

 Geo³- Hydrogéologie - Département ArGENCo (Architecture, Géologie, Environnement et Constructions) Université de Liège
 Département de Géologie Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix à Namur
 Cellule d'Hydrogéologie - Département GFA (Géologie Fondamentale et Appliquée) Faculté Polytechnique de Mons

Convention RW et SPGE – AQUAPOLE

Caractérisation hydrogéologique et support à la mise en œuvre de la Directive Européenne 2000/60 sur les masses d'eau souterraine en Région Wallonne

Délivrables D3.52 et D4.52

Rapport sur les interactions des eaux souterraines avec les eaux de surface (volet quantitatif)
 Rapport sur les interactions des eaux souterraines avec les eaux de surface (volet qualitatif)

TABLE DES MATIERES CONVENTION RW ET SPGE – AQUAPOLE 1

**CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE ET SUPPORT À LA MISE EN ŒUVRE DE LA
DIRECTIVE EUROPÉENNE 2000/60 SUR LES MASSES D’EAU SOUTERRAINE EN RÉGION
WALLONNE..... 1**

DÉLIVRABLES D3.52 ET D4.52 1

1 INTRODUCTION..... 4

1.1	INTRODUCTION GENERALE	4
1.2	CONTEXTE GENERAL	4
1.3	PERTINENCE DE L’ETUDE	8
1.4	CONTEXTE RÉGLEMENTAIRE.....	9
1.5	STRUCTURE ET CONTENU DU DELIVRABLE	10

2 APPROCHE REGIONALE – CARTOGRAPHIE DES INTERACTIONS ESO-ESU 12

2.1	INTRODUCTION	12
2.2	TYPOLOGIE DES INTERACTIONS ESO-ESU	12
2.2.1	DIFFERENTS MECANISMES D’INTERACTIONS	12
2.2.2	IMPORTANCE RELATIVE ET POTENTIELLE DES IMPACTS	15
2.2.3	CARTOGRAPHIE	17
2.3	METHODOLOGIE D’ETUDE A L’ECHELLE REGIONALE	17
2.4	RESULTATS DE LA CARTOGRAPHIE DES INTERACTIONS ESO-ESU	19
2.4.1	INTRODUCTION.....	19
2.4.2	REMARQUES PRELIMINAIRES CONCERNANT LES CARTES	19
2.4.3	DESCRIPTION DES INTERACTIONS PAR MASSE D’EAU DE SURFACE.....	21
2.5	CONCLUSIONS	41

**3 INVESTIGATIONS MENEES A L’ECHELLE LOCALE EN RELATION AVEC LES
INTERACTIONS ESO-ESU..... 43**

3.1	INTRODUCTION	43
3.2	METHODES INVESTIGUEES.....	43
3.2.1	EVALUATION DES FLUX PAR JAUGEAGE DE SECTIONS SUCCESSIVES	43

3.2.2	PROFILS DE MESURES PHYSICO-CHIMIQUES	50
3.2.3	PROFILS EN LONG DEBITMETRIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES	53
3.2.4	RELATIONS PERTES-RESURGENCES	61
3.3	PROBLEMATIQUES ASSOCIEES AUX INTERACTIONS ESO-ESU	63
3.3.1	IMPACT DES PRELEVEMENTS D'EAU SOUTERRAINE	63
3.3.2	INTRUSION DE POLLUANTS DANS LA NAPPE PAR LES EAUX DE SURFACE.....	70
3.3.3	CHARGES POLLUANTES DES EAUX USEES REJETEES DANS UN BASSIN VERSANT	73
4	<u>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</u>	<u>76</u>
	<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	<u>80</u>

1 Introduction

1.1 Introduction générale

L'importance de l'étude des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines (interactions ESO-ESU) avait été mise en évidence dans la note méthodologique sur l'évaluation des interactions avec les eaux de surface (D3.51 et D3.52). Celle-ci consistait en un ensemble de pistes envisageables pour étudier les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines. Le présent rapport, après avoir réintroduit le contenu de la note méthodologique, présente ce qui a été mis en œuvre lors de l'étude Synclin'EAU et les résultats obtenus.

1.2 Contexte général

Les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines ont lieu à l'interface de ces deux compartiments du cycle hydrologique et participent, au même titre que la percolation de l'eau de pluie à travers la zone non saturée, aux processus de recharge et de drainage de la nappe. Le drainage de la nappe vers les eaux de surface constitue ainsi une composante essentielle de l'alimentation des rivières en période d'étiage. De même, les eaux de surface peuvent contribuer, par l'intermédiaire de différents réservoirs (rivière, zone humide, lac, zone côtière), à la recharge de la masse d'eau souterraine (Figure 1-1).

Les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface sont conditionnés par des facteurs naturels (climat, topographie, hydrogéologie, facteurs biotiques) et anthropogéniques (irrigation, drainage, captage,...).

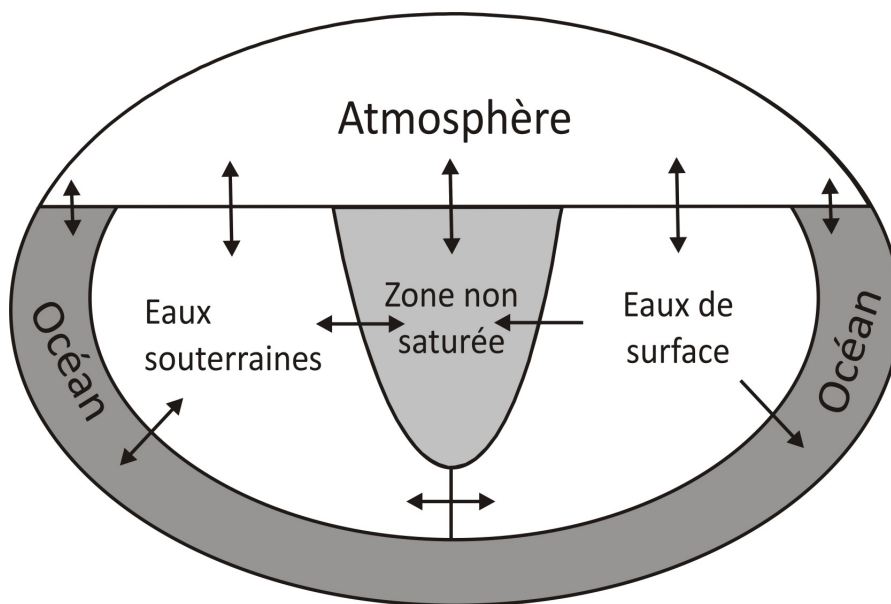
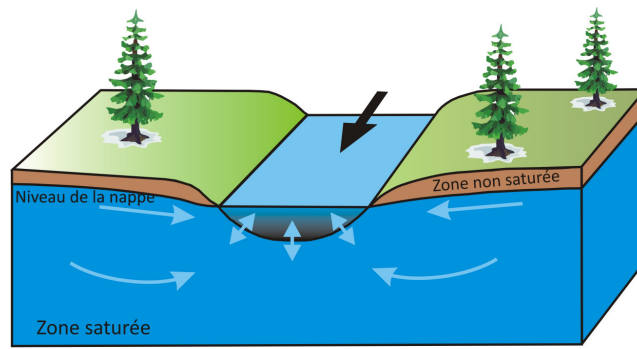
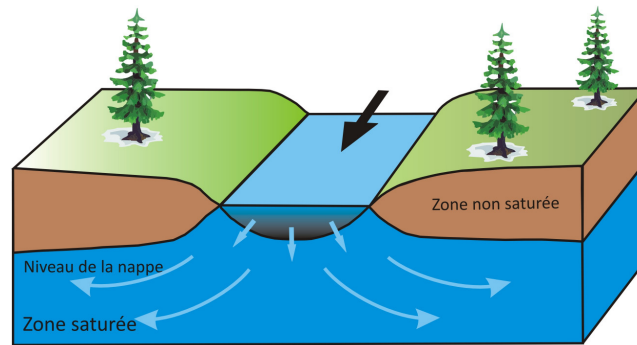


Figure 1-1. Compartiments principaux du cycle hydrologique. Les flèches indiquent le sens des échanges entre les différents réservoirs (d'après E. Wood et al. 2004).

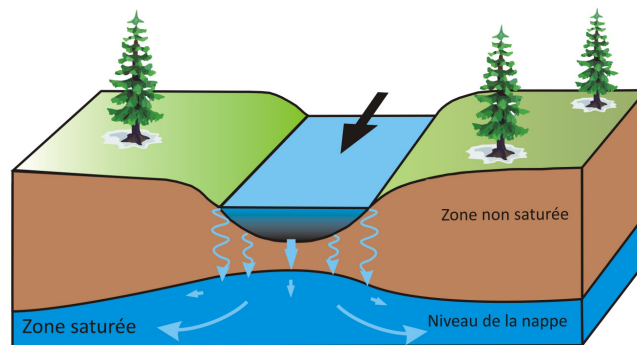
La distribution dans le temps et dans l'espace des échanges entre masses d'eau de surface et masses d'eau souterraine est variable. Schématiquement, ces échanges sont bidirectionnels (Figure 1-2), le cours d'eau pouvant bénéficier d'apports en eau souterraine (cours d'eau drainant) ou, au contraire, perdre de l'eau vers la nappe (rivière perdante). Par le contexte géo-hydrologique du projet Synclin'EAU, dans la majorité des cas, le cours d'eau est drainant sur une partie de son parcours et perdant sur l'autre. La direction des échanges peut également varier de manière saisonnière en fonction des fluctuations du niveau de la nappe relativement au niveau de l'eau dans la rivière. Un cours d'eau perdant peut être relié à la nappe par une zone saturée continue ou séparée de celle-ci par une zone non saturée (Figure 1-2c)



A. Cours d'eau drainant



B. Cours d'eau perdant



C. Cours d'eau perdant,
et dont la nappe est déconnectée du cours d'eau

Figure 1-2 : Interactions rivière-nappe : cours d'eau drainant (a), perdant (b) et perdant séparé de la nappe par zone non saturée (c) (d'après Alley et al. 1999)

L'impact des activités humaines par exemple à travers la mise en place d'un pompage à proximité de la rivière peut également modifier la direction du flux et la quantité d'eau souterraine déchargée dans le cours d'eau, souvent localement mais parfois à l'échelle régionale en cas de surexploitation.

Le flux d'eau souterraine, en assurant un débit de base, permet de maintenir l'équilibre écologique de la rivière en période d'étiage. Au-delà d'un apport en nutriments et en éléments dissous, il peut fournir des conditions stables de température assurant, aux exutoires de la nappe

dans la rivière, des refuges thermiques aux poissons. Dans les sédiments du lit ou des berges de la rivière, l'échange entre des eaux de surface et des eaux souterraines permet la mise en place d'un écosystème particulier connu sous le nom de zone hyporhéique. Cette zone de quelques cm à quelques dizaines de cm d'épaisseur constitue la transition entre, d'une part, un environnement de surface caractérisé par la présence de lumière, une teneur élevée en oxygène dissous et une température variable, d'autre part, un environnement profond caractérisé par une luminosité faible voire nulle, une faible teneur en oxygène dissous et une température constante. Elle est définie sur base de critères chimiques telle que l'alcalinité, les teneurs en nitrates et en oxygène dissous. Elle peut constituer une zone fortement « réactive » contribuant à l'épuration du cours d'eau, via des processus de dénitrification, de biotransformation des métaux etc. Une même zone de mélange, la zone hypolentique, existe à l'interface avec les eaux souterraines sous les lacs et les zones humides. Enfin, les eaux souterraines assurent le maintien en période de sécheresse d'une humidité suffisante pour les zones humides et la végétation de la plaine alluviale (zone riparienne). La zone riparienne joue par exemple un rôle de piégeage des nitrates de la nappe avant relargage des eaux souterraines dans la rivière (Hayashi et al, 2002).

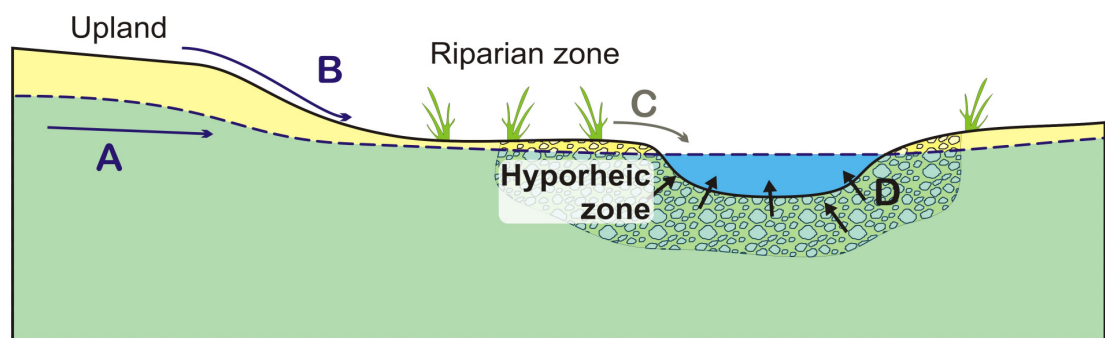


Figure 1-3 : Coupe schématique au travers d'une rivière indiquant les différents écosystèmes rencontrés (versant, zones riparienne et hyporhéique) ainsi que les différents flux d'eau et de nutriments (A : flux d'eau souterraine, B : ruissellement, C : apport de matière organique, D : zone d'échange hyporhéique) (Hayashi et al., 2002)

Du point de vue qualitatif, des contaminants peuvent être transportés des eaux de surface vers les eaux souterraines en cas de recharge de la nappe ou, dans le sens contraire, de la nappe vers les eaux de surface lors du drainage de l'aquifère. L'impact d'une contamination de l'eau souterraine sur un cours d'eau sera d'autant plus décisif que cette contamination se produit à l'étiage, période au cours de laquelle l'eau de la rivière bénéficie essentiellement d'un apport d'eau souterraine (Figure 1-4).

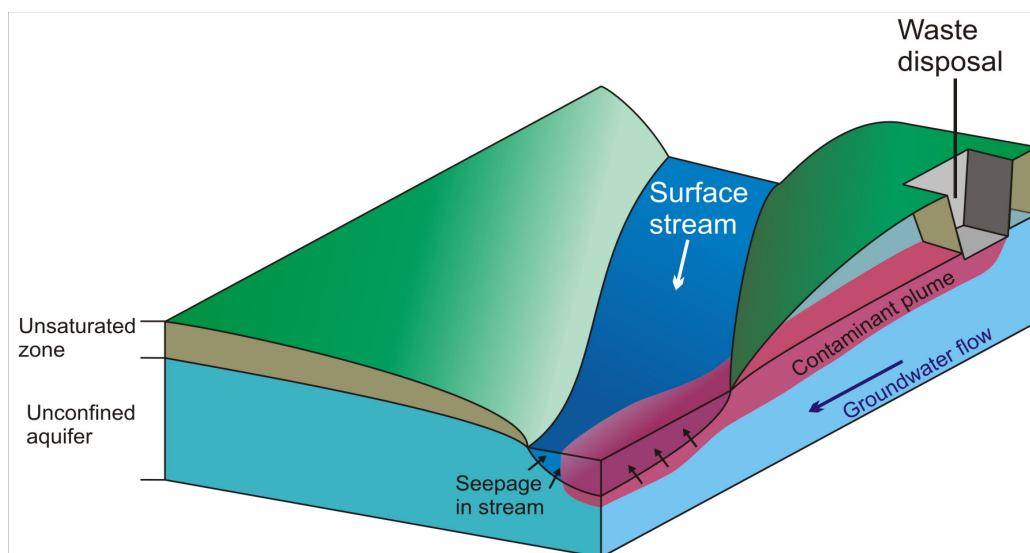


Figure 1-4 : Représentation simplifiée d'un panache de pollution dans l'eau souterraine en amont d'un cours d'eau drainant (Alley et al. 1999).

A contrario, à la suite de la mise en place d'un pompage, une diminution de l'apport en eau souterraine vers une rivière contaminée par des rejets de surface peut avoir des conséquences importantes sur la qualité du cours d'eau en diminuant d'autant le facteur de dilution des concentrations en polluants.

1.3 Pertinence de l'étude

Au regard des pressions anthropiques exercées sur la ressource en eau souterraine (contamination diffuse en nitrates et pesticides, contamination ponctuelle, volumes captés), de la nécessité de préserver les écosystèmes de surface (rivières et écosystèmes associés, zones humides) et la qualité de la ressource en eau souterraine, une meilleure compréhension des mécanismes d'échange entre les eaux de surface et les eaux souterraines apparaît indispensable, particulièrement dans le cadre de la gestion intégrée d'un bassin hydrographique.

L'évaluation du sens de ces échanges, à partir d'une analyse multidimensionnelle et d'études de sites, fournit des outils d'aide à la gestion, notamment dans le cadre de l'établissement des valeurs seuils pour les eaux souterraines.

1.4 Contexte réglementaire

Le contexte réglementaire relatif aux interactions eau de surface - eau souterraine est défini par la Directive Cadre sur l'Eau 2000/60/CE (DCE) et la récente Directive fille relative aux eaux souterraines 2006/118/CE (DFES). La première établit un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau tandis que la seconde définit des mesures spécifiques visant à prévenir et à contrôler la pollution des eaux souterraines conformément à l'article 17 de la Directive 2000/60/CE. Indépendamment des normes de qualité déjà définies pour les nitrates, les produits phytopharmaceutiques et les produits biocides¹, la Directive fille 2006/118/CE prévoit ainsi que, lors de l'établissement des valeurs seuils² pour les polluants des eaux souterraines, l'étendue des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface associées et les écosystèmes terrestres dépendants devra être prise en compte.

Les objectifs généraux définis par la DCE concernant le bon état à atteindre à l'échéance 2015 précisent notamment³ que :

- le niveau de l'eau souterraine dans la masse d'eau souterraine ne soit pas soumis à des pressions anthropogéniques (captages) telles qu'elles empêcheraient d'atteindre les objectifs environnementaux pour les eaux de surface ou les écosystèmes terrestres associés;
- la composition chimique de la masse d'eau souterraine ne soit pas telle que les concentrations de polluants empêcheraient d'atteindre les objectifs environnementaux pour les eaux de surface ou occasionneraient des dommages écologiques importants aux écosystèmes terrestres associés.

Au regard de la DCE, le travail de caractérisation détaillée des masses d'eau souterraine recensées comme courant un risque doit ainsi comprendre un « *inventaire des systèmes de surface associés, y compris les écosystèmes terrestres et les masses d'eau de surface auxquels la masse d'eau souterraine est dynamiquement liée* » complété d'une estimation « *des directions et taux*

¹ Annexe I de la Directive fille 2006/118/CE définissant des normes de qualité des eaux souterraines : Nitrates : 50 mg/l, substances actives des pesticides dont métabolites et produits de dégradation : 0,1 µg/l ou 0,5 µg/l (total)

² Une liste minimale de 10 polluants et indicateurs pour lesquels les Etats membres doivent envisager d'établir des valeurs seuil a été définie : Conductivité, As, Cd, Pb, Hg, Ammonium, Chlorure, Sulfates, Trichloroéthylène, Tétrachloroéthylène.

³ Annexe V, paragraphe 2

d'échange de l'eau entre la masse d'eau souterraine et les systèmes de surface associés⁴ ». Conformément aux objectifs du projet Synclin'EAU, il s'agira essentiellement ici de préciser, dans la mesure du possible et pour les MESO -011, -012 et -021 :

- la direction des flux échangés entre les eaux souterraines et les eaux de surface (recharge ou drainage) à travers l'établissement d'une cartographie régionale ;
- les influences des échanges ESO-ESU sur les débits d'étiage, période durant laquelle l'alimentation du réseau de surface est uniquement tributaire de la composante d'eau souterraine ;

En complément à l'étude générale sur toute l'étendue des MESO, et pour illustrer les mécanismes d'interactions, des mesures complémentaires de terrain ont été réalisées sur certains sites sur base de jaugeages supplémentaires, mises en place de sondes d'acquisition automatique pour l'évaluation des paramètres physico chimiques dans les cours d'eau et les piézomètres proches, prélèvements d'eau souterraine et d'eaux de surface en période d'étiage et de hautes eaux pour l'analyse des composants majeurs et des principaux contaminants ou encore d'essais de traçage.

L'étude des interactions ESO-ESU est donc développée à l'échelle régionale (cartographie régionale de directions des flux échangés, données de débits) et à l'échelle locale sur base de sites préalablement choisis pour être révélateurs de problématiques associées aux échanges eaux de surface - eaux souterraines (mesures complémentaires de terrain). Elle respecte ainsi la nécessité d'aborder ce type de problématique à travers l'établissement d'une approche à différentes échelles d'étude et sur base d'une combinaison de différentes méthodes de mesure seules à même de quantifier au mieux ces interactions.

1.5 Structure et contenu du livrable

Le but du premier chapitre, pratiquement identique à celui retrouvé dans la note méthodologique, est de replacer l'étude des interactions ESO-ESU dans leur contexte. Le Chapitre 2 présente l'approche régionale de l'étude. L'élaboration de l'outil cartographique y est explicitée, les cartes, réalisées par masse d'eau de surface sont décrites en termes d'interactions eaux souterraines-eaux de surface. Ensuite le Chapitre 3 présente une approche locale, et reprend les

⁴ Annexe II de la Directive cadre 2000/60/CE

méthodologies d'investigation mises en œuvre ainsi qu'une sélection de cas illustratifs de problématiques associées aux interactions eaux souterraines – eaux de surface. Enfin, le Chapitre 4 reprend les éléments principaux de l'étude et les conclusions. Des perspectives y sont aussi envisagées.

Au niveau de ces travaux, la priorité a été donnée à l'approche cartographique régionale par rapport aux investigations proposées à l'échelle locale. D'un point de vue support à la décision, il est en effet apparu plus utile de finaliser au mieux cette composante du travail plutôt que de mener des investigations très détaillées à caractère plus exploratoire.

2 Approche régionale – cartographie des interactions ESO-ESU

2.1 Introduction

L'objectif principal de cette étude, est d'établir une cartographie régionale du sens des interactions entre les eaux de surfaces et les eaux souterraines.

Chaque tronçon de cours d'eau est rattaché à un système d'échange particulier : cours d'eau potentiellement drainant, potentiellement perdant, en pseudo-équilibre, ou système perte-résurgence. La typologie, restée inchangée depuis la note méthodologique est explicitée au chapitre ci-dessous.

2.2 Typologie des interactions ESO-ESU

2.2.1 *Différents mécanismes d'interactions*

Les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines sont fonction de leur charge hydraulique respective et plus précisément de la différence de charge entre ces deux systèmes.

Cette différence ΔH entre la charge hydraulique de l'eau souterraine et la charge hydraulique de l'eau de surface vaut :

$$\Delta H = H_{GW} - H_S$$

Avec : - H_{GW} : la charge hydraulique de l'eau souterraine⁵

- H_S : la charge hydraulique de l'eau de surface⁶

Différentes configurations peuvent se présenter :

1) Si ΔH est positif, la rivière draine l'aquifère (Figure 2-1) et le transfert d'eau se fait depuis l'eau souterraine vers l'eau de surface. En terme de typologie, un tel système sera qualifié de **potentiellement drainant**.

⁵ Cote altimétrique atteinte par l'eau dans un piézomètre relié à un point d'une nappe.

⁶ Cote altimétrique du cours d'eau.

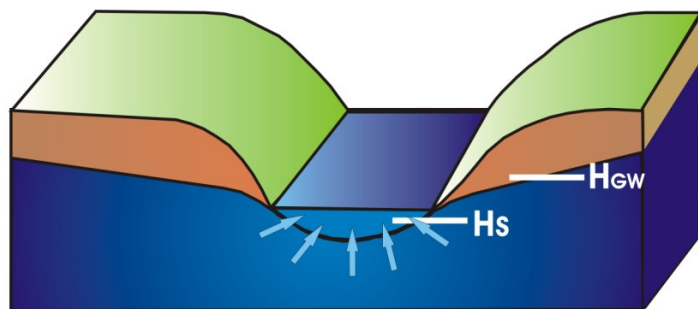


Figure 2-1 : $\Delta H > 0$ la rivière draine l'aquifère (système potentiellement drainant)

Dans ce cas, l'aquifère alimente le cours d'eau et contribue à maintenir un « niveau de base ». La qualité des eaux du cours d'eau est influencée, entre autre, par la qualité des eaux souterraines.

Le système potentiellement drainant est un système naturel, les rivières étant l'exutoire principal des nappes. Ce type de fonctionnement est largement représenté dans les grès des MESO MRW012 et MRW021.

2) Si ΔH est négatif, la rivière est dite perdante (Figure 2-2), le transfert d'eau se produisant depuis l'eau de surface vers l'eau souterraine. En termes de typologie, un tel système sera qualifié de **potentiellement perdant**.

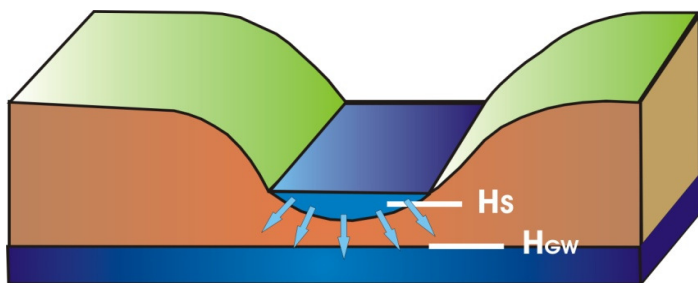


Figure 2-2: $\Delta H < 0$ la rivière est perdante (système potentiellement perdant)

Dans ce cas, le cours d'eau alimente l'aquifère et la qualité des eaux souterraines est influencée, entre autre, par la qualité des eaux de surface.

Un système potentiellement perdant peut se présenter sous différentes configurations, par exemple :

- lorsqu'une nappe de forte conductivité hydraulique est naturellement rabattue sous le niveau de la rivière ;
- lorsqu'un captage rabat le niveau de la nappe à proximité du cours d'eau, le ruisseau peut devenir localement perdant ;
- lorsque le cours d'eau s'écoule auprès d'une carrière dont l'exhaure rabat la nappe ;

- lorsque le cours d'eau s'écoule sur une couverture peu perméable surmontant une zone partiellement saturée ; dans ce dernier cas, la relation rivière-nappe est alors indirecte via un phénomène de drainance.

Le terme « potentiellement » est utilisé par prudence car les flux échangés sont fonction de la perméabilité du lit des cours d'eau. Une différence de hauteur d'eau entre le niveau de la rivière et celui de la nappe n'implique en effet pas forcément un transfert d'eau important, cela dépendant aussi des propriétés hydrauliques de l'interface nappe-rivière.

3) Quand la cote du cours d'eau est proche de celle de la nappe, les fluctuations de la nappe (hautes eaux – basses eaux) et du ruisseau (crues ou étiages) font en sorte que le sens des échanges peut être variable, de l'aquifère vers le cours d'eau (ESO->ESU) ou du cours d'eau vers l'aquifère (ESU->ESO) (Figure 2-3). En termes de typologie, un tel cas sera qualifié de système en **pseudo-équilibre**.

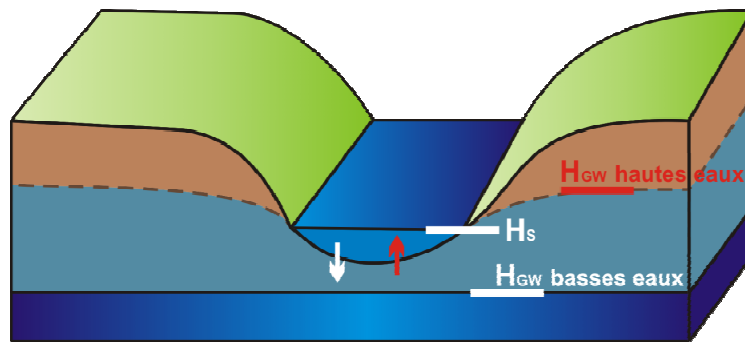


Figure 2-3 : $\Delta H > 0$ la rivière est potentiellement drainante et $\Delta H < 0$ la rivière est potentiellement perdante

4) Dans les zones karstiques, un cours d'eau peut présenter des sections où l'essentiel des écoulements est souterrain et d'autres sections où ces écoulements ont lieu à la surface du sol, cette configuration étant par ailleurs susceptible d'évoluer au cours du temps, en fonction du régime hydrique, voire de l'évolution du système karstique. Les pertes correspondent aux points d'entrée des eaux de surface dans le milieu souterrain et les résurgences correspondent à leur réapparition à la surface (Figure 2-4).

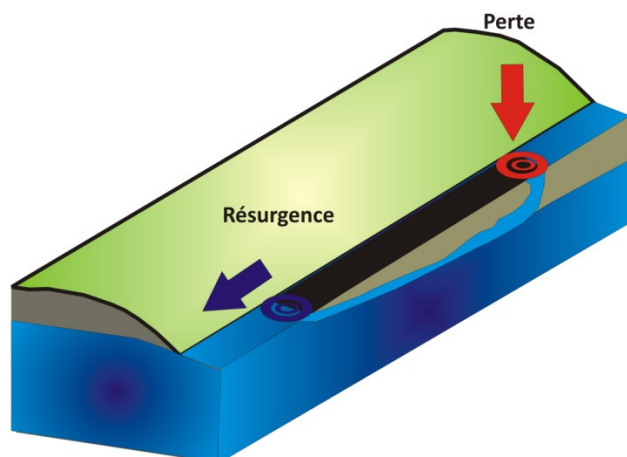


Figure 2-4 : Schéma du système perte/résurgence

2.2.2 Importance relative et potentielle des impacts

La dynamique des échanges eaux souterraines – eaux de surface est différente pour chacune des 4 typologies définies ci-dessus. D'un point de vue quantitatif, chaque système a une influence sur le débit des eaux de surface :

- Potentiellement drainant : les eaux de surface sont toujours alimentées par des eaux souterraines. En période d'étiage, l'alimentation en eau souterraine contribue au « bon fonctionnement » de la rivière : les eaux souterraines assurent le débit d'étiage, le débit de la rivière augmente de l'amont vers l'aval, tout au long de la section drainante ; les eaux souterraines stabilisent la température des eaux de surface,
- Potentiellement perdant : les eaux souterraines ne participent pas à l'alimentation du cours d'eau. Au contraire, le débit de la rivière peut diminuer suite à l'infiltration d'eau de surface vers la nappe. En période d'étiage, le débit peut en être fortement amoindri, allant jusqu'à l'assèchement du cours d'eau si celui-ci n'est pas suffisamment alimenté par le ruissellement dans la partie amont du bassin.
- Pseudo-équilibre : l'influence sur les eaux de surface de ce système est identique à celles du système potentiellement drainant en période de hautes eaux, et à celles du système potentiellement perdant en période de basses eaux.
- Perte-résurgence : le débit d'un cours d'eau peut être affecté de manière brutale. Une grande partie ou la totalité d'un cours d'eau peut s'engouffrer dans des conduits souterrains au droit des pertes. En aval des pertes, les eaux de surface s'en retrouvent alors fortement affectées.

L'importance relative de l'influence qu'a chacun de ces systèmes sur le débit des eaux de surface est synthétisée au sein du Tableau 2-1.

Pour l'aspect quantitatif, cela permet d'établir une échelle relative de l'importance des l'influence, positive ou négative, qu'a chaque système sur les eaux de surface. Le système drainant peut être considéré comme étant le plus « sain », tandis que le système perte-résurgence est considéré comme étant celui dont l'influence sur les eaux de surface est la plus forte.

	Aspect quantitatif: influence sur les eaux de surface (ESU)	Importance relative des impacts		Aspect qualitatif: influence potentielle sur ESO et/ou ESU en cas de pollution
Potentiellement drainant	débit ESU alimenté par ESO (+)	(+)	(+)(-)	effet de dilution (+) contamination de ESU par ESO (-)
pseudo équilibre				
Potentiellement perdant	débit ESU diminue le long de son parcours (-)	(-)	(-)(-)	concentration des polluants dans ESU (-) contamination de ESO par ESU (-)
Perte-résurgence	débit ESU diminue de manière brutale (-)	(-)(-)	(-)(-)(-)	contamination rapide de ESO par ESU (-) concentration des polluants dans ESU restantes (-)

Tableau 2-1 : Importance relative et potentielle de l'influence qu'a tel ou tel système sur ESU ou ESO, sous un aspect quantitatif et qualitatif. (+) pour une influence positive, et (-) pour une influence négative.

D'un point de vue qualitatif, l'importance potentielle de l'influence de tel ou tel système est à considérer en cas de pollution. Les conséquences potentielles pour les eaux de surface et ou souterraines en cas de pollution de l'une ou de l'autre peuvent être les suivantes, selon la typologie :

- Potentiellement drainant : la nappe est connectée au cours d'eau, les échanges se font depuis les eaux souterraines vers les eaux de surface. En cas de pollution des eaux de surface, l'apport en eau souterraine contribue à diluer le polluant. Cet effet de dilution est plus ou moins marqué selon l'importance de l'apport en eau souterraine. Les eaux de surface polluées ne contaminent généralement pas l'eau souterraine, par contre une eau souterraine polluée peut contaminer les eaux de surface, chose cependant assez rare.
- Potentiellement perdant : En cas de pollution des eaux de surface, celles-ci ne bénéficient d'aucun effet de dilution, le polluant reste alors concentré dans les eaux de surface. De plus les eaux de surface peuvent contaminer la nappe par infiltration.
- Pseudo-équilibre : Les caractéristiques de ce système sont les même que celles du système potentiellement drainant en période de basses eaux, et que celles du système potentiellement perdant en période de hautes eaux.
- Perte-résurgence : Dans ce système, les eaux de surface sont directement connectées au milieu souterrain via des conduits karstiques. Les conséquences peuvent être multiples. D'une part, la qualité des eaux souterraines peut être directement altérée par des

contaminants venant de la surface, en l'absence de filtration ou de dégradation suffisantes des contaminants véhiculés. D'autre part, une contamination des eaux de surface en aval des points de perte, entraîne une concentration du polluant dans les eaux de surface d'autant plus importante que le débit a été fortement amoindri par les pertes. L'exemple du Saint-Hadelin (section 3.3.3, page 73) illustre très bien cette problématique.

D'un point de vue qualitatif, en cas de pollution, le système potentiellement drainant est généralement le plus favorable au maintien d'une eau de surface de qualité, et le système perte-résurgence génère une dégradation de la qualité tant des eaux de surface, que des eaux souterraines. Le Tableau 2-1 résume les arguments de cette échelle relative.

2.2.3 Cartographie

Pour l'ensemble des masses d'eau de surface, une typologie des différents types d'échange a été assignée pour chaque tronçon de cours d'eau. À savoir, potentiellement drainant, potentiellement perdant, système perte-résurgence, et système en pseudo-équilibre. Le résultat cartographique est le fruit d'un important travail de compilation de données existantes, mais aussi de nombreuses investigations de terrain. La typologie « indéterminée » a parfois été assignée à certains tronçons, pour lesquels les données disponibles ne permettaient pas de définir une des typologies. En raison de l'ampleur de la zone d'étude, et du réseau hydrographique, les niveaux d'investigation sont différents. Afin d'en tenir compte, un degré de fiabilité est associé à chacun des 4 systèmes : vérifié et extrapolé.

2.3 Méthodologie d'étude à l'échelle régionale

Les analyses menées ont essentiellement reposé sur l'utilisation de documents cartographiques, de banques de données et des systèmes d'information géographique, renforcées par des observations et mesures effectuées in situ, lors des campagnes de terrain.

Certaines informations reprises dans les cartes hydrogéologiques ont permis d'estimer le sens des interactions. Néanmoins, des mesures complémentaires (piézométrie, mesures de débit, ...) ont parfois été réalisées pour confirmer cette première classification.

Les données qui sont reprises dans la base de données « BDHydro » permettent de déterminer d'une manière plus précise une grande partie du sens des interactions. Les données piézométriques sont les informations les plus utiles que l'on puisse retrouver pour cette évaluation. Lorsque la cote altimétrique du niveau de l'eau dans un piézomètre existe, sa comparaison avec à

la cote altimétrique du cours d'eau voisin permet de déterminer le sens et donc la typologie de l'interaction.

Outre l'information piézométrique, la localisation des sources pérennes ou non, ainsi que des zones humides disponibles dans la base de données sont des critères qui permettent d'évaluer le sens des échanges.

Plusieurs techniques d'évaluation des directions des flux échangés entre les eaux de surface et les eaux souterraines avaient été envisagées dans la note méthodologique D3.51 et D4.51 afin d'étudier les interactions ESO-ESU. L'application de ces techniques dépend du contexte hydrogéologique, de l'accessibilité aux points de mesures (puits, piézomètres,...) et des données disponibles. L'objectif de ces investigations était d'évaluer le sens des interactions sur certains tronçons et d'extrapoler, dans la mesure du possible, les résultats. Elles ont aussi permis de tester et de valider certaines techniques dans le contexte des problématiques identifiées.

Ces différentes investigations font l'objet d'un chapitre détaillé plus loin (section 3.2, page 43). Parmi ces méthodes, celle des jaugeages successifs d'un tronçon de rivière (voir section 3.2.1, page 43) a abondamment été utilisée afin d'évaluer le sens des interactions. La plupart des jaugeages ont été réalisés dans des zones sans données piézométriques suffisantes.

Le sous-sol de la zone d'étude est, en première approximation, constitué de roches calcaires et de roches gréseuses. Les grès constituent un aquifère de type manteau d'altération, les produits de l'altération des grès (sables) permettent la circulation de l'eau. Ce type d'aquifère est de perméabilité moyenne. Le niveau d'eau est proche de la surface, et les cours d'eau qui y circulent sont en général drainants. Pour une grande partie des cours d'eau s'écoulant sur des terrains gréseux, la typologie « potentiellement drainant *extrapolé* » a été assignée sur base de ce critère géologique. Les interactions ESO-ESU sont généralement beaucoup plus complexes dans les aquifères calcaires. Du fait de la conductivité hydraulique en général plus importante des roches calcaires, le niveau de la nappe peut être assez profond en dessous de la surface, les nappes peuvent être fortement rabattues sous le niveau du talweg. La relation des ESO-ESU dans les calcaires n'étant pas évidente, les analyses et les investigations de terrain ont été essentiellement focalisées sur les tronçons s'écoulant dans les calcaires.

2.4 Résultats de la cartographie des interactions ESO-ESU

2.4.1 Introduction

La cartographie des interactions ESO-ESU a été reportée par masse d'eau de surface. La Figure 2-5 reprend le découpage des masses d'eau RWM021, RWM011 et RWM012 en masses d'eau de surface. Chaque carte présentée par la suite reprend une ou plusieurs masses d'eau de surface selon leur taille.

Pour compléter la cartographie, les phénomènes karstiques, relations perte-résurgence, les captages et les piézomètres (piézomètres *sensu stricto* ou puits domestiques) pour lesquels il existe des données sont répertoriés sur chaque carte.

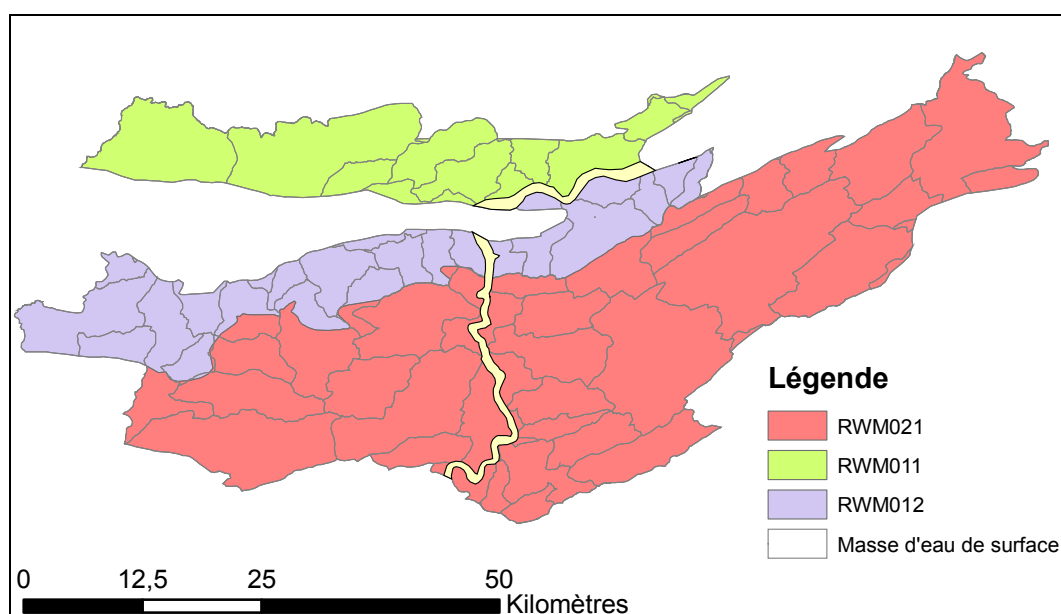


Figure 2-5: Découpage des masses d'eau souterraine en masses d'eau de surface

2.4.2 Remarques préliminaires concernant les cartes

2.4.2.1 Dynamique des échanges au cours du temps

La typologie « pseudo-équilibre » (défini dans la section 2.2.1, page 15) vise à caractériser un système où le niveau du cours d'eau est proche de celui du niveau de la nappe, et dont les fluctuations peuvent rendre le cours d'eau perdant ou drainant au cours du temps. Un tel système n'a put être confirmé que très localement, dans des zones où il existe des piézomètres (ou puits domestiques) proches du cours d'eau et avec des chroniques suffisamment longues. De plus, pour pouvoir affirmer avec certitude l'état de pseudo-équilibre, un nivellement précis de la cote altimétrique du cours d'eau ainsi que du piézomètre sont nécessaires. L'ensemble de ces données,

n'étant que rarement disponible, la variation des échanges au cours du temps n'a pu être mise en évidence que sur certains tronçons.

Les investigations de terrains sont généralement basées sur des mesures momentanées qui ne reflètent généralement pas l'évolution à long terme des échanges ESO-ESU. EN particulier, les jaugeages « amont-aval » (voir section 3.2.1.2, page 47), doivent être réalisés après une période de plusieurs jours sans pluie et en période d'étiage pour être valables.

2.4.2.2 Croisement d'informations

La cartographie des interactions ESO-ESU est mise en relation avec la cartographie des masses d'eau. Pour éviter de surcharger les cartes, la légende hydrogéologique ne figure pas sur les cartes. La

Figure 2-6 reprend la légende générale utilisée. Celle-ci est également représentée dans le document annexe.

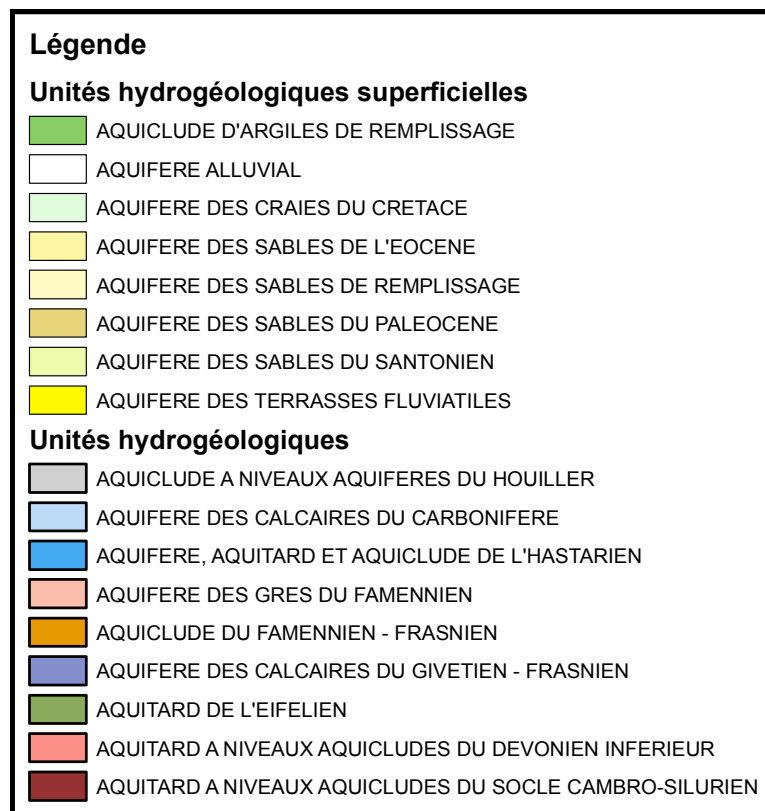


Figure 2-6 : Légende hydrogéologique

2.4.3 Description des interactions par masse d'eau de surface

La zone étudiée reprend 30 bassins hydrologiques décrits avec les masses d'eau de surface correspondantes.

2.4.3.1 Bassin du Samson (MM40R + MM41R, page 3 du document annexe)

Le bassin du Samson a été divisé en deux masses d'eau de surface. La masse d'eau MM41R reprend le bassin versant du ruisseau de Tronquois, affluent de la rive gauche du Samson. La masse d'eau MM40R est constituée par l'ensemble du bassin du Samson moins le Tronquois.

La partie amont du bassin hydrographique est constituée de deux synclinaux calcaires carbonifères, le synclinal d'Evelette et le synclinal de Gesves, bordés d'anticlinaux gréseux. Le ruisseau du Samson et deux de ses affluents, le ruisseau d'Hoûte et le ruisseau des Fonds de Vaux, s'écoulent sur les calcaires. Ces ruisseaux sont principalement perdants. La typologie des échanges a été définie grâce à un vaste réseau de piézomètres, forés autour des trois ouvrages de captage. Des bilans locaux calculés précédemment dans cette zone (Villance, 1993) ont permis de compléter l'information. Deux jaugeages successifs réalisés en juillet 2006, sur la partie amont du ruisseau d'Hoûte, indique que le ruisseau s'infiltre à cet endroit. Les fractures présentent dans les calcaires influencent les sens d'écoulement, tout comme le réseau karstique largement développé. Juste avant sa sortie des calcaires, le bassin du Samson est parsemé de sources et de résurgences. Le Samson y est donc drainant et constitue l'exutoire principal de la nappe contenue dans les calcaires.

L'affluent suivant est le ruisseau de Fonds de Gesves. Il s'écoule parallèlement aux bancs, au sein des formations carbonatées du Dévonien moyen et supérieur, en rive droite du Samson. Plusieurs pertes sont situées à moins de 300 m de la confluence avec le Samson. Elles absorbent une grande partie voir l'entièreté du ruisseau des Fonds de Gesves. Ce phénomène a été observé à plusieurs reprises au cours du projet. Le ruisseau des Fonds de Gesves a donc été catégorisé en système pertes – résurgences. Le ruisseau symétrique en rive gauche a été classé, par extrapolation, dans la même catégorie que le ruisseau des Fonds de Gesves.

Le ruisseau du Samson traverse ensuite les formations aquitards à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur et du socle Cambro-Silurien. Ces formations sont recouvertes par un chevelu hydrographique plus important que les formations calcaires. Plusieurs affluents du Samson y prennent leurs sources. Des mesures piézométriques dans les puits domestiques de cette zone confirment le caractère drainant des cours d'eau.

Le Samson recoupe finalement les calcaires du Synclinorium de Namur avant de se jeter dans la Meuse. Il entaille profondément les roches carbonatées et rabat ainsi fortement la nappe. Le Samson reste drainant au sein de son bassin hydrographique. Cette typologie a été déduite de mesures piézométriques effectuées dans des puits domestiques, de la présence de résurgences dans le lit du Samson et des bilans réalisés pour des stations de débits situés sur le Samson, à l'amont, au milieu et à l'aval des calcaires carbonifères (rapport D3.12). Les ruisseaux de Struviaux et de Tronquois sont potentiellement perdants. Des mesures piézométriques et deux jaugeages successifs sur le Struviaux ont permis de définir la typologie de ces affluents.

2.4.3.2 Affluents de la rive droite de la Meuse, entre la confluence du Samson et celle du Hoyoux (MV01R + MV02R + MV35R, page 4 du document annexe)

Les principaux ruisseaux de la rive gauche de ce tronçon de Meuse prennent leurs sources sur les formations aquitards à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur et du socle Cambro-Silurien. Au droit de ces formations, malgré le manque de données, les ruisseaux sont considérés comme drainants par extrapolation avec les données piézométriques disponibles dans le bassin Samson.

Le sous-sol de la partie Nord des masses d'eau de surface est constitué des aquifères des calcaires carbonifères surmontés par endroits de schistes et de grès du Namurien. De nombreux phénomènes karstiques ont été recensés dans les formations calcaires. De plus, la nappe qu'elles contiennent est fortement rabattue par la Meuse, comme le prouve les hauteurs d'eau mesurées dans plusieurs puits et piézomètres. Les ruisseaux y sont dès lors soit potentiellement perdants soit soumis à des phénomènes de type « pertes-résurgences ». Les ruisseaux s'écoulant sur les schistes et les grès du Namurien sont considérés comme drainant en regard des nappes contenues dans ces formations.

2.4.3.3 Bassin du Hoyoux, partie amont (MV07R, page 5 du document annexe)

La masse d'eau de surface MV07R reprend la moitié amont du bassin du Hoyoux, jusqu'à, vers l'aval, la confluence avec le ruisseau de Vyle.

Le Hoyoux dans sa partie la plus méridionale ainsi que son affluent, le ruisseau de Neuf Moulin s'écoulent sur le synclinal calcaire de Bois et Borsu. Ils y sont principalement perdant comme le prouve les piézomètres forés à proximité des cours d'eau et les quelques puits domestiques investigués. Toutefois, les tronçons s'écoulant sur les formations du Tournaisien inférieur sont en pseudo-équilibre avec la nappe. Cela est dû à la présence d'un captage par gravité implanté dans ces calcaires Tournaisiens le long du ruisseau. Cet ouvrage rabat la nappe aux

alentours jusqu'à un niveau piézométrique proche de celui du ruisseau comme en témoignent les données aux piézomètres situés à proximité.

Plus en aval, les affluents de la rive gauche du Hoyoux s'écoulent au cœur des synclinaux calcaires. La typologie des cours d'eau a été déterminée au moyen de plusieurs jaugeages effectués de l'amont vers l'aval (voir section 3.2.1.1, page 44) et de mesures de niveau d'eau dans les piézomètres et puits privés de cette zone. Les ruisseaux sont généralement perdants à l'exception des têtes de ruisseaux qui sont drainantes. Un peu avant sa confluence avec le Hoyoux, le ruisseau de Vyle est l'objet de plusieurs pertes karstiques l'asséchant presque complètement à certaines périodes de l'année.

La rive droite du Hoyoux est constituée de trois synclinaux calcaires interconnectés. La nappe y est fortement rabattue et adopte un profil presque plat. Les quelques puits et les deux nouveaux forages réalisés dans le cadre du projet Synclin'Eau le démontrent. Seule la partie la plus en aval du Torrent de Bonne draine la nappe en période de hautes eaux (pseudo-équilibre).

Aussi bien en rive gauche qu'en rive droite, la nappe des calcaires s'écoule souterrainement jusqu'au Hoyoux, qui peut donc être qualifié de drainant. De nombreuses sources historiques sont maintenant captées dans la vallée, avant d'atteindre le Hoyoux, d'autres sources, dont la source de Vyle, ont été observées au cours du projet. Le bilan réalisé pour le bassin du Hoyoux jusqu'à Modave ne boucle convenablement qu'en considérant l'apport souterrain d'eau en provenance de l'entité du bassin hydrologique du Torrent de Bonne (voir rapport D3.12 RWM021). Plusieurs études avaient déjà mis en évidence l'importance des écoulements en direction du Hoyoux pour les bassins de Pailhe (Hallet et al., 1998), du Torrent de Bonne (Orban et al., 2003) et de Vyle (Verduyck et al., 1992).

De façon générale, les tronçons de ruisseau présents sur les grès du Dévonien ont été caractérisés comme drainant vu le caractère de la roche. Ce choix est confirmé par des mesures piézométriques effectuées dans quelques puits domestiques.

2.4.3.4 Bassin du Hoyoux, partie aval (MV08R + MV09R + MV10R, page 6 du document annexe)

Les ruisseaux présents au sein des calcaires carbonifères sont tantôt drainant tantôt perdant au gré des failles et des fractures. Le ruisseau Saint Pierre et l'aval du ruisseau de Triffoy ont été investigués précédemment (Ikan et al, 1994 et Makli K. et al, 2003). Avant la mise en place des captages, une partie de l'eau contenue dans les synclinaux calcaires rejoignait le Hoyoux à la faveur d'écoulements souterrains et sont maintenant interceptés par les captages. Une succession

de jaugeages le long du ruisseau de Triffoy a permis de mieux cibler les tronçons drainants et perdants de ce cours d'eau (voir section 3.2.1.1, page 44). Les cours d'eau du synclinal de Marchin en rive droite du Hoyoux sont généralement secs.

Le Rys à Pont et le Fond de Wavelinse en rive droite du Hoyoux ainsi que le ruisseau de Lilot en rive gauche s'écoulent sur les formations calcaires du Givetien et du Frasnien. Ces ruisseaux prennent leurs sources sur diverses formations schisto-gréseuses où ils sont considérés comme drainant. Quelques piézomètres et puits domestiques confirment ce choix, tout comme la présence d'une zone humide à l'amont du Rys au Pont. De nombreux phénomènes karstiques sont présents plus à l'aval de ce même ruisseau. Les interactions ESO-ESU y sont de type « perte - résurgence ». Pour le ruisseau de Lilot, ce type d'interaction a été extrapolé dans les calcaires. Toutefois, une mesure dans un puits domestique et la présence d'une zone de contrainte karstique semblent confirmer le caractère « perte-résurgence » des échanges.

2.4.3.5 Bassin du Fond d'Oxhe (MV12R, page 7 du document annexe)

Très peu de données sont disponibles pour ce bassin. La typologie des différents tronçons a donc été extrapolée en se basant sur les ruisseaux proches, en fonction du substrat géologique sur lequel ils s'écoulent. Il est intéressant toutefois de noter que le bilan réalisé pour la station O6_Oxhe (à l'aval du captage de Marnave) possède un terme de bouclage très faible (-1,66%). Les échanges entre eaux de surface et eaux souterraines doivent être limités à l'intérieur des frontières du bassin versant.

2.4.3.6 Bassin du Néblon (OU29R, page 8 du document annexe)

Le Néblon s'écoule du Sud-Est vers le Nord-Ouest, au cœur des formations du Tournaisien inférieur.

En rive droite, de nombreux affluents qui prennent leur source dans les schistes et les grès du flanc sud du bassin viennent grossir régulièrement le Néblon. Ces affluents sont supposés drainant vu le caractère peu perméable des formations sous-jacentes.

Le Néblon est également alimenté tout au long de son parcours par des apports diffus provenant de la masse de calcaires carbonifères constituant le flanc nord du bassin. Les interactions ESO-ESU ont donc lieu depuis les eaux souterraines vers les eaux de surface. Un profil physico-chimique du Néblon réalisé dans le cadre du projet de cartographie de la vulnérabilité (Popescu et Dachy, 2004) confirme ce phénomène. Le Néblon est cependant perdant voir en pseudo-équilibre lorsqu'il traverse l'aquifère des calcaires du Carbonifère. Cette interprétation est soutenue par quelques mesures piézométriques.

Le ruisseau d'Ocquier est le seul ruisseau permanent de la rive gauche du Néblon. Il est potentiellement drainant depuis les étangs de Vervoz jusqu'à son exutoire. Le cours amont du ruisseau d'Ocquier est considérée comme perdant car généralement sec. Le bilan réalisé pour l'ensemble de ce sous-bassin est légèrement déficitaire et indique que le ruisseau d'Ocquier ne draine pas l'ensemble de son bassin hydrologique (rapport D3.12).

Les calcaires carbonifères du Nord-Est du bassin du Néblon sont fortement karstifiés. Le Fond de Wallou et le Nesson sont secs la plupart du temps. Le ruisseau d'Ouffet se perd entièrement puis est réalimenté par une résurgence à quelques mètres en aval de sa confluence avec le Nesson. Le débit du Néblon diminue significativement à hauteur de Jenneret, lorsqu'il effectue un méandre à angle droit, peu avant la confluence avec le ruisseau d'Ouffet. Des observations de terrain, des mesures de hauteurs d'eau dans les piézomètres proches du ruisseau d'Ouffet et du Fond de Wallou et un jaugeage en amont et en aval du méandre du Néblon (section 3.2.1.1, page 44) ont permis de mettre en évidence ces phénomènes. Trois essais de traçage sont encore toujours en cours pour tenter définir plus précisément la direction des échanges au sein de cette masse calcaire.

Après avoir franchi le seuil hydrogéologique de Néblon-le-Moulin, le Néblon s'écoule sur des formations moins perméables. Par extrapolation, le caractère drainant a été retenu pour ce dernier tronçon.

2.4.3.7 Bassin du Blokai et bassin du Fond de Martin (OU30R + OU31R, page 9 du document annexe)

La masse d'eau de surface OU30R est délimitée par le bassin hydrologique du ruisseau du Blokai. Ce ruisseau est situé en grande partie sur les calcaires du carbonifère du synclinal d'Anthisnes. Plusieurs piézomètres forés dans les calcaires indiquent que la nappe est rabattue par l'Ourthe. Le niveau d'eau dans les piézomètres est inférieur de quelques dizaines de mètres à la cote du ruisseau du Blokai. De nombreux phénomènes karstiques sont répertoriés dans l'atlas du karst pour cette zone. Des traçages réalisés précédemment (Meus, 1993) démontrent que les écoulements souterrains au sein du synclinal d'Anthisnes ont lieu en direction de l'Ourthe. Le bilan réalisé à la source de Comblain confirme ces apports souterrains (rapport D3.12).

La masse d'eau de surface OU31R couvre le bassin du Fond de Martin. Ce ruisseau prend sa source, au Sud et à l'Ouest, dans les grès du Famennien et au Nord, dans les formations schisto-gréseuses du Dévonien inférieur. Les tronçons de ruisseau s'écoulant sur ses formations sont supposés drainants et quelques mesures de niveau d'eau dans des puits domestiques le confirment ainsi que l'étude sur les potentialités aquifères des grès du Famennien (Monjoie et al., 1989). Cette

étude indique également qu'à l'Ouest du bassin, le ruisseau du fond du bois de Soheid et le ruisseau de Biennegotte subissent des pertes liées à plusieurs failles favorisant les écoulements vers le Sud-Est lorsqu'ils s'écoulent au droit des calcaires givétiens et frasniens.

Un bilan a été calculé à partir des données de débit de la station Synclin'Eau « O5_Magrée », à l'aval des deux minces synclinaux de calcaire carbonifère. Ce bilan présente un déficit bien marqué (erreur de fermeture de 16,13%). Ce résultat tend à indiquer que les écoulements souterrains au sein des calcaires se dirigent selon l'axe des synclinaux vers le Sud-Ouest.

Le ruisseau du Fond Martin rejoint ensuite les calcaires du Dévonien moyen et supérieur où son tracé suit les structures géologiques. Cette région est intensément karstifiée et le ruisseau Fond Martin s'infiltre complètement dans les calcaires, son exutoire étant sec la moitié de l'année environ. L'eau contenue dans les karsts est rejetée directement dans l'Ourthe à la faveur de plusieurs sources dont la plus importante a été suivie au cours de ce projet (rapport D3.12 RWM021). Les interactions ESO-ESU sont de type « perte-résurgence » au droit des formations calcaires du Dévonien.

2.4.3.8 Bassin de l'Ourthe depuis la confluence avec l'Amblève (OU32R + AM17R, page 10 du document annexe)

Cette partie des masses d'eau de surface OU32R et AM17R contient deux synclinaux de calcaires carbonifères, une grande masse de grès et de grès schisteux du Dévonien supérieur, des calcaires dévoniens et des formations peu perméables du Dévonien inférieur.

Les synclinaux de calcaires carbonifères sont intensément karstifiés. Les écoulements de surface provenant des grès dévoniens s'infiltrent rapidement au cœur des calcaires. La typologie des échanges y est donc de type « perte-résurgence ». La nappe aquifère est fortement rabattue par l'Ourthe et l'Amblève comme le prouve les mesures de niveau d'eau réalisés dans des puits domestiques et des piézomètres.

Au sein des grès famenniens, les échanges ont lieu des eaux souterraines vers les eaux de surface. De nombreuses mesures de profondeur d'eau dans des puits privés ont permis de confirmer le sens des interactions. Le ruisseau de la Haze est entièrement constitué de formations détritiques du Dévonien. Le bilan calculé à l'exutoire du bassin indique que le ruisseau draine son bassin hydrographique (rapport D3.12).

Les calcaires du Givétien et du Frasnien recèlent de nombreux phénomènes karstiques. De nombreuses résurgences sont répertoriées dans le lit de l'Ourthe. Les ruisseaux cartographiés au droit de ces formations ont donc été classés dans la typologie « perte-résurgence ».

Peu d'information est disponible pour les formations schisto-gréseuses du Dévonien inférieur. Les cours d'eau ont donc tous été considérés comme drainant en regard de la nature des roches sous-jacentes.

2.4.3.9 Bassin de l'Iwène (LE26R, page 11 du document annexe)

Le sous-sol du bassin de l'Iwène est essentiellement constitué de terrains gréseux du Famennien. Dont les propriétés hydrodynamiques (faible conductivité hydraulique) ont permis de supposer le caractère drainant des cours d'eau s'y écoulant. La densité du réseau, et les nombreuses sources le confirment.

La différence pour les cours d'eau traversant les formations calcaires affleurant au Nord-Ouest du bassin est bien marquée, ceux-ci étant perdants. Les piézomètres situés aux alentours du ruisseau d'Al pré indiquent un niveau piézométrique bien plus bas que le niveau du cours d'eau (jusqu'à 10m).

2.4.3.10 Bassin du Saint-Hadelin (LE28R, page 11 du document annexe)

La majorité des cours d'eau de la masse d'eau de surface s'écoulent sur un synclinal calcaire. Les affluents du Saint-Hadelin prennent naissance au sein des grès du Famennien, où ils sont potentiellement drainants (extrapolés), en l'absence de données piézométriques, sur base des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère : aquifère de type manteau d'altération, de perméabilité moyenne.

Le synclinal calcaire a subi une intense karstification et de nombreuses pertes y sont localisées. Lorsque les cours d'eau arrivent sur cette masse calcaire, ils se perdent plus ou moins rapidement. Ces nombreuses pertes, localisées dans la partie amont du bassin versant, induisent la présence d'une vallée sèche de 4 kilomètres. En période de fortes précipitations, lorsque la capacité d'absorption des pertes est dépassée, les eaux de débordement constituent le Ruisseau du Conjoux qui s'infiltre, dans sa totalité et de manière diffuse, au niveau du lieu-dit « Petite Trussogne » ; exceptionnellement, il peut reprendre son cours superficiel sur l'entièreté de la vallée sèche (HALLET *et al.*, 2002), (HALLET *et al.*, 2003). Les eaux du système karstique émergent en deux résurgences distantes de 500 mètres : l'une située à l'amont du village de Celles (Fontaine S^t Hadelin), l'autre à l'aval (Grande Fontaine). Des bilans hydrogéologiques réalisés en 1984 (HALLET, 1984), ont montré un déficit d'écoulement important (56%) au droit de la Fontaine S^t

Hadelin (première résurgence) tandis que le bilan calculé à l'aval de la Grande Fontaine (résurgence pérenne) ferme bien. Ceci démontre que ce système karstique ne se prolonge pas vers l'aval malgré la continuation des formations calcaires. A l'aval de Celles, la présence de sources pérennes confirme le caractère drainant du ruisseau.

2.4.3.11 Bassin de la Lesse (LE29R et LE27R, page 12 du document annexe)

La zone d'étude Synclin'EAU recouvre une partie du bassin de la Lesse (masses d'eau de surface LE29R et LE27R).

La totalité de la masse d'eau de surface LE27R et une grande partie de la LE29R, étant localisées au droit de terrains gréseux, tous les cours d'eau s'y écoulant y sont supposés drainants.

La Lesse (masse d'eau de surface LE29R) est supposée drainante sur son parcours dans les calcaires carbonifères. L'absence de piézomètre dans cette zone ne permet toutefois pas de vérifier le sens des interactions. Des jaugeages 'amont-aval' réalisés en période d'étiage n'ont pas permis de définir de manière claire le sens des interactions. La différence de débit amont-aval n'était pas significative, le débit aval étant très légèrement supérieur (moins de 2% de différence) au débit amont. Cela traduit probablement un profil de la nappe relativement plat : la Lesse est drainante mais l'apport en eaux souterraines reste limité, tout au moins en période de basses eaux.

Quelques phénomènes karstiques jouxtent la Lesse le long de son parcours sur les calcaires. Un traçage réalisé dans le cadre du projet Synclin'EAU a permis de mettre en évidence un recoupement de méandre par un écoulement souterrain (voir le rapport compte-rendu des traçages).

Les affluents de la Lesse sont perdants dans la partie calcaire, sauf localement le *ry de Sebia* à l'aval de la résurgence qui affecte le cours d'eau, encore alimenté dans sa partie aval en eau souterraine durant la période d'étiage.

2.4.3.12 Bassin du ruisseau de Falmagne-Collébi (MM23R, page 12 du document annexe)

Dans la partie gréseuse (amont), la typologie du ruisseau de *Falmagne* est de type « potentiellement drainant _ extrapolé ». Dès que le cours d'eau atteint les calcaires, les interactions sont de type « perte-résurgence ». L'aboutissement du système karstique se trouve directement au niveau de la Meuse à l'exutoire du bassin. Ce système perte-résurgence a été investigué par traçage dans le cadre du projet Synclin'EAU. Les vitesses maximales de transfert des traceurs ont varié entre 11 m/h en période de basses eaux et 40 m/h en période de hautes eaux.

2.4.3.13 Ravin de Sorinnes (MM24R, page 12 du document annexe)

Le ravin de Sorinnes est le seul cours d'eau de la MM24R, également appelé « ravin sec de Sorinnes ». Sur son parcours, uniquement sur les calcaires carbonifères, les interactions ESO-ESU sont de type potentiellement perdant ou de type perte-résurgence ; sauf à la fin du bassin, où il devient drainant. Des traçages réalisés dans le cadre du projet Synclin'EAU ont démontré que le bassin hydrographique et le bassin hydrogéologique de ce ruisseau sont très différents. Les eaux souterraines s'écoulent directement en direction de la Meuse (voir compte rendu des traçages Synclin'EAU).

2.4.3.14 Bassin des Fonds de Leffe (MM25R, page 12 du document annexe)

Le cours d'eau des *Fonds de Leffe* est principalement drainant le long de son parcours dans le synclinal principal de la masse d'eau de surface. Les données piézométriques, abondantes dans la partie centrale et les nombreuses résurgences rencontrées permettent de qualifier le cours d'eau de potentiellement drainant. Au Nord, son affluent, le *Barbion*, est perdant.

2.4.3.15 Bassin de la Molignée (MM26R et MM27R, page 13 du document annexe)

Le bassin de la Molignée correspond aux des masses d'eau de surface MM27R (sous-bassin de la Biesmerée) et MM26R (sous-bassin du Flavion et bassin de la Molignée)

La structure géologique de ce bassin présente une succession d'anticlinaux gréseux et de synclinaux calcaires dont les axes sont orientés Ouest-Est. Les interactions ESO-ESU sont directement influencées par ce contexte géologique. Les rivières prennent leur source au niveau des anticlinaux gréseux. Sur leur parcours dans les grès, les cours d'eau sont supposés drainants, du fait de la nature des formations rocheuses (nappe de manteau d'altération de perméabilité moyenne).

Les tronçons situés dans les flancs des synclinaux calcaires sont dans la majorité des cas perdants (extrapolé). Vu le peu de piézomètres disponibles dans le bassin, il est rarement possible de vérifier cette information. Cependant, des jaugeages 'amont-aval' ont permis de vérifier le sens des interactions sur certains tronçons (voir Tableau 3-1, page 48).

Au cœur des synclinaux, les cours d'eau sont supposés drainants. Ceci est confirmé localement dans certaines zones où des piézomètres existent, voire par la présence de sources et de résurgences pérennes, ainsi que par un jaugeage 'amont-aval' (voir Tableau 3-1, page 48).

2.4.3.16 Bassin du Féron (MM22R, page 13 du document annexe)

Le sous-sol du bassin du Féron, est constitué d'un anticlinal gréseux au Sud (plus ou moins la moitié de la superficie du bassin) et d'un synclinal calcaire au Nord (l'autre moitié). Les échanges se font de la nappe vers les eaux de surface sur les grès famenniens. Les terrains calcaires affectés par de nombreuses pertes sont caractérisés par des écoulements karstiques. Les eaux réapparaissent à des résurgences localisées à proximité de l'exutoire du bassin à Hastière, où se situe un seuil hydrogéologique au contact entre les calcaires carbonifères (à l'amont) et les grès (à l'aval).

2.4.3.17 Bassin du Bocq amont (MM28R, page 14 du document annexe)

La masse d'eau de surface MM28R correspond à la partie amont du bassin versant du Bocq. Géologiquement, le sous-sol de cette zone est constitué d'une succession d'anticlinaux gréseux et de synclinaux calcaires. Les cours d'eau qui prennent leur source dans les anticlinaux gréseux sont supposés drainants. Les cours d'eau qui s'écoulent au cœur des synclinaux calcaires sont généralement supposés drainants et les tronçons situés sur les flancs de ces mêmes synclinaux sont supposés perdants.

Des jaugeages 'amont-aval' réalisés dans des zones sans information piézométrique suffisante ont permis de vérifier le caractère perdant de quatre tronçons (Tableau 3-1, page 48). Ces résultats ont été extrapolés dans le bassin aux alentours des tronçons jaugés.

2.4.3.18 Bassin du Crupet (MM29R, page 15 du document annexe)

Dans la masse d'eau de surface MM29R, la plupart des cours d'eau qui s'écoulent sur les flancs du synclinal calcaire sont perdants. C'est le cas des ruisseaux *Saint-Martin*, de *Vovesennes* ainsi que les tronçons qui rejoignent la *Mière* à l'Est du synclinal calcaire. Ces informations sont vérifiées grâce aux données piézométriques abondantes dans cette zone. Le profil de la *Mière* est particulier. Elle prend sa source dans les grès du Famennien (Nord-Est de la MM29R) et elle est drainante sur une première partie du synclinal. Dans la suite, les variations importantes des niveaux piézométriques au droit des piézomètres proches du cours d'eau indiquent des interactions fortes et un état de pseudo-équilibre. Par la suite, la typologie de l'interaction devient de type perdant avant de redevenir de type drainant (vérifié par jaugeage amont aval).

Dans la partie Sud du bassin du Crupet (MM29R), le sens des interactions est supposé de type drainant partout, du fait du caractère moins perméable des formations présentes (aquifères gréseux du Famennien).

Un important prélèvement d'eau (5 millions de m³ pour 2006) est à signaler au Sud du synclinal calcaire. Ce captage de la société Vivaqua est constitué de galeries à flancs de coteaux qui rabattent probablement la nappe au niveau de la cote altimétrique des galeries. Les cours d'eau proches, dont la cote altimétrique se situe au-dessus de celle du captage, sont rendus perdants. L'impact de ce captage sur les relations ESO-ESU est discuté plus en détails dans la deuxième partie de ce rapport (section 3.3.1.2, page 68).

2.4.3.19 Bassin du Bocq, partie aval (MM30R, page 15 du document annexe)

Au Sud de la masse d'eau de surface MM30R, sur le synclinal calcaire, le Bocq et ses affluents sont en grande partie perdants. Cela a été mis en évidence par des jaugeages 'amont-aval' (Tableau 3-1, page 48). Cependant ces jaugeages ayant été réalisés en été, et l'absence de piézomètre dans cette zone ne permettent pas de rendre compte de l'évolution de la situation au cours du temps.

A l'exutoire du bassin, le Bocq y est supposé potentiellement drainant au vu des nombreuses résurgences et sources. Au droit des formations du Famennien, le Bocq est supposé drainant.

2.4.3.20 Bassin du Burnot (MM31R, page 16 du document annexe)

Le bassin du Burnot est caractérisé par un important aquifère calcaire dans laquelle beaucoup de cours d'eau y sont potentiellement perdants. Les résultats du calcul des bilans hydrologiques ont permis de calculer un déficit important en eau (rapport D3.12). Une partie du déficit en eau du bilan proviendrait notamment de l'infiltration des cours d'eau perdants, qui serait exporté directement vers la Meuse via l'aquifère des calcaires du Carbonifère.

Des jaugeages 'amont-aval' réalisés sur le Burnot à quelques centaines de mètres en amont de la confluence du Burnot avec le ruisseau de Bioul, n'ont toutefois pas permis de vérifier de manière significative l'apport ou l'infiltration d'eau. La différence entre les débits amont et aval étant faible. La typologie assignée est de type potentiellement drainant (extrapolé), sur base des résurgences rencontrées en amont. Le profil de la nappe serait relativement plat, connecté aux eaux de surfaces, avec des apports d'eau souterraine limités.

Au Nord de la MM31R, de nombreux phénomènes karstiques sont répertoriés le long de la bande calcaire du Givetien-Frasnien. Les résurgences qui leur correspondent sont situées à l'aval du bassin.

2.4.3.21 Bassin du Houyoux (MM34R-MM33R, page 17 du document annexe)

Les masses d'eau de surface MM33R (partie amont) et MM34R (partie aval) forment le bassin du Houyoux. La typologie des cours d'eau a été assignée en partie grâce aux piézomètres disponibles essentiellement dans la partie centrale du bassin. Des jaugeages 'amont-aval' réalisés sur le Houyoux, dans les calcaires du Givetien – Frasnien (partie centrale de la MM33R), ont permis de vérifier le caractère drainant du tronçon concerné. Par analogie, les tronçons non jaugés se trouvant sur des zones aux mêmes caractéristiques géologiques ont également été définis comme potentiellement drainant (extrapolé).

Dans la partie centrale du bassin du Houyoux, la cartographie des interactions ESO-ESU montre le caractère perdant des eaux de surface s'écoulant au Nord des calcaires carbonifères. Cela est certainement lié à l'influence des deux gros captages localisés dans cette zone : le captage de Rhisnes à l'ouest et le captage de Vedrin à l'est. Le prélèvement d'eau dans cette zone a probablement rabattu le niveau de la nappe en dessous du niveau des cours d'eau.

Le *Arquet*, à l'extrême Est de la MM34R a également été jaugé dans sa partie amont. Les résultats n'ont pas permis de définir le sens des interactions, les variations de débit amont et aval n'étaient pas suffisamment contrastées. De plus, ce cours d'eau traverse une zone urbaine et son débit est influencé par des rejets d'eaux usées. Au Sud-Est du bassin, le *Arquet* ne s'écoule pas jusqu'au Houyoux, ce qui indique, vu l'absence d'observation de pertes localisées, l'occurrence d'un processus d'infiltration diffuse. Le caractère potentiellement perdant lui a donc été assigné. Dans ce cas-ci la nappe est donc potentiellement directement contaminée par les eaux usées s'infiltrant au droit du talweg.

2.4.3.22 Bassin de la Meuse (MM32R-MM38R, page 18 du document annexe)

Les masses d'eau de surface MM32R et MM38R reprennent les petits affluents de la Meuse. La zone d'étude 'Synclin'EAU recoupe la MM32R uniquement à son extrémité Sud. Les vallées localisées dans cette masse d'eau de surface, sont essentiellement des ravins secs. La Meuse voisine rabat fortement le niveau de la nappe, rendant les cours d'eau s'écoulant sur des terrains calcaires potentiellement perdants.

Les terrains calcaires sont affectés par de nombreux phénomènes karstiques. Les écoulements karstiques résurgent directement dans la Meuse, ou à proximité.

2.4.3.23 Bassin de la Meuse (MV05R-MM35R-MV35R, page 19 du document annexe)

La carte reprend les petits ruisseaux qui jouxtent la Meuse et s'y jettent directement. Ces masses d'eau de surface sont situées au droit des masses d'eau souterraines RWM012, et RWM011. Ici aussi, la proximité de la Meuse impose un niveau de la nappe assez bas et les cours d'eau qui s'écoulent sur les terrains calcaires sont a priori perdants (extrapolé), caractère confirmé là où les piézomètres existent.

2.4.3.24 Le bassin du Piéton (SA13R, page 20 du document annexe, SA27 R, page 20 du document annexe)

Le bassin versant du Piéton Est se superpose à la masse d'eau de surface SA13R à l'Ouest dans la masse d'eau souterraine RWM011, et à la masse d'eau SA27R dans la masse d'eau souterraine RWM012.

Plusieurs aquifères sont présents, le principal étant celui des calcaires carbonifères. D'autres aquifères sont présents dans la couverture cénozoïque (sables éocènes et alluvions quaternaires). L'aquifère supérieur, composé des sables éocènes, est séparé hydrauliquement de l'aquifère des calcaires carbonifères sous-jacents par les argiles de la Formation de Carnière sauf à l'extrémité Est, où les sables reposent directement sur la nappe des calcaires.

Le réseau hydrographique est donc, dans la zone où l'aquifère de couverture est séparé de l'aquifère des calcaires carbonifères sous-jacent par la formation imperméable de Carnière, en relation avec l'aquifère des sables de couverture et est drainant dans cette zone. Ceci est confirmé par la piézométrie (cartes hydrogéologiques 39/7-8 et 46/3-4) qui indique un sens d'écoulement de la nappe des sables vers les cours d'eau qui en constituent l'exutoire.

Aux environs de Pont à Celles, dans la vallée du Piéton, les calcaires carbonifères affleurent. Dans cette zone, le canal Charleroi-Bruxelles longe le Piéton. La piézométrie tracée dans le cadre des cartes hydrogéologiques indique que l'ensemble Piéton + canal est légèrement drainant vis-à-vis de la nappe des calcaires située au Nord et qu'il est en pseudo-équilibre avec la partie de cette même nappe située au Sud.

Ceci est confirmé par les renseignements fournis par le MET : les cotes du canal, pour le bief de partage depuis Viesville jusqu'à Ronquières (à Pont à Celles) se situent à 121,15 m, et celle pour le bief inférieur (à Gosselies, au Sud), est de 113,80 m. Le canal se situe donc légèrement sous les niveaux piézométriques de l'aquifère du calcaire (drainant).

L'influence des captages d'Aquasambre se ressent sur le Tintia et sur le Piéton. Ces deux ruisseaux sont en effet perdants de Liberchies à Thiméon, vers le Sud.

2.4.3.25 Le bassin de l'Orneau (SA21R et SA22R, page 21 du document annexe)

Le bassin versant de l'Orneau se superpose aux masses d'eau de surface SA21R et SA22R. Seule la partie Nord de la SA21 ESU n'est pas reprise dans la zone d'étude.

Dans la partie Sud, les informations relatives à la piézométrie (carte hydrogéologique couvrant cette zone) indiquent que l'aquifère s'écoule globalement vers l'Est et que l'Orneau draine l'aquifère des calcaires. Par contre, le Faux Ri et ses affluents, la Ligne, le Grand vau et Le Chaufour sont perdants sur une grande partie de leurs tronçons. A l'Ouest de l'Orneau, à Bossières, la SWDE exploite la nappe au droit d'une carrière souterraine de calcaire. Cette exploitation rabat localement la nappe et rend perdant les petits ruisseaux que sont l'Ourchet et le ruisseau « 9035 » (non repris sur la carte). A Onoz, des mesures effectuées dans deux piézomètres adjacents à l'Orneau confirment son caractère drainant à cet endroit.

Dans la partie centrale de cette zone, les piézomètres implantés dans les calcaires du Frasnien et du Givetien permettent de caractériser les cours d'eau. Les informations piézométriques montrent par exemple que le ruisseau la Sombre est en pseudo-équilibre avec l'aquifère des calcaires du Givetien. Par ailleurs, le forage de deux nouveaux piézomètres dans le bassin de l'Orneau confirme le caractère drainant de la Ligne et du Saint-Pierre à hauteur de la bande des calcaires frasniens.

Dans la partie Nord, les cours d'eau s'écoulant sur l'aquitard à niveaux aquicludes du socle Cambro-silurien sont considérés comme drainants, le substrat ayant un caractère peu perméable (aquitard).

2.4.3.26 Bassin de la Sambre en amont de la confluence avec l'Eau d'Heure (SA04R-SA12R-SA25R, page 22 du document annexe)

Le bassin versant de la Sambre en amont de la confluence avec l'Eau d'Heure est situé à l'extrême Ouest de la masse d'eau souterraine RW012 et couvre les masses d'eau de surface SA12R, SA25R, SA04R. Seule une portion de ce bassin versant est reprise dans la zone d'étude Synclin'Eau (sud de la SA12R, centre de la SA25R et nord de la SA04R). Les relations ESO-ESU sont décrites en parcourant le bassin du Nord au Sud.

Au droit de l'aquiclude du Houiller, et compte tenu des faibles perméabilités, les cours d'eau sont supposés drainants. Le ruisseau de Hiernelle est perdant lorsqu'il est en contact avec les calcaires dévono-carbonifères, notamment à proximité du captage d'Aquasambre (galerie), au Sud-Est de Fontaine-l'Evêque, où la nappe est localement rabattue. Les calcaires dévono-carbonifères

sont karstifiés et caractérisés par des systèmes pertes-résurgence. Ainsi, la source du ruisseau de la Fontaine du Chauffeur (Beaulieusart) est une résurgence.

Les sables cénozoïques referment une nappe perchée alimentant une source qui donne naissance au ruisseau « le Grignard ». Dans son parcours sur les sables, ce ruisseau reste drainant.

Les calcaires du Frasnien sont caractérisés par des systèmes perte-résurgence.

La Sambre à Montignies-le-Tilleul coule sur les calcaires du Carbonifère. Deux piézomètres, dont un nouveau piézomètre (forage FPMS4) réalisé dans le cadre de cette étude, montrent que la Sambre est drainante dans les calcaires.

Les grès du Dévonien sont peu perméables et les ruisseaux qui les parcourent y sont naturellement drainants, servant d'exutoire aux eaux de la nappe.

2.4.3.27 Bassin de l'Eau d'Heure aval (SA10R-SA11R, page 23 du document annexe)

Le bassin versant de l'Eau d'Heure couvre partiellement dans sa partie aval les masses d'eau de surface SA10R et SA11R, à l'extrême Ouest des masses d'eau souterraine RW012 et RW021. Ce bassin est caractérisé par un substratum de nature très variable. Les relations ESO-ESU sont décrites en parcourant le bassin du Nord au Sud.

Les calcaires du Carbonifère sont caractérisés par des systèmes perte-résurgence. Ainsi la connexion du système chantoir-résurgence du Pont à Nôle à Charleroi a été établie par traçage en 1960.

La typologie des ruisseaux qui s'écoulent sur le Houiller a été déterminée sur base du caractère peu perméable des terrains houillers, ainsi que sur base de quelques informations piézométriques disponibles localement.

Le caractère drainant des cours d'eau s'écoulant sur l'aquitard à niveau aquiclude du Dévonien inférieur est marqué par la naissance de multiples ruisseaux formant un chevelu assez dense comme aux alentours de Ham-sur-Heure. La drainance est confirmée localement par la piézométrie mesurée, notamment au niveau du ruisseau de la Forêt.

Le ruisseau du Moulin prend naissance à l'Est de Ham-sur-Heure-Nalinnes dans les sables bruxelliens. Ces sables forment une nappe perchée qui, en raison du caractère imperméable des terrains sous jacents, se déverse dans les vallées par l'intermédiaire de nombreuses sources temporaires ou pérennes. Le ruisseau du Moulin est donc de type drainant dans les sables. On peut supposer qu'il reste drainant dans l'aquifère des grès.

Au Sud de Nalines, plusieurs ruisseaux viennent grossir le Ru du Moulin qui s'écoule sur la formation du Burnot (aquitard à niveaux aquifères). Cette formation, ainsi que l'aquitard gréseux de l'Eifélien, est peu perméable. Les cours d'eau qui la parcourent gardent donc vraisemblablement un caractère drainant. Dans la RWM021, les grès du Famennien sont également peu perméables et les cours d'eau y sont drainants. C'est le cas du Ruisseau de la Prele (nommé Perruet plus en aval) ainsi que du ruisseau des Long Prés (partie amont) pour lequel le caractère drainant est confirmé par la piézométrie.

L'eau d'Heure serait perdante au droit des calcaires dans le Sud-Est du bassin. Deux mesures ponctuelles dans des piézomètres le confirment.

2.4.3.28 Le bassin de la Thyria (SA09R, page 24 du document annexe)

Le bassin de la Thyria inclut à l'Est le bassin hydrogéologique de Morialmé. Celui-ci contient essentiellement un synclinal calcaire du Carbonifère entouré des grès du Famennien. Vers l'Ouest apparaissent les aquicludes, aquitard et aquifères de l'Hastarien et du Dévonien inférieur.

Les cours d'eau prennent naissance en flanc de vallée sur l'aquifère des grès du Famennien. Du fait du caractère moins perméable de cet aquifère, les cours d'eau y sont drainants. Quelques mesures piézométriques sont disponibles et confirment ce caractère drainant.

La nappe des calcaires logée dans le synclinal de Morialmé est relativement étendue et l'écoulement souterrain est globalement dirigé vers le centre du bassin. La surface piézométrique convergente est accentuée par les pompages de la SWDE. Les isopièzes réalisées dans le cadre de la carte hydrogéologique de Philippeville – Rosée en 2001 confirment cette situation. Au voisinage du captage, le caractère perdant du Giraudiat est marqué.

Le ruisseau de la Thyria naît de la confluence du ru du Giraudiat et ru de la Cemenne. La sonde installée dans le cadre du projet Synclin'EAU sur le puits Morialmé montre que la Thyria est drainante.

Vers l'Ouest, apparaissent l'aquifère du calcaire du Frasnien et l'aquiclude et l'aquitard du Famennien et Frasnien. Sur les aquicludes et aquitards, les cours d'eau sont supposés drainants, celle-ci étant confirmée par des puits situés de part et d'autre de Thy-le-Bauduin. Au Sud de Laneffe, le ru de la Rogna est de supposé drainant bien qu'à proximité d'un captage de l'INASEP ce caractère puisse être modifié.

La piézométrie montre que le Ru du fond Dahere est potentiellement drainant dans les calcaires du Givetien. L'extrapolation de ce comportement confère le type drainant (extrapolé) aux autres ruisseaux de l'anticlinal.

A l'Ouest de Somzée, le ruisseau du fond Dahere dans sa partie amont est en pseudo-équilibre avec la nappe, ce qu'indique le niveau piézométrique mesuré à proximité.

2.4.3.29 Le bassin d'Yves (SA08R, page 25 du document annexe)

La masse d'eau de surface SA08R contient principalement en son centre un large synclinal de calcaires carbonifères et sur ses flancs les grès du Famennien.

La perméabilité moyenne à faible des formations du Famennien et, en général, la faible profondeur des nappes qu'elles contiennent, confèrent un caractère drainant ou en pseudo-équilibre à la plupart des cours d'eau qui y circulent. C'est le cas du ruisseau du Bourguignon au Sud-Est de Florennes, et du ruisseau des Gattes dans les environs de Jamiolle et Jamagne (au Nord de Philippeville). Ces caractères drainants ou de pseudo-équilibre sont confirmés par des mesures piézométriques locales. Toutefois, sous l'influence du rabattement du pompage de Jamagne, l'examen des données piézométriques a mis en évidence le caractère perdant des affluents du ry des Gattes situés sur le flanc Sud du Synclinal. Lorsqu'ils quittent les zones gréseuses pour entrer dans les terrains calcaires, les cours d'eau perdent plus ou moins rapidement leur caractère drainant.

Ainsi, dans l'aquifère des calcaires et au Sud-Est du bassin, l'interaction entre le ruisseau des Prés et les eaux souterraines est de type pseudo-équilibre au regard des indications fournies par des mesures piézométriques. De même, si depuis son entrée dans les calcaires, le ruisseau de la Vallette garde un caractère potentiellement drainant, marqué par la présence de sources et de zones humides, après sa confluence avec le ruisseau des Prés, l'aspect « drainant » disparaît au profit du type perdant, confirmé par la localisation d'un ancien chantoir sur le tracé du ruisseau et par les données piézométriques (CM PZ4-Carmeuse –Hemptinne).

Le ruisseau des Forges, prenant naissance dans l'aquifère des grès du Famennien à l'Est de Florennes, s'écoule de l'Est vers l'Ouest. A l'entrée dans les calcaires, des courbes piézométriques et des relevés réalisés autour de la carrière Berthe ont mis en évidence le caractère perdant du ruisseau des Forges. L'exhaure de cette carrière rabat fortement la nappe et renforce le caractère perdant de ce ruisseau dans son voisinage.

Dans la masse d'eau de surface SA08R, il faut noter la présence de plusieurs sites de grand intérêt biologique quelques kilomètres à l'Ouest de Florennes. A Saint-Aubin, le ruisseau qui traverse le site SGIB 1329 nommé « prairies humide de la maison du Bois », coule sur les grès du Famennien et est de type drainant, ce qui est confirmé par la piézométrie. Dans les environs de

Fraire, deux sites d'intérêt biologique et un site Natura 2000 sont traversés par le ruisseau de Fairoul, en pseudo-équilibre avec l'aquifère des calcaires.

Dans l'aquifère des calcaires carbonifères, à Battefer, une piézométrie a été tracée lors de la réalisation de la carte hydrogéologique en 2007. L'écoulement souterrain s'effectue vers l'Ouest, avant de converger vers les ouvrages de production au fur et à mesure que l'on s'en approche. Le ruisseau de Moulign est de type perdant.

2.4.3.30 Bassin de la Sambre, depuis le confluent avec l'Eau d'Heure jusqu'au confluent avec la Biesme (SA18R-SA26R page 26, SA15R page 27, SA17R page 28 du document annexe)

Le bassin de la Sambre, du confluent avec l'Eau d'Heure jusqu'au confluent avec la Biesme, correspond aux masses d'eau de surface SA27R (extrême Sud concerné par l'étude Synclin'Eau), SA26R, SA18, SA17R et SA15R. Il traverse les masses d'eau souterraine RWM012 et RWM021.

Les formations hydrogéologiques rencontrées dans ce bassin sont très variées. Les différentes typologies d'échange ESO-ESU et les phénomènes rencontrés sont globalement décrits du Sud au Nord, de la masse d'eau souterraine RWM021 en remontant vers la RWM012.

Sur les aquicludes et aquitard du Famennien-Frasnien, les cours d'eau sont du type drainant (extrapolé). Les calcaires du Carbonifère (RWM021) constituent la plus importante réserve en eau souterraine de la région. Il s'agit à ce niveau d'un aquifère de fissures, localement karstifié comme en témoigne les nombreux sites karstiques et quelques puits. Les interactions ESO-ESU sont donc généralement de type perte-résurgence.

La partie du bassin située sur la RWM012 (SA18R et SA26R) correspond principalement à l'aquiclude du socle cambro-silurien. Le chevelu dense indique le caractère drainant des cours d'eau. Cette drainance est confirmée par les niveaux piézométriques mesurés dans différents puits. En arrivant sur les calcaires dévonien-carbonifères, les cours d'eau deviennent perdants ou développent des systèmes de perte/résurgence. Du côté Ouest du bassin (SA27R), ces phénomènes de perte-résurgence apparaissent également le long du ruisseau du « Fond des Haies »_qui s'engouffre littéralement en sous-sol dès son arrivée sur les calcaires. Une autre relation perte/résurgence (non prouvée par traçage) est observée au niveau du ruisseau de la Bierlaire. A l'Est du bassin, une perte est située au bord de la Biesme.

Enfin, le comportement des cours d'eau sur l'aquiclude à niveaux aquifères du Houiller, imperméable sur sa majorité, est par défaut considéré de type « drainant », ce qui est néanmoins confirmé par les niveaux d'eau mesurés dans quelques piézomètres forés dans le houiller

2.4.3.31 Bassin de la Sambre en aval du confluent avec la Biesme (SA23-24R page 29, et SA19R-SA20R page 30 du document annexe)

Le bassin de la Sambre, en aval du confluent avec la Biesme correspond aux masses d'eau de surface SA19R, SA20, SA23R et SA24R. Il est presque totalement contenu dans la masse d'eau souterraine RWM012, seule une petite pointe au Nord recouvrant la RWM021.

La masse d'eau RWM012 reprend des aquifères de diverses natures décrits du Sud au Nord. D'après les informations extraites des cartes hydrogéologiques, les ruisseaux matérialisent les points bas en équilibre avec l'aquifère dans le Dévonien inférieur. Ils sont de type potentiellement drainant. Cette drainance est confirmée par des mesures de niveau piézométrique des puits locaux. C'est le cas du ruisseau de Floreffe s'écoulant en fond de vallée.

Les calcaires de la partie inférieure du Givetien forment, par leur degré de fissuration et de karstification, un horizon aquifère de faible extension latérale. Selon l'étude de la carte hydrogéologique 47/5-6 Tamines -Fosses-la-Ville, les écoulements souterrains suivent l'orientation des bancs, il en va de même pour le parcours du ruisseau des Fosses qui est potentiellement drainant.

La bande de calcaires du Carbonifère s'étend d'Ouest en Est et longe la Sambre par le Sud. Elle est recoupée dans le sens Nord-Sud par divers cours d'eau qui sont autant d'axes hydrauliques drainant ou alimentant la nappe des calcaires : le Ruisseau d'Acoz à l'Ouest, la Biesme au centre et le Ruisseau de Fosses à l'Est.

L'étude de la piézométrie à proximité des sociétés Solvay, Aquasambre, SWDE et Carmeuse (alignés le long d'un axe Carnelle - Aisemont), réalisée lors de la conception de la carte hydrogéologique, montre qu'entre la Biesme et le Ruisseau de Fosses, les écoulements se font d'une part vers les captages d'Aquasambre, au Nord-Ouest, d'autre part vers le fond de la carrière de Falisolle. A l'est du Ruisseau de Fosses, l'exploitation de la carrière d'Aisemont a également contribué à abaisser les niveaux naturels de la nappe. Dans la partie Est du Massif d'Ormont, l'écoulement se fait vers l'ouest en direction du Ruisseau de Fosses.

Le Ruisseau du Sec Ry qui s'écoule d'Est en Ouest, prend naissance au Nord de Fosses-la-Ville et comporte quelques pertes partielles.

Actuellement cette zone est fortement perturbée par les pompages et l'exhaure à proximité et dans la carrière d'Aisemont. Ce ruisseau est donc de type perte-résurgence.

A proximité de Floreffe, de nombreux phénomènes karstiques, plusieurs grottes, parfois importantes et des chantoirs sont présents. Un traçage a mis en évidence une relation depuis les pertes diffuses du ruisseau du bois du Duc vers le ruisseau qui circule au fond de la grotte de Floreffe. Ce ruisseau est de type « perte-résurgence ».

Enfin, dans l'aquiclude à niveaux aquifère du houiller, les ruisseaux sont par défaut de type drainant sauf à proximité d'un captage où les cours d'eau deviennent perdants.

2.5 Conclusions

Les cartes obtenues fournissent une vision d'ensemble des flux échangés entre les eaux de surface et les eaux souterraines, elles peuvent être utilisées en support à la prise de décisions en matière de gestion intégrée des ressources en eau.

D'un point de vue qualitatif, la localisation des cours d'eau de type perdant et de type perte-résurgence constituent autant de zones où il existe un risque potentiel de pollution des eaux souterraines par les eaux de surface. En contact direct avec les sources de pollution (pesticides, nitrates, hydrocarbures,...) les eaux de surface peuvent rapidement être polluées. La cartographie met en évidence la présence de nombreux cours d'eau dont les tronçons sont de type perdant ou de type perte-résurgence ; le risque de pollution des eaux souterraines par les eaux de surface est bien réel dans les masses d'eau. De plus, la majorité des cours d'eau perdants ou de type perte-résurgence s'écoulent au droit de l'aquifère des calcaires carbonifères. La potentialité d'une contamination de l'eau souterraine au sein de cette unité hydrogéologique vulnérable (porosité de fissure) est donc importante. Rappelons que c'est l'unité qui présente le plus important potentiel aquifère, et qui est la plus exploitée. La cartographie régionale des interactions ESO-ESU localise les systèmes de type perdant et perte-résurgence, qui sont alors interprétés comme étant des zones potentielles de contamination des eaux souterraines. Les gestionnaires peuvent dès lors prendre des mesures. Préventivement : un producteur d'eau peut mettre en place une surveillance de la qualité chimique d'un cours d'eau perdant situé à proximité d'un captage, imperméabiliser préventivement le lit du cours d'eau. En cas de pollution avérée des eaux souterraines, les cartes permettent d'identifier une possible origine de pollution via les cours d'eau perdants situés à proximité. Selon le contexte hydrogéologique, (directions d'écoulement, connexions entre différentes nappes,...) l'étendue de la zone de recherche doit être adaptée.

De nombreux réseaux d'égouttage sont encore drainés vers les eaux de surface, sans traitement préalable en station d'épuration engendrant une pollution. Ce problème qualitatif est particulièrement important dans les cours d'eau potentiellement perdants, qui ne bénéficient pas d'un apport en eau souterraine lorsque, à l'étiage notamment, les pluies ne suffisent plus à assurer un débit suffisant pour diluer les eaux usées. Les cartes peuvent être utilisées par les administrations communales qui informées de la situation drainante ou infiltrante du cours d'eau peut établir sa politique d'assainissement. Par exemple, si un réseau d'égouttage est directement dirigé vers un cours d'eau perdant, il paraît opportun de considérer d'autres alternatives à l'évacuation des égouts (déviation du réseau vers un autre cours d'eau qui aurait la capacité de diluer la charge polluante, accélération de la mise en place d'une station d'épuration,...).

D'un point de vue quantitatif, les cours d'eau cartographiés selon la typologie « perdant » constituent des cours d'eau qui ne sont pas soutenu par un apport en eau souterraine. Le débit du cours d'eau s'en retrouve alors plus ou moins affecté selon le taux d'infiltration et peut conduire jusqu'à l'assèchement du tronçon en période d'étiage. Le bon état écologique (faune et flore) qui nécessite un apport en eau souterraine permettant de stabiliser la température du cours d'eau s'en retrouve affecté. Le caractère perdant d'un cours d'eau peut être tout à fait naturel, mais la présence d'une prise d'eau (captage, exhaure de carrière) à proximité d'un cours d'eau peut être la cause du rabattement de la nappe en dessous du niveau du cours d'eau, le rendant ainsi perdant. Soit localement (dans la zone d'influence du captage) soit plus régionalement en cas de surexploitation de l'aquifère. Un tronçon peut aussi avoir été rendu perdant du à la présence en aval d'un captage de taille importante qui aurait rabattu le niveau de la nappe en amont. Le caractère perdant d'un cours d'eau peut également être tout à fait naturel. La cartographie des interactions ESO-ESU permet de visualiser des zones caractérisées par une concentration importante en cours d'eau perdants dans les alentours de certains captages. Les cartes offrent donc la possibilité aux différents gestionnaires des eaux de surface de localiser des tendances « anormales ». De manière générale, des organismes de protection de l'environnement (contrats rivières, Natagora, Naturaliste,...), des sociétés de pêches,... pourraient s'en servir pour attirer l'attention des autorités compétentes sur l'influence qu'ont certains captages sur le caractère des eaux de surface. Des investigations supplémentaires doivent bien entendu être menées pour avérer une éventuelle pression et quantifier dans quelle mesure l'état écologique des eaux de surfaces en est affecté.

Les cartes des interactions ESO-ESU peuvent être interprétées en termes de risques qualitatifs pour les eaux souterraines, elles peuvent être indicatrices d'anomalies quantitatives et en conséquences, écologiques, sur les eaux de surface. Les futurs utilisateurs potentiels de ces cartes doivent les considérer comme une première analyse de la situation régionale. De nombreux tronçons de cours d'eau ayant été défini de manière extrapolée et la dynamique des échanges étant susceptible d'évoluer au cours du temps, il est conseillé de réaliser des investigations supplémentaires avant d'appliquer des mesures concrètes. Les mesures présentées ci-dessus ne sont que des pistes à envisager selon les priorités écologiques, économiques,... Et à considérer au cas par cas.

3 Investigations menées à l'échelle locale en relation avec les interactions ESO-ESU

3.1 Introduction

Un inventaire des problématiques associées aux interactions ESO-ESU a été dressé dans la note méthodologique. Certaines ont fait l'objet d'investigations locales plus précises et ont permis d'apporter des éléments nouveaux dans le cadre de l'examen des problématiques rencontrées.

Les investigations qui ont été menées portent sur :

1. La mise en évidence des interactions locales ESO-ESU et plus précisément la définition du sens de l'échange et la quantification du flux échangé ;
2. La dynamique des relations ESO-ESU au cours du temps ;
3. L'analyse des systèmes pertes – résurgences (identification des relations, dynamiques...)

Quelques unes des méthodes ont été approfondies et sont développées dans la section ci-dessous. Toutes les investigations locales ont bien évidemment grandement contribué à l'élaboration de la cartographie régionale.

3.2 Méthodes investiguées

3.2.1 Evaluation des flux par jaugeage de sections successives

A l'échelle régionale, les résultats présentés au chapitre précédent reposent essentiellement sur l'utilisation de documents cartographiques et des systèmes d'information géographique. La précision de la classification dépendante de la quantité et de la qualité des données disponibles, l'évaluation des interactions ESO-ESU dans certaines zones ont dû être renforcées par des observations et mesures effectuées in situ, lors de campagnes de terrain. En période de récession, le sens des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface influence de manière significative le débit d'un cours d'eau. Pour un tronçon de cours d'eau drainant, la rivière est alimentée par l'apport d'eau souterraine et son débit augmente d'amont en aval. A l'inverse, pour un cours d'eau perdant, l'eau souterraine n'alimente pas la rivière, et le débit est susceptible de diminuer d'amont en aval. Des jaugeages de l'amont vers l'aval permettent donc de déterminer le sens des interactions. Ceux-ci ont été réalisés en période d'étiage, ou après une période de quelques jours sans pluie afin de s'affranchir au mieux du ruissellement. Cette méthode a été exploitée de deux manières :

- « En série », le long d'un cours d'eau : plusieurs jaugeages successifs sont réalisés le long du cours d'eau.
- Par jaugeages « amont-aval » : deux jaugeages sont réalisés sur un tronçon isolé de tout affluent.

3.2.1.1 *Jaugeages « en série »*

Le débit d'un cours d'eau est mesuré localement, tout au long de son cours avec un maximum de mesures dépendant du contexte et de l'accessibilité. Cette méthode permet d'évaluer les flux échangés entre les eaux de surface et les eaux souterraines par jaugeage de sections successives, et ainsi de tracer un profil débitmétrique du cours d'eau.

Cette méthode a été utilisée au cours de cette étude, notamment sur la rive gauche du Hoyoux où trois ruisseaux ont été investigués de la sorte (entre le 7/10/2008 et le 10/10/2008). Les résultats de ces campagnes de mesure sont présentés à la Figure 3-1.

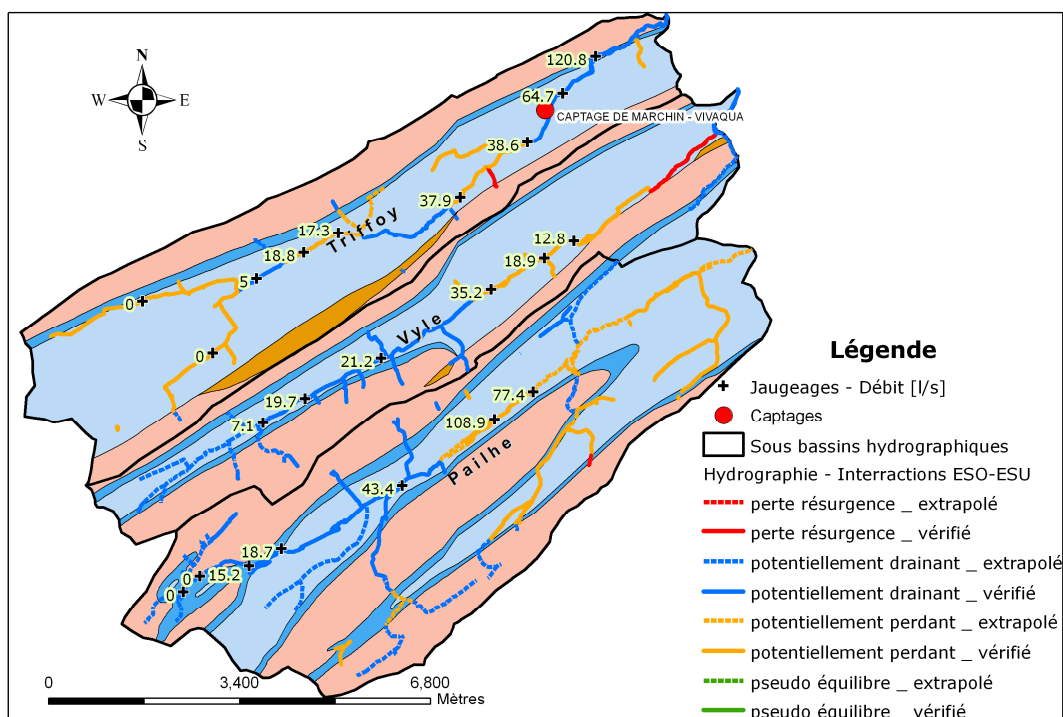


Figure 3-1 : Cartographie des sites de jaugeage des débits dans les ruisseaux du Triffroy, de Vyle et de Pailhe sur la rive gauche du Hoyoux en vue de la détermination des interactions ESO-ESU.

Ruisseau du Triffoy

Neuf sections ont été implantées sur le ruisseau de Triffoy. Les débits mesurés à ces différentes sections sont présentés à la Figure 3-2. Dans un système drainant, le débit d'étiage d'un ruisseau drainant augmente progressivement au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'aval. Pour le ruisseau du Triffoy, cette augmentation n'est pas linéaire. On observe même des diminutions de débit d'une section à l'autre, vers l'aval. Ceci a permis de mettre en évidence le caractère franchement perdant de deux sections de ruisseau, entre 4000 et 4500 m de la source. À l'opposé, le débit de l'avant-dernier tronçon augmente significativement malgré la présence d'un captage en rive gauche.

L'application de la méthode a permis de préciser les interactions ESO-ESU dans le bassin versant du Triffoy en précisant les zones de drainage et de perte malgré la présence du captage de Marchin.

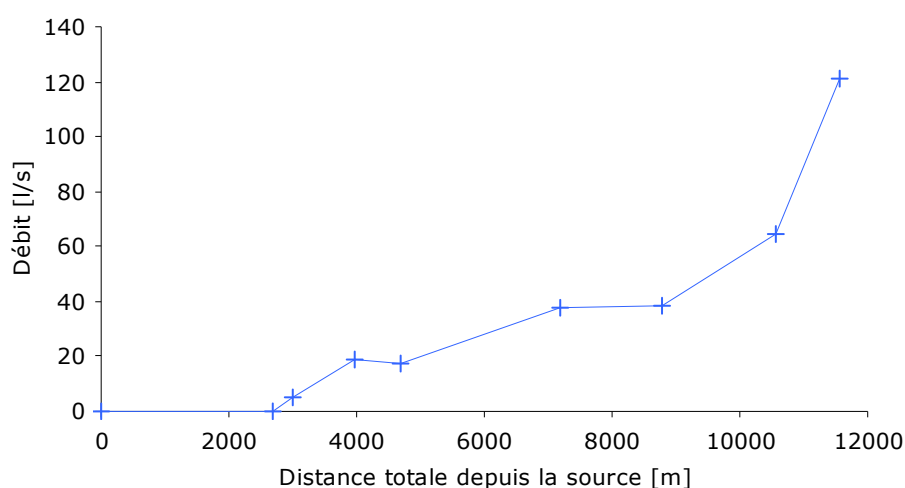


Figure 3-2 : Débit du Triffoy aux différentes sections de mesure.

Ruisseau de Vyle

Les quatre premières sections de jaugeage réalisées dans la partie amont du ruisseau de Vyle (Figure 3-3) présentent des débits croissants. Ceci indique que le ruisseau draine la nappe logée dans le synclinal calcaire du carbonifère en période d'étiage. Les deux derniers jaugeages mettent par contre en évidence le caractère nettement perdant du cours d'eau dans la seconde moitié de son cours, comme en témoigne la décroissance constante des débits. Le débit d'échange entre le ruisseau et l'aquifère est négatif (recharge de la nappe) et s'élève à environ -23 l/s sur le tronçon compris entre 7600 et 9500 m comptés depuis la source. Enfin, de nombreuses pertes et résurgences localisées à l'extrémité aval du ruisseau peuvent mener à l'assèchement total du lit du

cours d'eau. Les apports d'eau de surface vers la nappe des calcaires sont donc importants dans le bassin versant du ruisseau de Vyle.

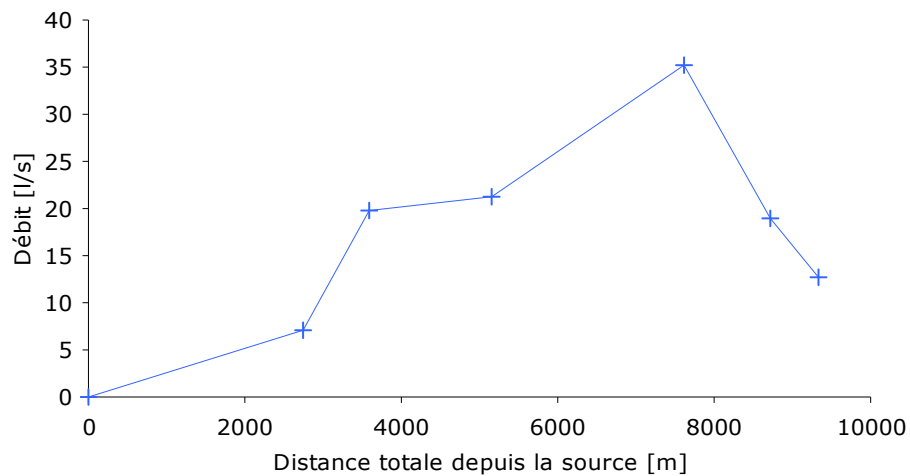


Figure 3-3 : Débit du ruisseau de Vyle aux différentes sections de mesure.

Ruisseau de Pailhe

Les sections de jaugeage implantées sur le ruisseau de Pailhe (Figure 3-4) sont au nombre de sept. A l'image du ruisseau de Vyle, la partie amont du ruisseau affiche un caractère drainant avec des débits toujours croissants vers l'aval, jusqu'à près de 8000 m de la source. Par contre, le débit décroît entre la 6^{ème} et la 7^{ème} section de jaugeage et montre que le ruisseau devient perdant dans son cours aval. Un débit d'eau de surface relativement important, de l'ordre de 30 l/s s'infiltré alors du ruisseau vers l'aquifère du synclinal calcaire sous-jacent. Le caractère perdant se poursuit vers l'aval comme l'indiquent les niveaux piézométriques des ouvrages situés au droit du village de Pailhe.

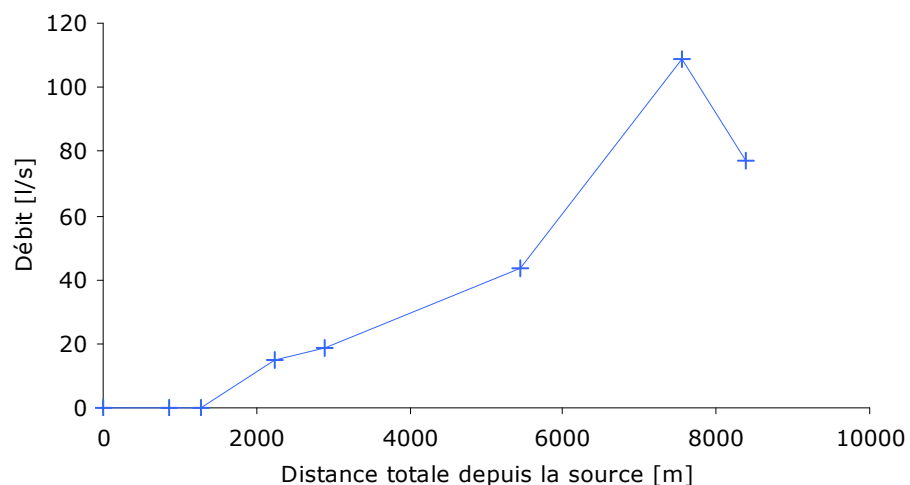


Figure 3-4 : Débit du ruisseau de Pailhe aux différentes sections de mesure.

3.2.1.2 Jaugeages « amont-aval »

A la différence des jaugeages « en série », seul un tronçon isolé de tout affluent est jaugé en un point amont et en un point aval. Les variations de débit sont alors uniquement tributaires d'un apport ou d'une infiltration d'eau. Ces mesures ponctuelles ont permis de déterminer le sens des interactions sur des tronçons où l'on disposait de peu d'information, elles ont aussi permis de quantifier un taux d'infiltration par unité de temps et par unité de longueur. La plupart des jaugeages ont été réalisés sur les cours d'eau s'écoulant sur des terrains calcaires carbonifères.

Le Tableau 2-1 reprend l'ensemble des résultats des jaugeages amont-aval. Le taux d'échange, calculé en divisant la différence de débit amont-aval par la longueur du tronçon jaugé, est représentatif de la quantité d'eau qui peut être échangée entre les eaux de surface et les eaux souterraines. L'infiltration ou l'apport en eau y est supposé diffus sur toute la longueur du tronçon.

Dans le cadre du projet Synclin'EAU, 22 des sites de jaugeages « amont-aval » sont repris dans le tableau.

Bassin	Cours d'eau	Station amont		Station aval		Débit amont (L/s)	Débit aval (L/s)	Différence (L/s)	% Différence p/r débit amont	Distance (m)	Taux du flux d'échange (L/m.h)
		X	Y	X	Y						
Bocq	1. Corbion	202065	105651	202539	106484	11,49	7,56	-3,92	34,15	1083	-13,04
	2. Bocq	203289	220084	202052	220385	44,86	17,13	-27,73	61,81	1500	-66,55
	3. Petit Bocq	199505	114492	200173	113674	115,93	107,81	-8,12	7,00	1334	-21,91
	4. Bocq	199505	114492	200173	113674	847,60	776,90	-70,70	8,34	1985	-128,22
	5. Petit Bocq	200354	118098	199901	116946	18,35	15,65	-2,70	14,71	1500	-6,48
	6. Crupet	193315	116733	192547	116292	15,97	17,49	1,52	9,50	1046	5,22
Burnot	7. Burnot	179497	114811	180564	115051	30,76	28,22	-2,54	8,25	1242	-7,35
Houyoux	8. Houyoux	181414	134686	181161	134091	8,53	14,06	5,53	64,78	760	26,18
Lesse	9. Lesse	192406	100317	188249	102021	2900,00	2952,00	52,00	1,79	8440	22,18
Molignée	10. Molignée	179493	109560	180770	109074	259,05	238,84	-20,21	7,80	1580	-46,05
	11. reau de Stave	172134	108867	172168	109457	36,20	19,23	-16,97	46,88	664	-92,01
	12. st-Michel	171322	103003	172788	104208	3,80	3,00	-0,80	21,05	1960	-1,47
Hoyoux	13. Le Fleyon	177010	103690	178406	104148	93,70	88,00	-5,70	6,08	1600	-12,83
	14. Pailhe	210673	122016	211360	122493	30,26	21,51	-8,75	28,91	950	-33,15
	15. Vyle	211615	124929	212114	125226	5,24	3,57	-1,68	31,94	648	-9,31
	16. Vyle	210613	124340	211615	124929	9,76	5,24	-4,52	46,27	1208	-13,46
	17. Vyle	210613	124340	212114	125226	9,76	3,57	-6,19	63,43	1856	-12,01
	18. Vyle	207322	122406	206550	121971	1,98	5,47	3,49	176,53	954	13,17
	19. Triffoy	207240	124989	207892	125361	5,01	4,80	-0,21	4,10	786,00	-0,94
	20. Triffoy	211282	126980	211907	127850	10,73	17,98	7,25	67,54	1163	22,43
Samson	21. Samson	199515	120466	199163	121322	25,50	49,40	23,90	93,73	1065	80,79
	22. Samson	199645	120010	199723	120194	3,47	2,42	-1,05	30,36	206	-18,41

Tableau 3-1. Résultats de jaugeages sur sections successives. Evaluation du taux du flux d'échange. Un signe positif représente un apport d'eau entre les sections, le sens des interactions se fait de la nappe d'eau vers les eaux de surface, un signe négatif signifie une infiltration d'eau, le sens des interactions se fait alors des eaux de surfaces vers les eaux souterraines.

La quantification des taux d'échange permet de rendre compte des volumes d'eau qui peuvent s'échanger entre les eaux de surface et les eaux souterraines, à travers les sédiments du lit des cours d'eau. La différence de débit entre un point amont et un point aval peut parfois être très importante, et démontre les conséquences quantitatives que peut avoir un système perdant ou drainant sur le débit des eaux de surface. L'infiltration diffuse d'un cours d'eau pouvant parfois diminuer son débit de 60 %, a contrario l'apport d'eau souterraine dans les eaux de surface peut faire augmenter le débit du cours d'eau de 60 % également, et cela sur des distances de l'ordre de 500 à 2000 m.

La longueur des tronçons varie, pour la majorité, de 500 à 2000 m. Sur une telle longueur, la largeur de la section du cours d'eau peut varier et il est donc difficile d'estimer la surface d'échange. C'est pourquoi, le taux d'échange calculé intègre uniquement la longueur du cours d'eau. Le taux d'échange calculé par mètre d'un cours d'eau de « gros calibre », comme le Bocq, sera alors forcément plus important que le taux d'échange d'un petit cours d'eau qui s'écoule dans un lit beaucoup moins large, qui possède donc une surface d'échange plus petite. Il est donc difficile de comparer ces chiffres entre eux.

On peut néanmoins discuter ces résultats. La plus haute valeur d'infiltration a été mesurée sur le Bocq (Tableau 3-1.4), où elle atteint 128 l/h.m. Ce qui représente un volume de 250 m³ d'eau infiltrée en une heure qui rejoint la nappe sur 1985 m. On retrouve une valeur de cette importance (92 l/h.m) pour le ruisseau de Stave dans le bassin de la Molignée (voir aussi problématique de l'intrusion de polluants par les eaux de surface, section 3.3.2, page 70). La plupart des autres valeurs sont comprises entre 5 et 30 l/m.h. La différence entre le débit amont et le débit aval, atteint parfois 60 % du débit amont et est souvent supérieure à 30%.

Les résultats des taux d'échange positifs (sections drainantes) montrent des valeurs similaires mais dans le sens opposé, des eaux souterraines vers les eaux de surface. La valeur la plus importante concerne le Samson dans le bassin du Hoyoux avec 80 l/m.h d'eau apporté par la nappe, ce qui représente un volume de 85 m³ pour une heure sur 1065 m. La différence entre le débit amont et le débit aval exprimée en pourcentage du débit amont peut aussi être très importante (+ 60 %), alors que parfois, elle ne dépasse pas les 10 %.

3.2.2 Profils de mesures physico-chimiques

Une des méthodes d'investigation locale des interactions ESO – ESU évoquée dans la note méthodologique D3.51/D4.51 est la réalisation de profils en long physico-chimiques sur un tronçon donné d'un cours d'eau. En période de récession ou d'étiage, l'évolution d'amont en aval de la physico-chimie d'un cours d'eau est principalement tributaire des caractéristiques physico-chimiques et des modalités de vidange des nappes d'eau souterraine contenues dans les unités hydrogéologiques recoupées par le cours d'eau⁷.

La réalisation d'échantillonnages en série, régulièrement et judicieusement positionnés tout au long d'un cours d'eau, en vue d'une caractérisation physico-chimique de base permet d'établir une cartographie linéaire détaillée des interactions qualitatives qui ont lieu entre le cours d'eau et les nappes d'eau souterraine auxquelles il est connecté.

3.2.2.1 Profil physico-chimique sur le Néblon

Dans le cadre de la convention « Vulnérabilité » (Popescu et Dachy, 2003), les eaux du Néblon ont été échantillonnées depuis la source du ruisseau, située à Méan, jusqu'au point de sortie du bassin d'alimentation des galeries, situé à Néblon-le-Moulin. Cet échantillonnage visait à mettre en évidence les zones où le Néblon est alimenté par des eaux souterraines. Les sections successives d'échantillonnage avaient été choisies de manière à étudier l'influence de divers facteurs sur les caractéristiques chimiques des eaux du ruisseau, tels que l'origine des différents affluents et le substratum sur lequel le Néblon s'écoule. Ces mesures n'ont pas été réalisées dans le cadre du projet Synclin'EAU mais vu leur pertinence par rapport à la problématique discutée dans ce rapport, il a été jugé utile et nécessaire de les valoriser. Ces informations ont également contribué à la réalisation des cartes reprenant la typologie des échanges dans le cadre du projet Synclin'EAU.

Les points formant le profil d'échantillonnage amont-aval sont positionnés à la Figure 3-5. La Figure 3-6 représente les variations amont-aval des concentrations en éléments majeurs dans les eaux du Néblon.

⁷ Il n'est pas tenu compte ici des rejets anthropiques d'eaux usées domestiques ou industrielles, ceux-ci n'étant pas toujours aisément identifiables et quantifiables.

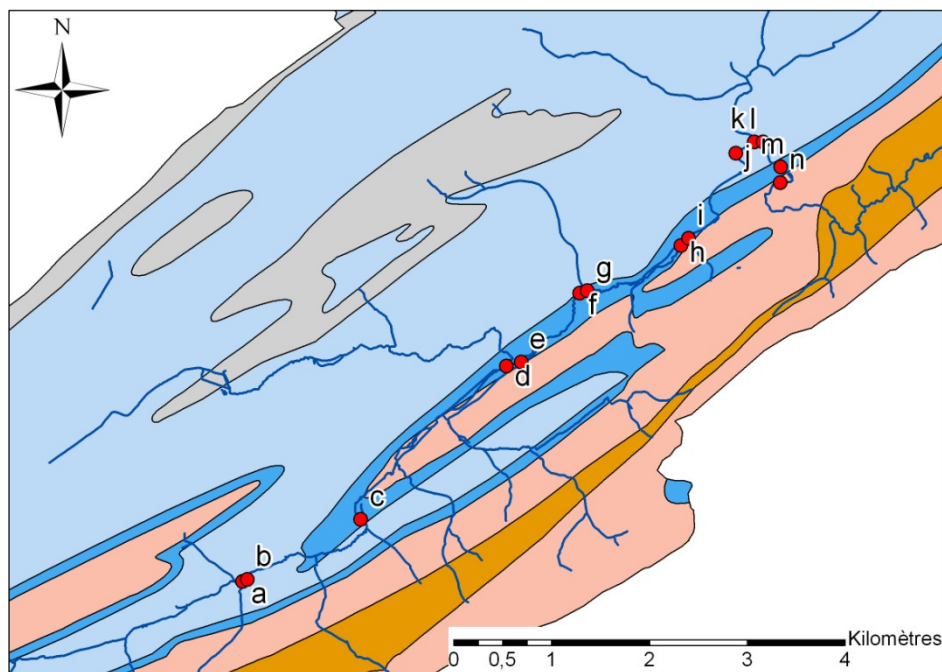


Figure 3-5: Points de mesure du profil physico-chimique

Globalement, les concentrations en calcium et en bicarbonates augmentent également de l'amont vers l'aval du ruisseau. Cela s'explique par la contribution des eaux souterraines qui augmente d'amont en aval. Le phénomène est particulièrement marqué sur les tronçons b-c, d-e, g-h et k-l. L'augmentation des concentrations entre les stations b et c ne peut s'expliquer que par un drainage de la nappe le long de ce tronçon. En effet, même lorsque les affluents du Néblon sont secs, les concentrations en calcium et en bicarbonates croissent. Entre les stations g et h, le changement des concentrations ne peut être dû qu'à l'alimentation du ruisseau par de l'eau souterraine car le Néblon n'a pas d'affluence sur ce tronçon. Il est probable que la contribution de la vallée sèche « Fond de Wallou » ait lieu un peu à l'aval de son empreinte topographique, entre les stations g et h. Entre les stations k et l, des bulles et des remous dans le ruisseau témoignent d'arrivées importantes en eau souterraine. En outre, le ruisseau d'Ouffet, qui se jette dans le Néblon entre ces deux points, contribue lui aussi à l'augmentation des concentrations. Le brusque saut dans les concentrations en calcium et en bicarbonates entre les points d et e est lié à l'apport du ruisseau d'Ocquier.

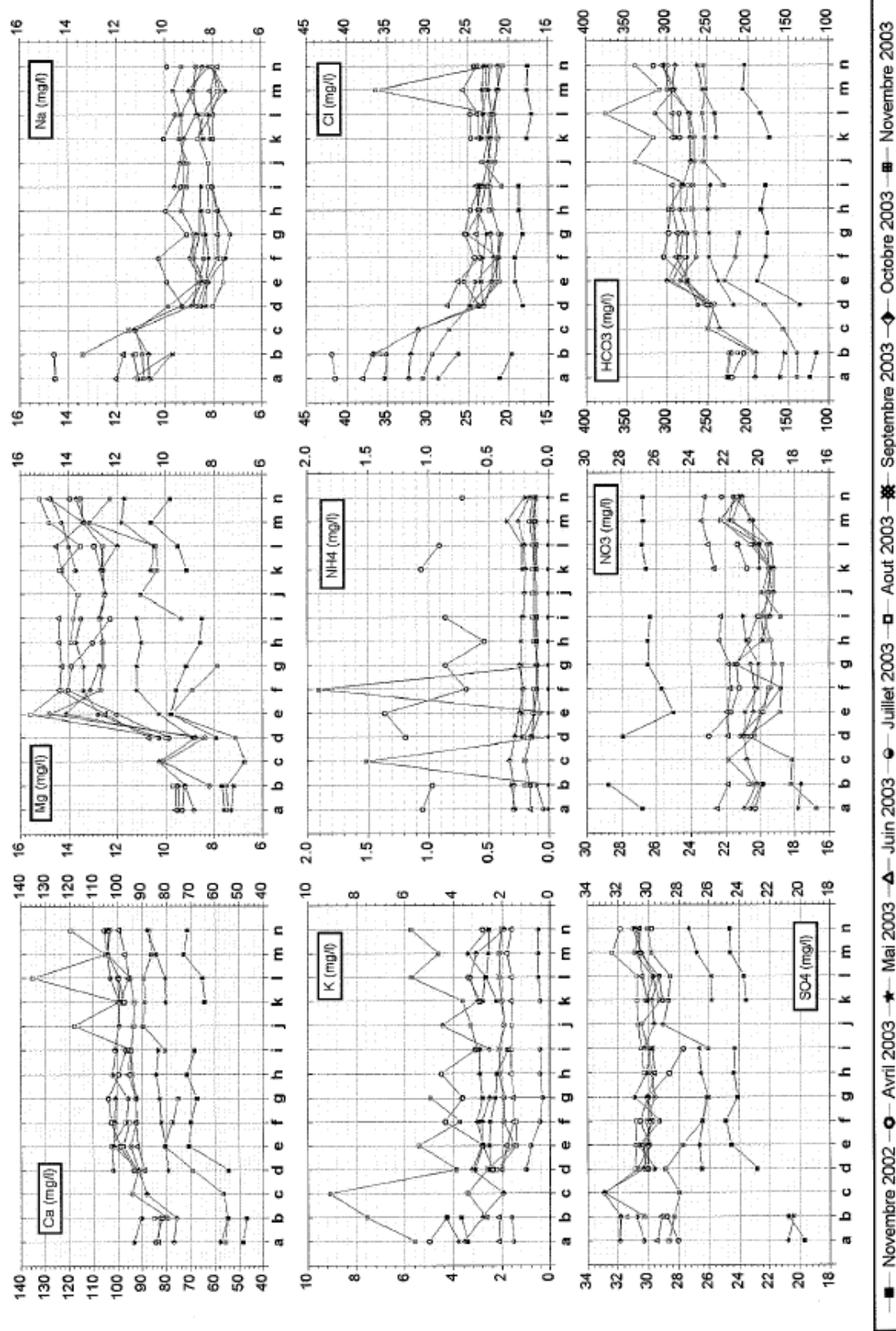


Figure 3-6 : Variation amont-aval des concentrations en éléments majeurs dans les eaux du Néblon (Popescu et Dachy, 2003)

Les concentrations en magnésium croissent également d'amont en aval. Le changement le plus important a lieu entre les stations d et e. Cette augmentation importante de la concentration en magnésium s'explique par la différence entre la concentration en magnésium des eaux souterraines alimentant le ruisseau d'Ocquier d'une part, et celles alimentant le Néblon en amont du village d'Amas, d'autre part.

Les profils amont-aval relatifs aux nitrates ne présentent pas tous une allure similaire. Néanmoins, quelques variations se répètent d'un profil à l'autre. Systématiquement, les concentrations baissent entre les stations d et e et augmentent entre les stations k et l. Cela est dû à la contribution du ruisseau d'Ocquier, moins chargé en nitrates que le Néblon à cet endroit, et du ruisseau d'Ouffet dont les eaux sont plus riches en nitrates étant donné qu'elles sont alimentées par les rejets de la station d'épuration d'Ouffet située en amont.

Ces profils amont-aval permettent d'affirmer que le ruisseau est bien alimenté par la nappe. Cependant ils ne permettent pas de distinguer si les venues d'eau souterraine sont diffuses ou ponctuelles.

3.2.3 Profils en long débitmétriques et physico-chimiques

La réalisation d'un échantillonnage sériel le long d'un cours d'eau peut être couplée à des mesures débitmétriques au droit des prises d'échantillon. La méthode permet alors de dresser un profil quantitatif et qualitatif.

Même si elle peut parfois s'avérer fastidieuse et coûteuse à mettre en œuvre (coût du matériel de jaugeage et des analyses chimiques, temps d'acquisition nécessaire sur le terrain pour réaliser des jaugeages suffisamment nombreux et précis,...), cette méthode présente l'avantage de ne mesurer et de n'exploiter que des paramètres physiques et chimiques concrets et précisément quantifiables (aux erreurs de mesure près) et ne laisse généralement que peu d'incertitudes dans la phase d'interprétation. La résolution d'acquisition des données (choix des distances entre les jaugeages) ainsi que le choix des paramètres physico-chimiques à analyser dépendent bien entendu des objectifs poursuivis, le diagnostic complet des interactions ESO – ESU d'un cours d'eau, depuis sa source à sa confluence, ne requérant a priori pas la même quantité ni densité de mesures et d'analyses que, par exemple, une étude locale de l'incidence d'une nappe contaminée sur un tronçon de cours d'eau de quelques centaines de mètres.

3.2.3.1 Application au bassin de l'Eau Blanche

Dans le cadre des travaux de caractérisation du projet Synclin'Eau, la méthode des profils en long débitmétriques et physico-chimiques a été appliquée une première fois et de manière partielle sur le bassin de l'Eau Blanche (259 km² - masse d'eau souterraine RWM023).

D'une longueur totale d'environ 35 km, l'Eau Blanche traverse des terrains de natures lithologiques très diversifiées et aux caractéristiques hydrogéologiques très contrastées (Figure 3-7. Contexte hydrographique et hydrogéologique du bassin de l'Eau Blanche).

Afin d'investiguer, au moins partiellement, les interactions qui ont lieu entre l'Eau Blanche et les nappes d'eau souterraine contenues dans le sous-sol de son bassin versant, 8 stations limnimétriques ont été utilisées, elles se répartissent en 2 stations limnimétriques permanentes (station EB7 *AQUALIM L6530* à Aublain; station EB8 à Nismes – MET-SETHY) et 6 sections jaugées dans le cadre du projet positionnées afin de mieux cerner les contributions respectives au débit de l'Eau Blanche des différentes unités hydrogéologiques traversées. Le Tableau 3-2 ci-dessous reprend ces 8 stations avec leurs coordonnées.

Station	X (m)	Y (m)	Z (m)	PKH (km – source)
EB1 - Seloignes	142098	78417	265	3.94
EB2 - Villers-la-Tour	142394	80580	237	7.08
EB3 - Saint-Remy	143943	81244	226	9.11
EB4 - Chimay amont	145480	81650	219	11.14
EB5 - Chimay aval	145555	81688	218	11.24
EB6 - Virelles	147665	83473	204	14.49
EB7 - Aublain	152352	83282	178	22.28
EB8 - Nismes	163452	86047	155	35.82

Tableau 3-2. Stations limnimétriques utilisées pour investiguer les interactions ESO – ESU dans le bassin de l'Eau Blanche

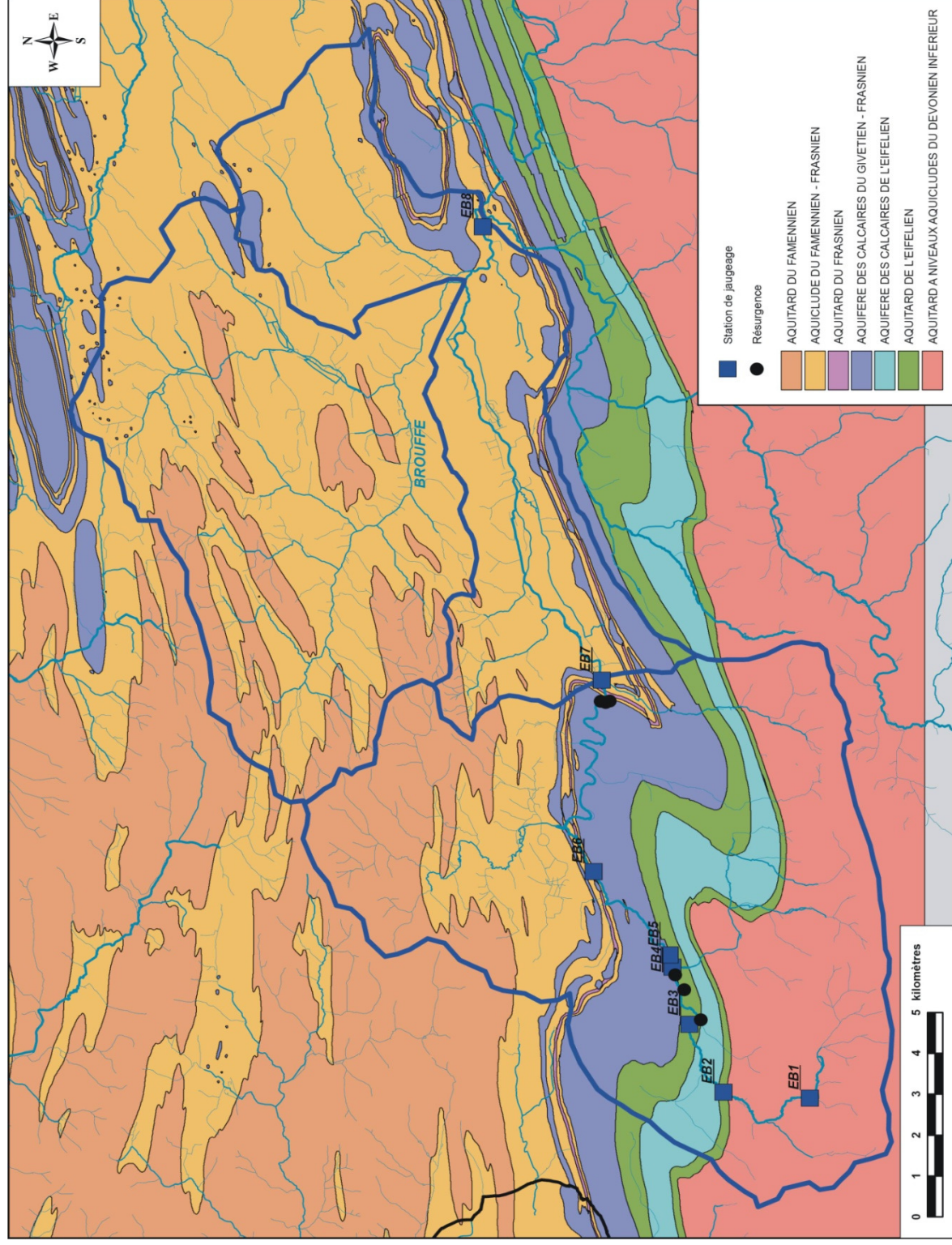


Figure 3-7. Contexte hydrographique et hydrogéologique du bassin de l'Eau Blanche

Les jaugeages effectués sur les 6 stations limnimétriques spécifiques au projet ont été réalisés sur une période de deux jours (8 et 9 mai 2008), pendant une récession de hautes eaux souterraines (Figure 3-8). Un échantillon d'eau a été prélevé à chaque section de jaugeage. Les paramètres physico-chimiques de base (pH, T° et conductivité) ont été mesurés sur un laps de temps beaucoup plus court le 13 mai 2008 (entre 14h15 et 15h50) afin de s'affranchir au maximum des variations de température atmosphérique (T° extérieure lors de ces mesures : $\pm 25^{\circ}\text{C}$).

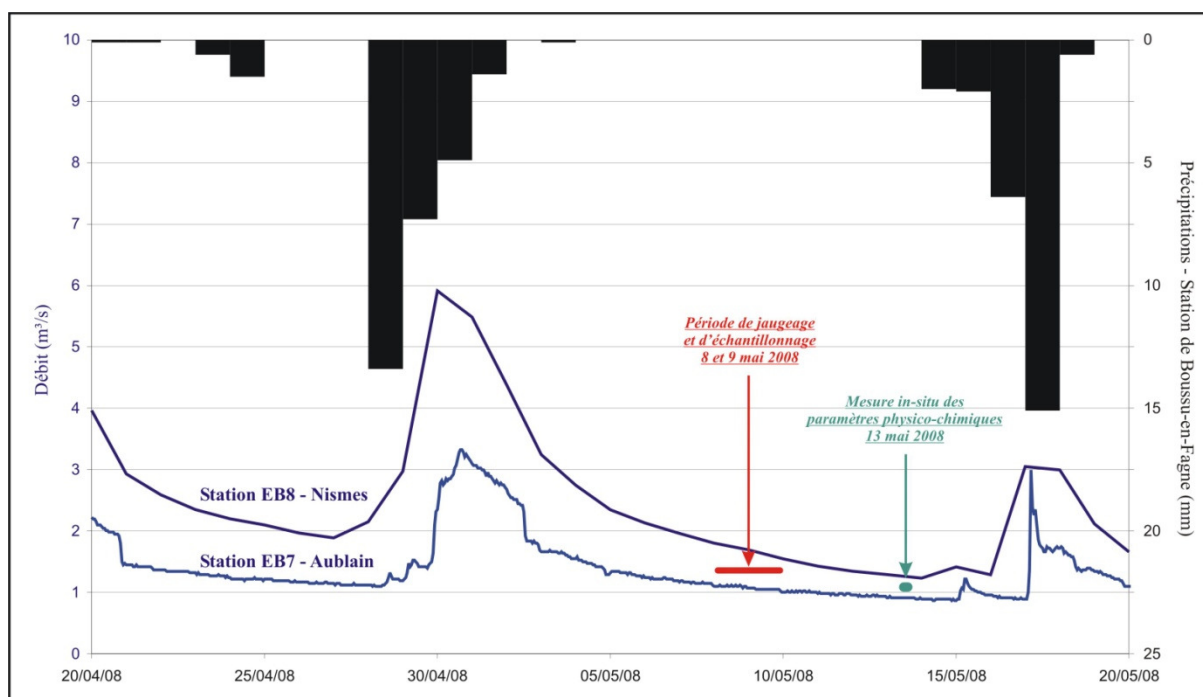


Figure 3-8. Contexte hydroclimatique de la campagne de jaugeage et d'échantillonnage réalisée sur l'Eau Blanche les 8-9 et 13 mai 2008

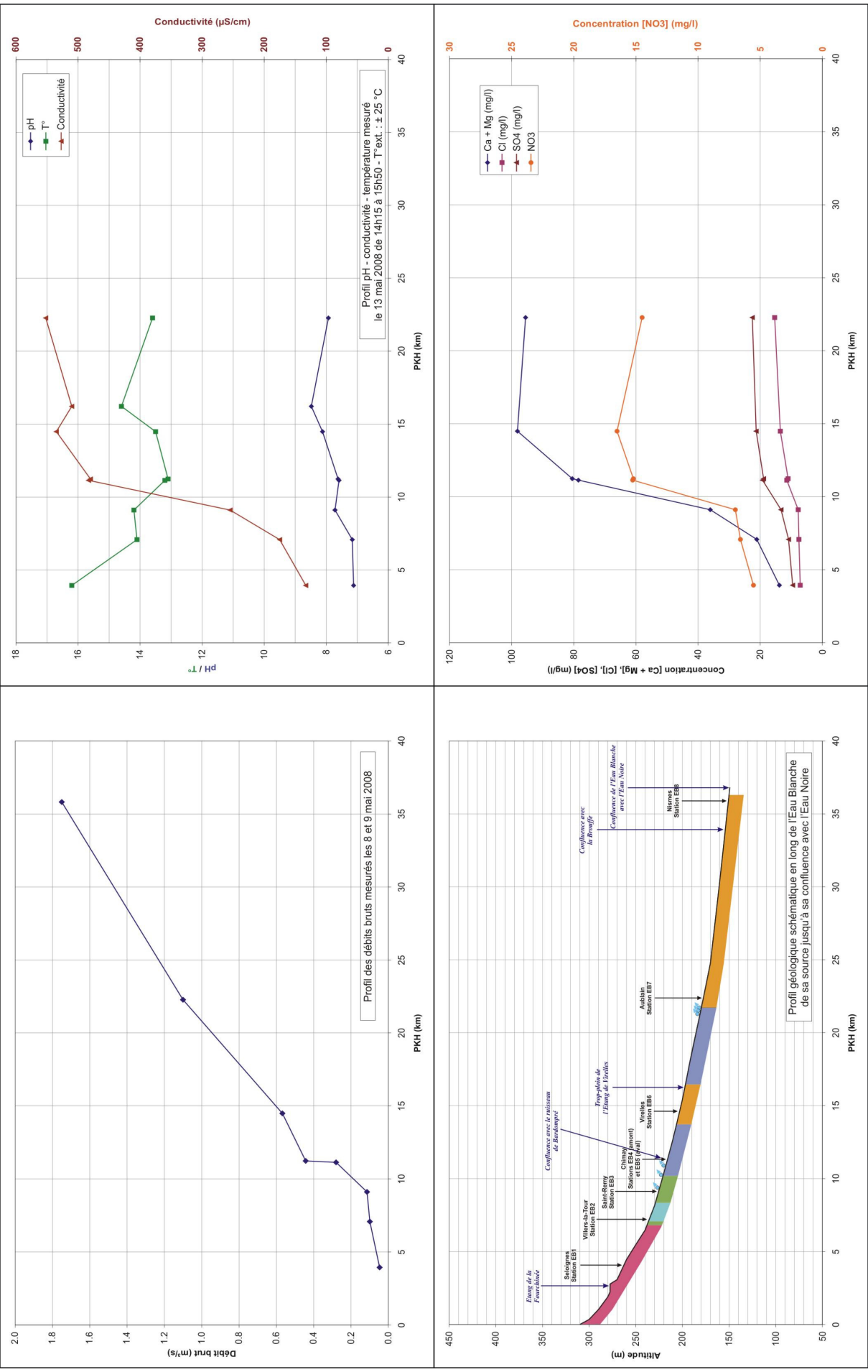


Figure 3-9. Profils en long géologique, débitimétrique et physico-chimiques partiels de l'Eau Blanche de sa source à sa confluence avec l'Eau Noire

Les résultats des jaugeages réalisés et des analyses chimiques effectuées, repris sous forme de graphiques à la Figure 3-9 ainsi qu'à l'**annexe 1** du présent document, sont discutés ci-dessous d'amont en aval.

Sur les 6 premiers kilomètres de son cours, l'Eau Blanche s'écoule au droit d'unités hydrogéologiques du Dévonien inférieur dominées par des lithologies schisto-gréseuses modérément à très peu perméables (aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur). Les nappes d'eau souterraine contenues dans ces terrains sont caractérisées par une faible minéralisation ($[Ca + Mg] < 40 \text{ mg/l}$; conductivité $< 200 \mu\text{S/cm}$; $TH < 10^\circ\text{F}$). Elles présentent généralement des concentrations en nitrates relativement faibles en raison notamment de la pression agricole limitée qui caractérise les contreforts de l'Ardenne (zones majoritairement boisées). Cette signature hydrochimique se retrouve dans l'Eau Blanche entre les stations de jaugeage EB1 et EB2, témoignant d'une alimentation de cette partie de son cours par les réserves en eau souterraine peu minéralisées qui caractérisent le sous-sol de la partie la plus amont du bassin.

Entre les stations EB2 et EB3, l'Eau Blanche recoupe sur une longueur d'environ 1400 m l'aquifère des calcaires de l'Eifelien (Formation de Couvin). La particularité de ce tronçon de l'Eau Blanche est la très faible augmentation de débit qui le caractérise (+ 15 l/s sur un parcours de 2 km). La faible augmentation de débit s'accompagne cependant d'une modification sensible de la physico-chimie du cours d'eau (accroissement de la minéralisation) qui peut être très vraisemblablement associée à une contribution de la nappe beaucoup plus minéralisée, à l'alimentation de ce tronçon de l'Eau Blanche. Le caractère limité de l'alimentation de ce tronçon par l'aquifère de l'Eifelien est également étayé par la faible concentration en nitrates observée à la station EB3. Une étude hydrogéologique réalisée par la SWDE a en effet mis en évidence une contamination généralisée de cette partie de l'aquifère de l'Eifelien par des pesticides et des nitrates d'origine agricole (respectivement 55 à 507 ng/l en pesticides totaux et 17 à 37 mg/l en NO_3). L'absence d'accroissement significatif de la concentration en nitrates mesurée entre les stations EB2 et EB3 plaide en faveur de cette très faible réalimentation par les eaux souterraines.

Le tronçon de l'Eau Blanche situé entre les stations EB3 et EB4 montre une évolution débitmétrique et physico-chimique beaucoup plus tranchée. Le débit passe de $0,11 \text{ m}^3/\text{s}$ à $0,28 \text{ m}^3/\text{s}$ en à peu près 1,9 km de parcours (+ 170 l/s) tandis que la minéralisation du cours d'eau augmente considérablement et que la température baisse de 1°C , le tout indique une arrivée massive d'eau souterraine fortement minéralisée issue des aquifères carbonatés connectés à ce tronçon. Cette observation s'explique aisément par la présence de 3 émergences karstiques qui se succèdent en rive droite de l'Eau Blanche (résurgences de Saint-Remy n°1 et n°2 et Fontaine Sainte-Geneviève)

et qui drainent d'une part l'aquifère des calcaires de l'Eifelien pour les 2 résurgences de Saint-Remy et d'autre part l'aquifère des calcaires du Givetien pour la Fontaine Sainte Geneviève. L'Eau Blanche acquiert ainsi une signature hydrochimique plus caractéristique d'un cours d'eau principalement alimenté par un aquifère carbonaté.

Le tronçon EB4-EB5 a été choisi pour mettre en évidence le contraste débitmétrique et éventuellement physico-chimique lié à la confluence de l'Eau Blanche avec le ruisseau de Bardompré, à proximité immédiate du centre-ville de Chimay. Comme le montre la Figure 3-9, l'arrivée du ruisseau de Bardompré dans l'Eau Blanche induit une augmentation importante et immédiate du débit de cette dernière qui passe de 0,28 m³/s à la station EB4 à 0,44 m³/s à la station EB5, une centaine de mètres en aval de la confluence. Il est intéressant de constater que ce contraste de débit n'est accompagné d'aucune modification sensible de la physico-chimie de l'Eau Blanche. Ce constat peut notamment s'expliquer par le fait que les bassins hydrographiques de l'Eau Blanche à l'amont de la station EB4 et du ruisseau de Bardompré à l'amont de sa confluence avec l'Eau Blanche drainent, en proportions plus ou moins similaires en termes de superficies à l'affleurement, les mêmes unités hydrogéologiques. Il apparaît donc logique que les signatures hydrochimiques de ces deux cours d'eau juste avant leur confluence soient similaires.

La station de jaugeage EB6, permet d'encadrer, avec la station EB5, la traversée de l'aquifère des calcaires du Givetien qu'effectue l'Eau Blanche. Sur un parcours d'un peu plus de 3 km, le débit augmente de + 130 l/s pour atteindre 57 l/s à la station EB6. Etant donné l'absence d'affluent et d'émergence bien localisés sur ce tronçon, cet accroissement du débit est supposé provenir d'une vidange a priori diffuse et progressive de l'aquifère des calcaires du Givetien et témoigne du caractère très vraisemblablement drainant de cette partie de l'Eau Blanche. L'alimentation de ce tronçon par une arrivée supplémentaire d'eau souterraine issue d'un aquifère calcaire se marque très bien par un accroissement supplémentaire de la minéralisation du cours d'eau.

Entre Virelles et Aublain (tronçon EB6-EB7), l'Eau Blanche recoupe une dernière fois la barre calcaire givetienne. Sur ce parcours d'environ 7,8 km, elle gagne encore + 530 l/s issus principalement de l'aquifère des calcaires du Givetien pour atteindre un débit de 1,1 m³/s à la station EB7 (station AQUALIM L6530). Etant donné l'occurrence beaucoup plus fréquente de phénomènes karstiques sur ce tronçon et bien que cela n'ait pas été confirmé par des mesures spécifiques, il est probable que ce gain en débit soit plus ponctuel avec notamment une augmentation brusque et significative du débit de l'Eau Blanche au sortir des calcaires du Givetien. Ce seuil hydrogéologique est en effet le siège d'une série de 3 importantes émergences karstiques (résurgences de la Cressonnière) renseignées comme résurgences vaclusiennes à gros débit. La

physico-chimie de l'Eau Blanche à la station EB6 étant déjà largement dominée par une alimentation en eau souterraine principalement issue des aquifères calcaires eifelien et givétien, aucune évolution significative de l'hydrochimie de l'Eau Blanche n'est à signaler entre les stations EB6 et EB7, tous les paramètres restant plus ou moins constants.

La seule particularité concerne les paramètres physico-chimiques de base (pH, T° et conductivité) (Figure 3-9). En effet, 1,7 km en aval de la station EB6, l'Eau Blanche reçoit, de manière intermittente et le plus souvent par à-coup lors d'épisodes pluviométriques, le trop-plein de l'Etang de Virelles (superficie du plan d'eau : 0,8 km²). Ce phénomène de lâcher/retenue d'eau de surface est bien visible à la Figure 3-8 sur l'hydrogramme horaire de l'Eau Blanche à Aublain (station EB7) les 20 et 29 avril ainsi que le 2 mai. Les eaux de ce trop-plein, présentaient le 13 mai 2008 des caractéristiques physico-chimiques radicalement différentes de celles de l'Eau Blanche (pH : 9,6 ; T° : 22,4 °C ; conductivité : 176 µS/cm). Il est donc très probable que, lors d'un épisode pluviométrique comme celui du 28 avril au 1^{er} mai 2008 (Figure 3-8), la vidange soudaine de l'étang de Virelles provoque une modification brusque et très importante des conditions hydrauliques et physico-chimiques de l'Eau Blanche (chute de la minéralisation, augmentation du pH, de la température et du débit avec effet de chasse) dont l'impact devrait être évalué.

Enfin, malgré le caractère peu perméable des lithologies qui constituent le sous-sol du bassin de l'Eau Blanche à l'aval de la station EB7 à Aublain (largement dominées par les shales et schistes de l'aquiclude du Frasnien-Famennien), le débit de l'Eau Blanche augmente significativement pour atteindre 1,75 m³/s à la station EB8 à Nismes (+ 650 l/s sur un parcours de 13 km). Le débit de la Brouffe à son exutoire à Mariembourg (superficie du bassin : 82 km²) étant, les 8-9 mai 2008, de 0,32 m³/s (station MET-SETHY), cela signifie qu'une contribution de 0,33 m³/s provient des abords et affluents directs de l'Eau Blanche entre ces deux stations (superficie concernée : 59 km²). Il est par contre très probable qu'en période d'étiage (basses eaux souterraines), la différence de contribution des nappes d'eau souterraine au débit de l'Eau Blanche soit beaucoup plus marquée entre ces deux parties du bassin (à l'amont de la station EB7 d'une part et à l'aval de celle-ci d'autre part).

3.2.3.2 *Conclusions et perspectives*

Appliquée, sur le bassin de l'Eau Blanche, la méthode des profils en long débitométriques et physico-chimiques a permis de mettre en évidence (en période de récession de hautes eaux souterraines) les principales interactions entre l'Eau Blanche et les nappes d'eau souterraine contenues dans les unités hydrogéologiques qui constituent le sous-sol de son bassin versant. L'implantation des 8 stations limnimétriques sélectionnées montre qu'à la résolution

d'investigation choisie (stations espacées de 2 à 13 km l'une de l'autre, exception faite des stations EB4 et EB5), les différents tronçons investigués peuvent être considérés comme drainants. Seul le tronçon EB2-EB3, situé entre Villers-la-Tour et Saint-Remy au droit de l'aquifère des calcaires de l'Eifelien, laisse présager un possible caractère perdant ou de pseudo-équilibre.

Couplées au profil débitmétrique, les analyses chimiques réalisées à chaque section de jaugeage ont permis de préciser les modalités de vidanges des nappes d'eau souterraine connectées à l'Eau Blanche et la nature des interactions qualitative qui existent entre ces deux systèmes. Ces résultats confirment le fait qu'en période de récession le débit et la physico-chimie des cours d'eau sont déjà très étroitement liés aux caractéristiques hydrogéologiques et à l'hydrochimie des nappes d'eau souterraine qui les alimentent. Une seconde phase d'investigation mériterait d'être mise en œuvre en période d'étiage. En procédant à des jaugeages sériés plus réguliers (ex : en moyenne 1 section jaugée/km) et en prélevant systématiquement des échantillons d'eau sur chaque section jaugée, chaque affluent et chaque arrivée d'eau souterraine individualisable, il serait ainsi possible d'établir un diagnostic détaillé des interactions qualitatives et quantitatives qui régissent le système hydrologique et hydrogéologique de l'Eau Blanche.

3.2.4 Relations pertes-résurgences

Une part non négligeable des cours d'eau des masses d'eau sont affectés par des phénomènes karstiques. Ils peuvent présenter des sections où l'essentiel de leur parcours est souterrain. Les systèmes karstiques ou système perte-résurgence selon la typologie définie en 2.2.1, constituent un type particulier d'interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Dans un système perte-résurgence, les eaux de surface sont directement connectées aux eaux souterraines via des conduits karstiques, et constituent par ce fait un système à risques potentiels pour les nappes (cfr section 2.2.2.). Si dans l'ensemble, les pertes et résurgences sont bien localisées, leur relation n'est pas toujours évidente. La technique de traçage permet de mettre en évidence les connections entre une perte et une ou plusieurs résurgences.

Un essai de traçage consiste à injecter un traceur artificiel (uranine, sulforhodamine ou tinopal) en un ou plusieurs points (perte, piézomètre) et de mesurer l'évolution de la concentration du traceur à la résurgence ou aux résurgences supposées. La concentration en traceur aux résurgences est mesurée de deux manières différentes, soit directement, sur site, par un fluorimètre automatique, soit indirectement, en laboratoire, sur des échantillons prélevés à l'aide d'un échantillonneur automatique et analysés à l'aide d'un spectrofluorimètre de laboratoire. Les débits aux pertes lors des injections de traceur et aux résurgences sont mesurés par jaugeages. Les débits aux résurgences sont en plus généralement suivis grâce à des sondes pressiométriques. L'ensemble

de la méthode de traçage, des traçages réalisés et des résultats obtenus dans le cadre de Synclin'EAU fait l'objet d'un rapport technique spécifique (Compte-rendu des traçages Synclin'EAU). Outre la détection des interconnexions, la technique permet aussi de quantifier des paramètres tels que le temps de transfert, la vitesse maximale et modale, le taux de restitution,... . La modélisation des essais permet de définir certains paramètres d'écoulement et de transport.

L'ensemble des résultats ont permis de quantifier les vitesses de transfert dans les différents systèmes karstiques étudiés. Chacun de ces systèmes fonctionne de manière différente et les propriétés hydrodynamiques leur sont propres. Dans le cadre du projet Synclin'EAU, 5 systèmes karstiques ont été étudiés, parfois à deux reprises (période de basses eaux et période de hautes eaux).

De manière générale, les vitesses de transfert maximales varient de 50 m / h pour le moins rapide (Collébi, voir compte rendu) à 225 m / h pour le plus rapide (ravin de Sorinnes). Ces vitesses illustrent le risque potentiel d'une contamination rapide de l'aquifère et d'une propagation rapide d'un polluant, que constituent les systèmes karstiques. Une des caractéristiques qui ressort aussi de l'ensemble des traçages, est l'absence, dans ces systèmes karstiques, d'effet de retard. Des traçages réalisés en période de basses eaux et en période de hautes eaux (Collébi) permettent de distinguer les vitesses de transfert durant ces deux périodes. La vitesse de transfert en période de hautes eaux (vitesse de transfert maximale : 50 m / h) étant plus grande qu'en période de basses eaux (vitesse de transfert maximale : 19 m / h). Le traçage de Sorinnes a, quant à lui, permis de confirmer que la limite du bassin hydrographique ne correspondait pas à la limite du bassin hydrogéologique.

L'étude des relations perte-résurgence par des essais de traçage permet de mieux comprendre les propriétés hydrodynamiques pour chaque système karstique. Dans le cadre de Synclin'EAU, l'application de cette méthode sur des systèmes karstiques représentatifs de la région étudiée a permis une quantification des paramètres hydrodynamiques (vitesse de transfert, dispersivité,...). Ces paramètres témoignent d'un mécanisme d'échange particulier, dont il faut tenir compte dans le cadre de la gestion intégrée d'un bassin hydrographique. Le lecteur est invité à se reporter au compte rendu des traçages réalisés pour une information complète des résultats.

3.3 Problématiques associées aux interactions ESO-ESU

3.3.1 *Impact des prélèvements d'eau souterraine*

Certains bassins de la zone d'étude « Synclin'eau » sont exploités par d'importants captages situés à proximité des cours d'eau. On peut citer pour les plus importants, le captage de Modave avec 53.000 à 80.000 m³ d'eau prélevée par jour, et celui de Spontin, entre 16.000 et 45.000 m³ par jour. Ces prélèvements constituent un volume d'eau non négligeable qui devrait en conditions naturelles se déverser dans le cours d'eau. Le débit de ces cours d'eau peut alors être fortement affecté par l'influence du captage. Les implications pour les eaux de surface sont surtout quantitatives, mais peuvent aussi être qualitatives (impact biologique de l'influence de la température, réduction de la dilution des charges polluantes). Si l'impact des « gros » captages sur les eaux de surface est perceptible à l'échelle du bassin, à l'échelle du sous-bassin, l'impact est nettement plus décelable notamment par l'observation d'un débit anormalement faible en période d'étiage.

Un inventaire des volumes d'eau souterraine prélevés par les compagnies de distribution a été réalisé et comparé aux débits mesurés au niveau des stations de limnimétriques.

3.3.1.1 *Impact des captages à l'échelle des bassins et des sous-bassins*

La Figure 3-10 représente l'importance relative des prises d'eau souterraine par rapport aux débits des rivières par bassin. Le diagramme est construit sur base de données relatives à l'année 2006 provenant des calculs des bilans Synclin'EAU et des données fournies par les producteurs d'eau. Le pourcentage des volumes captés par rapport à la somme de ceux-ci avec le débit mesuré à l'exutoire du bassin (bâtonnets rouges) reflète l'importance relative de la prise d'eau par rapport au débit. Pour les valeurs de « Qcaptage », ne sont considérés que les volumes exportés par des captages de grande importance (plus de 100.000 m³ par an). La proportion d'eau prélevée par d'autres prises d'eau de moindre importance et exportée, n'étant pas définie, est négligée. L'ajout des données en « %, Qcaptage/EU » et en « %, Qexutoire/EU » est destiné à comparer l'importance relative des eaux captées et les volumes d'eaux exportés par les rivières par rapport à l'eau utile, c'est-à-dire l'eau disponible pour l'infiltration et le ruissellement.

A l'échelle des bassins

En ne considérant que les données « $Q_{\text{captage}}/(Q_{\text{captage}}+Q_{\text{exutoire}})$ » sur le diagramme de la Figure 3-10 (bâtonnets rouges), on constate que l'importance relative des prélèvements d'eau varie de 1,30% pour un bassin très faiblement exploité (le bassin du Samson) à 57% pour un bassin fortement exploité (bassin du Hoyoux amont). Cela indique que pour le bassin du Hoyoux, les prises d'eau prélèvent 57% du débit que la rivière aurait en conditions naturelles. Les bassins du Bocq et du Néblon constituent aussi, dans une moindre mesure, des exemples significatifs de pression sur la ressource en eau de surface, avec respectivement des prélèvements de 27 et 35% du débit qu'auraient ces rivières à l'exutoire du bassin sans la présence de captage.

Si l'on considère les données « Q_{captage}/EU » et « Q_{exutoire}/EU » deux à deux (batonnets bleus et verts), on remarque pour le bassin du Hoyoux amont, que le pourcentage de l'eau exportée par la rivière par rapport à l'eau utile (35%) est moins important que le pourcentage capté par rapport à l'eau utile (46%). Ce qui signifie que la plus grande partie de l'eau utile disponible pour ce bassin est prélevée par les producteurs d'eau au détriment de l'alimentation des eaux de surface. Cette situation s'observe également pour le bassin du Houyoux. Les débits captés sur ce bassin sont très élevées (68% pour le terme $Q_{\text{captage}}/(Q_{\text{captage}}+Q_{\text{exutoire}})$). La Figure 3-11 reprend les limites du bassin versant du Houyoux correspondant à la station limnimétrique de Rhisnes. Le captage de Vedrin (à l'Est) se situe à quelques centaines de mètres hors des limites du bassin. Les données qui sont utilisées dans le diagramme reprennent la totalité du volume exporté annuellement suite au captage. Il est néanmoins évident que l'effet du captage se répercute également sur le bassin versant voisin ; la valeur de 68% est donc surestimée puisque calculée à partir de la totalité du volume prélevé.

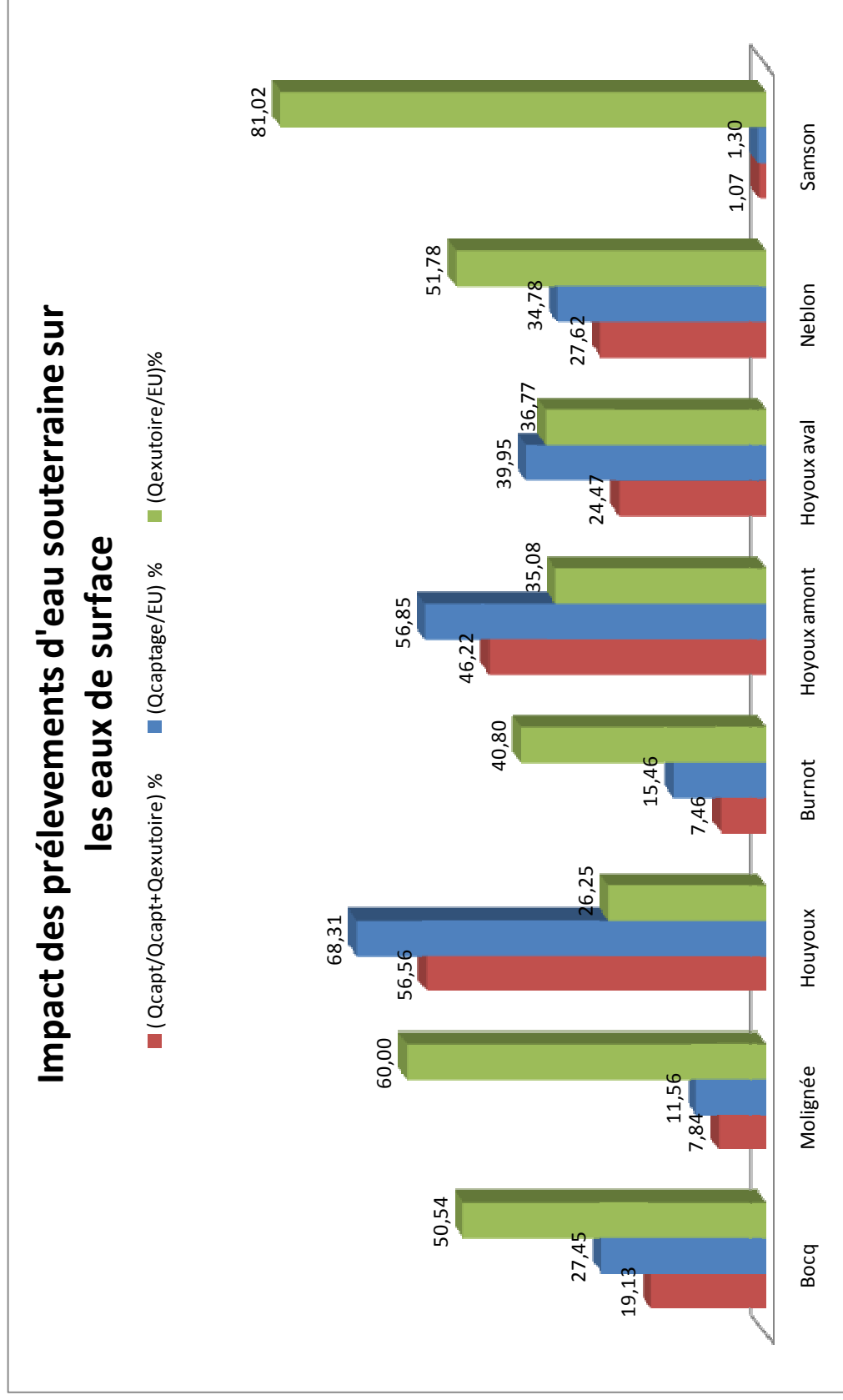


Figure 3-10. Impact des prélèvements en eau souterraine. Pourcentage des volumes prélevés par rapport aux volumes exportés (Qcaptage+Qexutoire) (rouge). Pourcentage des volumes prélevés par rapport à l'eau utile (bleu). Pourcentage des volumes écoulés par les cours d'eau par rapport à l'eau utile (vert).

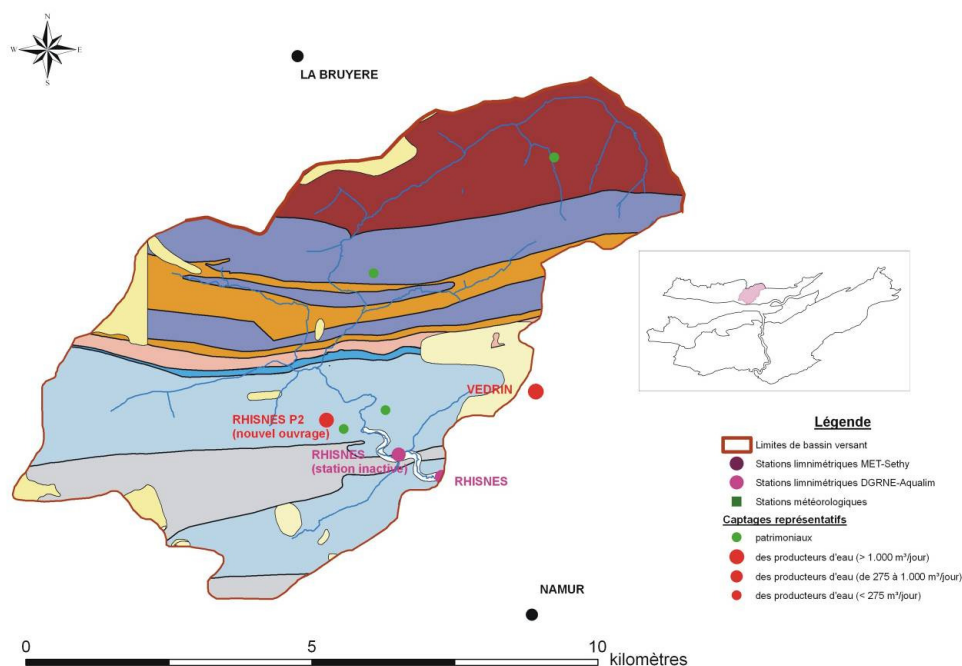


Figure 3-11 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Rhisnes, sur le Houyoux.

A l'échelle des sous-bassins

Le bassin du Bocq est un vaste sous-bassin qui reprend plusieurs captages de grande importance (Spontin, Crupet, Durnal). Dans le cadre de l'étude des bilans hydrogéologiques, le bassin du Bocq a été découpé en plusieurs sous-bassins. La Figure 3-12 présente ce découpage avec les stations de jaugeages et les ouvrages de prise d'eau. Les stations limnimétriques, situées à proximité des captages importants du bassin, permettent de préciser l'impact des prélèvements sur certains sous-bassins. Le diagramme de la Figure 3-13 met en évidence une exploitation importante des eaux souterraines au niveau du sous-bassin du Crupet, avec un prélèvement de l'ordre de 53 % du débit que la rivière aurait en conditions naturelles. Cette exploitation est aussi marquée par le fait que la plus grande partie de l'eau utile est répartie dans le prélèvement d'eau souterraine au détriment des eaux de surface.

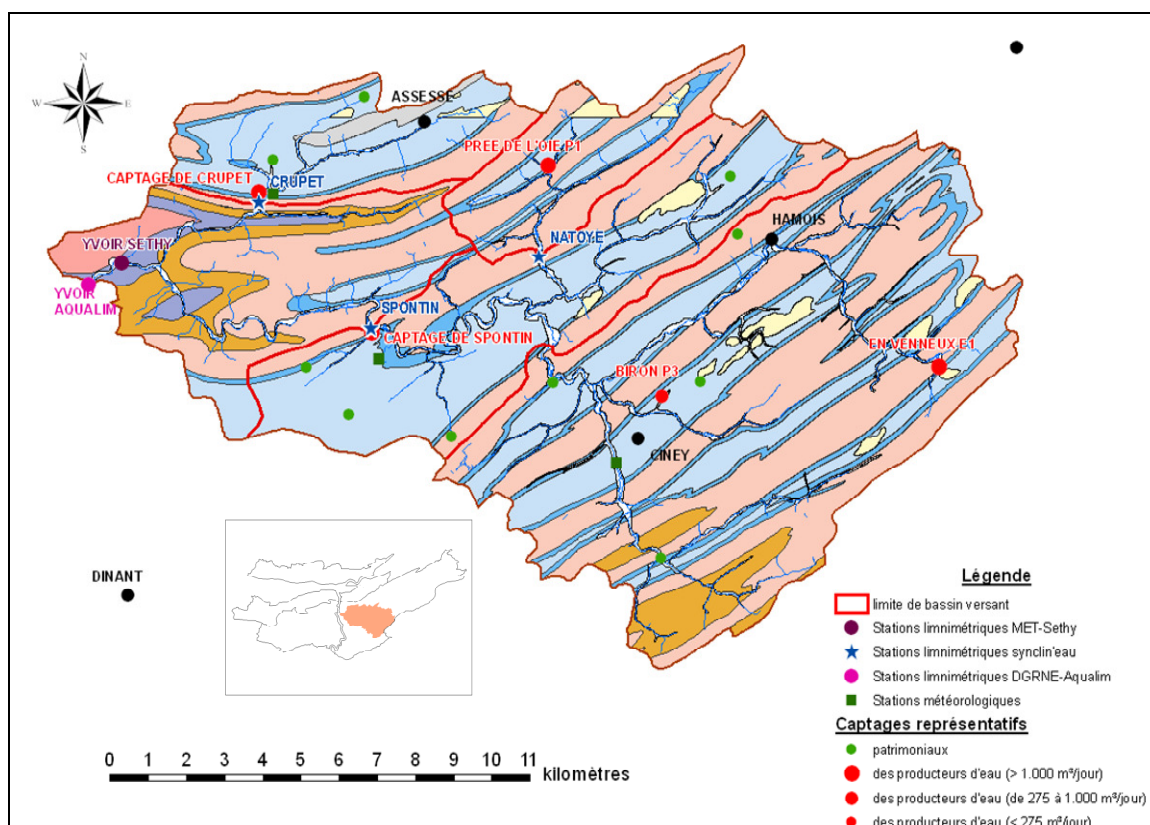


Figure 3-12: Bassin hydrographique de la station limnimétrique de la DGRNE-Aqualim d'Yvoir, sur le Bocq, avec indication des captages représentatifs.

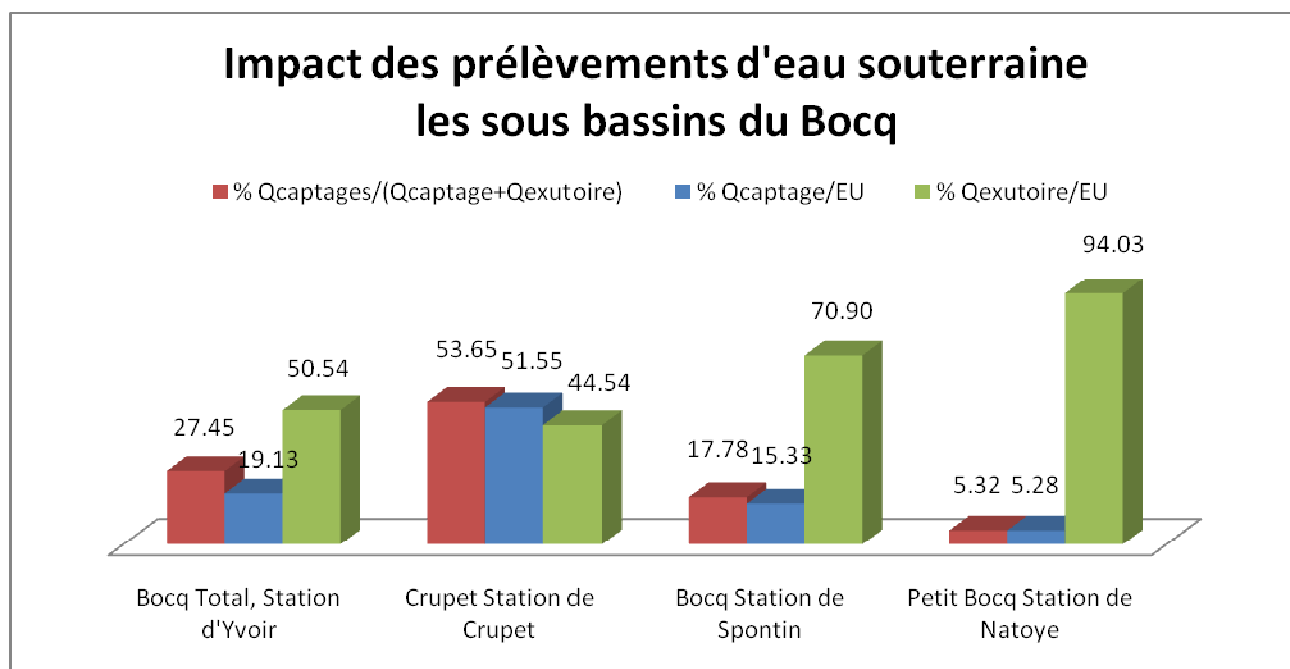


Figure 3-13. Impact des prélèvements d'eau souterraine à l'échelle des sous bassins, avec le cours d'eau concerné et le nom de la station limnimétrique. Exemple du Bocq.

On voit aussi que la présence des galeries captantes de Spontin (entre 12.000 et 45.000 m³ par jour) se marque faiblement par rapport au débit à l'exutoire de la station de Spontin. La pression exercée par ce captage est sans doute atténuée par la grandeur du sous-bassin, le volume d'eau prélevée étant « noyé » par l'importance du réseau hydrographique en amont. Le sous-bassin du Petit Bocq (Natoye) est peu exploité.

Les chiffres à l'échelle des sous-bassins indiquent une répartition inhomogène de l'impact des prélèvements en eau souterraine sur les eaux de surface au sein d'un même bassin. Si le pourcentage $Q_{\text{captage}}/(Q_{\text{captage}}+Q_{\text{exutoire}})$ peut s'avérer acceptable (selon des critères définis par l'administration) à l'échelle d'un bassin, à l'échelle des sous-bassins, il peut mettre en évidence des cours d'eau sur lesquels la pression exercée par les captages est beaucoup plus forte. L'étude de l'impact des prélèvements sur les eaux de surface doit donc être considérée à une échelle adaptée pour tenir compte du bon état de tous les cours d'eau d'un bassin. Particulièrement dans des zones plus sensibles, où des prélèvements sont suspectés d'exercer une pression importante.

3.3.1.2 Le cas du crupet – sous estimation de l'influence des captages en période d'étiage

La section ci-dessus met en évidence une importante exploitation des ressources en eau souterraine du bassin du Crupet qui engendre une pression sur les eaux de surface de ce sous-bassin. Cette pression est causée par un seul captage (Figure 3-12) constitué de galeries creusées à flanc de coteau dans la vallée du Crupet. Ces galeries sont subdivisées en deux parties : une principale et une secondaire. La principale fait 510 m de long, la secondaire consiste en 30 m de galerie et plusieurs sources. La production annuelle moyenne de ces galeries est de 5,2 millions de m³, soit 14 300 m³ par jour.

Du premier 1^{er} au 10 août 2006, des travaux ont été réalisés dans les galeries captantes. Ce fait exceptionnel avait déjà été abordé dans la note méthodologique. Les travaux rendant les eaux captées impropres à la consommation, les eaux recueillies dans les galeries ont pu gagner librement le Crupet, comme ce serait le cas en conditions naturelles. Une sonde pressiométrique placée à l'exutoire du sous-bassin du Crupet, à 100 m en aval du captage a permis d'observer les variations de débit et de température, en conditions naturelles et lors de la remise en service du captage.

La Figure 3-14 illustre la forte diminution de débit du Crupet lorsque le captage est en activité. L'hydrogramme présente l'évolution du débit du 28 juillet au 14 août 2006. Lors de l'arrêt des installations, le débit augmente de 79 à 284 L/s en 10 minutes. On observe aussi une brusque chute des températures, les eaux souterraines étant plus froides que les eaux de surface en été.

Une reconstitution de l'allure de l'hydrogramme (courbe verte sur la Figure 3-14) permet de visualiser, le débit que le cours d'eau aurait eu si le captage avait été opérationnel durant cette période. Cette reconstitution permet aussi et surtout, de quantifier la contribution des eaux souterraines dans le débit de la rivière en conditions naturelles.

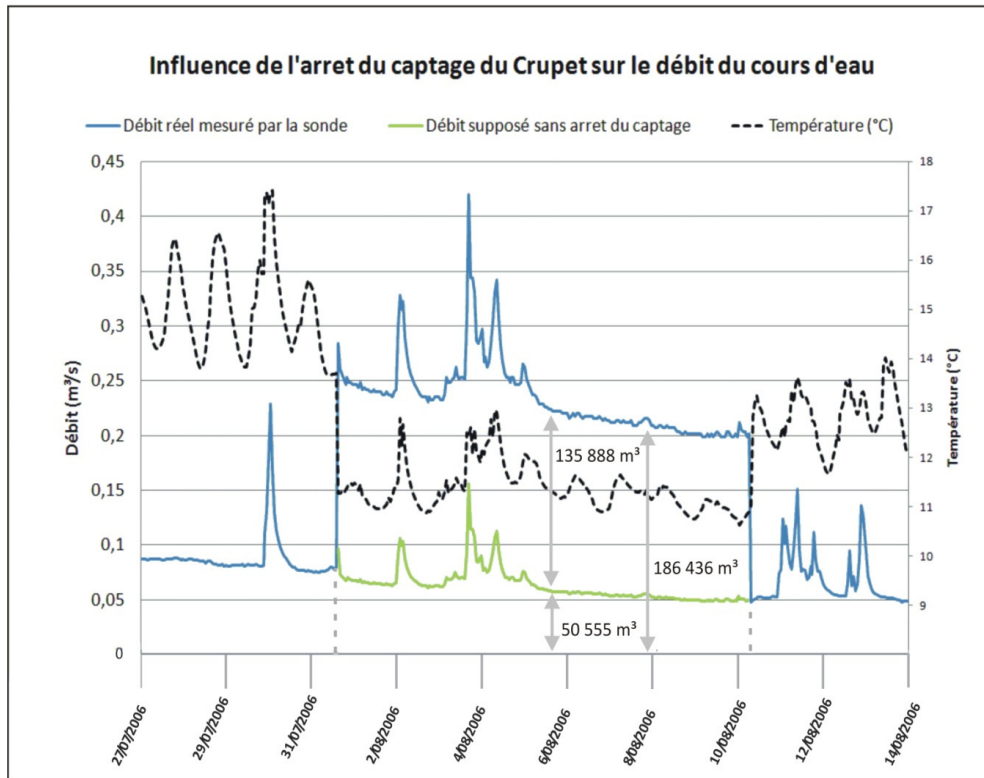


Figure 3-14 : Hydrogramme de la station du Crupet lors de l'arrêt des installations de captages, et évolution de la température.

En intégrant les débits mesurés durant la période d'arrêt du captage, on obtient un volume de 186 436 m³ exporté par la rivière. En intégrant les débits de la courbe virtuelle durant la même période, donc le volume exporté par le cours d'eau si le captage n'avait pas été arrêté, on obtient 50 555 m³. La différence, soit 135 888 m³ correspond alors au volume d'eau souterraine que le captage aurait prélevé. Soit, 15 000 m³ par jour. Le débit du Crupet, lorsque le captage est en activité n'atteindrait alors, en période d'étiage, que 28% du débit qu'il devrait avoir en conditions naturelles.

La différence (72%) correspond à « $Q_{\text{captage}}/Q_{\text{captage}}+Q_{\text{exutoire}}$ ». Calculé annuellement, la proportion du volume capté par rapport au volume exporté par la rivière et de volumes captés est de 53% (Figure 3-13). Cette différence est logique, la période durant laquelle le captage a été en arrêt l'explique. C'était une période d'étiage, durant laquelle les rivières sont

alimentées en grande partie par l'eau souterraine. La proportion en eau souterraine qui contribue au débit de la rivière est beaucoup plus importante durant l'été. En dehors de cette période, les précipitations alimentent aussi le cours d'eau, ce qui « tamponne » l'influence du captage sur le débit du cours d'eau. Les valeurs annuelles représentent donc des valeurs « moyennes » entre la période des hautes-eaux et la période des basses-eaux.

3.3.1.3 *Conclusions*

La construction de diagrammes simples sur base de données accessibles (volumes captées, données de débit) permet de mettre en évidence des tendances révélatrices de l'impact des prises d'eau sur le débit des eaux de surface. A l'échelle des bassins, certaines tendances se marquent plus fortement que d'autres. A l'échelle d'un sous-bassin, on voit que l'influence d'une prise d'eau peut être mieux quantifiée. L'exemple du Crupet met en évidence une variation temporelle de l'influence d'une prise d'eau, avec une atténuation du débit du cours d'eau très marquée en période d'été.

On en déduit que l'impact des prélèvements d'eau souterraine sur le débit des eaux de surface doit être considéré à une échelle spatiale judicieuse, et doit non seulement être considéré à l'échelle annuelle mais également à l'échelle saisonnière : l'impact des prélèvements étant considérable sur le régime hydrique du cours d'eau en période d'été.

3.3.2 *Intrusion de polluants dans la nappe par les eaux de surface*

Les eaux de surface sont plus rapidement polluées que les eaux souterraines car elles sont directement en contact avec la source de pollution (pesticides, nitrates, hydrocarbures, ...). Si un cours d'eau est perdant ou dans le cas d'un système de type « perte-résurgence », il y a un risque d'intrusion de polluants dans la nappe par les eaux de surface. L'eau qui migre vers le milieu souterrain peut transporter un polluant potentiel et contaminer l'eau souterraine.

Une illustration de contamination potentielle des eaux souterraines par les eaux de surface existe dans le bassin de la Molinee, plus précisément à proximité du village de Biesmerée (Figure 3-15 a-b). Ce site est localisé au sein d'un synclinal affectant les formations des calcaires du Carbonifère. Ce synclinal correspond à une dépression s'intercalant entre deux anticlinaux gréseux occupant les crêtes topographiques. Le ruisseau de Stave s'écoule sur le synclinal selon une orientation Sud-Nord, au contact des formations gréseuses, il prend une orientation Ouest-Est et devient le ruisseau de Floye, et ensuite la Biesmerée. En octobre 2006, une pollution par pesticides a été observée dans des captages de la SWDE (captages « Lepoivre ») localisés dans le synclinal calcaire à une centaine de mètres à l'Est du ruisseau (Figure 3-15).

Les captages « Lepoivre » assurent une production annuelle de l'ordre de 1,7 millions de m³, par l'intermédiaire de quatre puits implantés dans une ancienne carrière. Trois puits (P2, P4, et P5) contribuent à alimenter l'adduction de Charleroi. Le quatrième est un puits d'exhaure utilisé pour maintenir le niveau d'eau de la carrière sous le palier d'exploitation le plus profond. La piézométrie locale peut être précisée grâce à une coupe SO-NE passant par les puits et piézomètres forés par la SWDE (Figure 3-15 d). Le site de la carrière Lepoivre rabat la nappe jusqu'à la cote de 195 m engendrant un cône de rabattement s'étendant jusqu'à plus de 600 m de distance. Le ruisseau de Stave qui s'écoule vers la cote 230 m devient alors perché.

Des jaugeages amont-aval ont été réalisés sur le parcours du ruisseau de Stave à proximité du site « Lepoivre » afin de déterminer le sens des interactions ESO-ESU. La mesure de débit en amont a été réalisée au droit du contact entre les formations gréseuses à l'amont et les formations calcaires à l'aval. Dans le village de Biesmerée, le lit du ruisseau a été imperméabilisé par des canalisations en béton. Le jaugeage aval, a été fait à l'entrée du village, en amont des canalisations, et à quelques mètres en amont du rejet d'exhaure de la carrière. De cette manière, une différence de débit entre les stations amont et aval, est uniquement en relation avec l'apport de la nappe aquifère vers le ruisseau (ruisseau drainant) ou une perte du ruisseau vers la nappe (ruisseau perché).

La Figure 3-15-c présente les résultats sous la forme de profil des vitesses des sections jaugées. Le débit amont est très supérieur (36,2 l/s) au débit aval (19,23 l/s) et démontre l'existence, au droit du synclinal calcaire de Biesmerée, d'une infiltration d'eau. Ce qui représente un taux d'infiltration par unité de temps et unité de longueur de 92 l/ m.h .

L'existence de cette infiltration diffuse et importante au dessus du cône de rabattement du site « Lepoivre » est une cause potentielle de contamination de la nappe sollicitée par le pompage. La rivière étant infiltrante, les échanges se font de la rivière vers la nappe. Ainsi, une eau polluée circulant dans le cours d'eau peut atteindre la nappe et cela en quantités importantes.

Signalons également la présence d'une perte à proximité du ruisseau. Celle-ci devient active lors des périodes de débordement. La perte étant située dans le cône de rabattement du captage, il ne serait pas étonnant que des périodes de plus forte turbidité observées dans les eaux de captage soient liées à ce phénomène karstique.

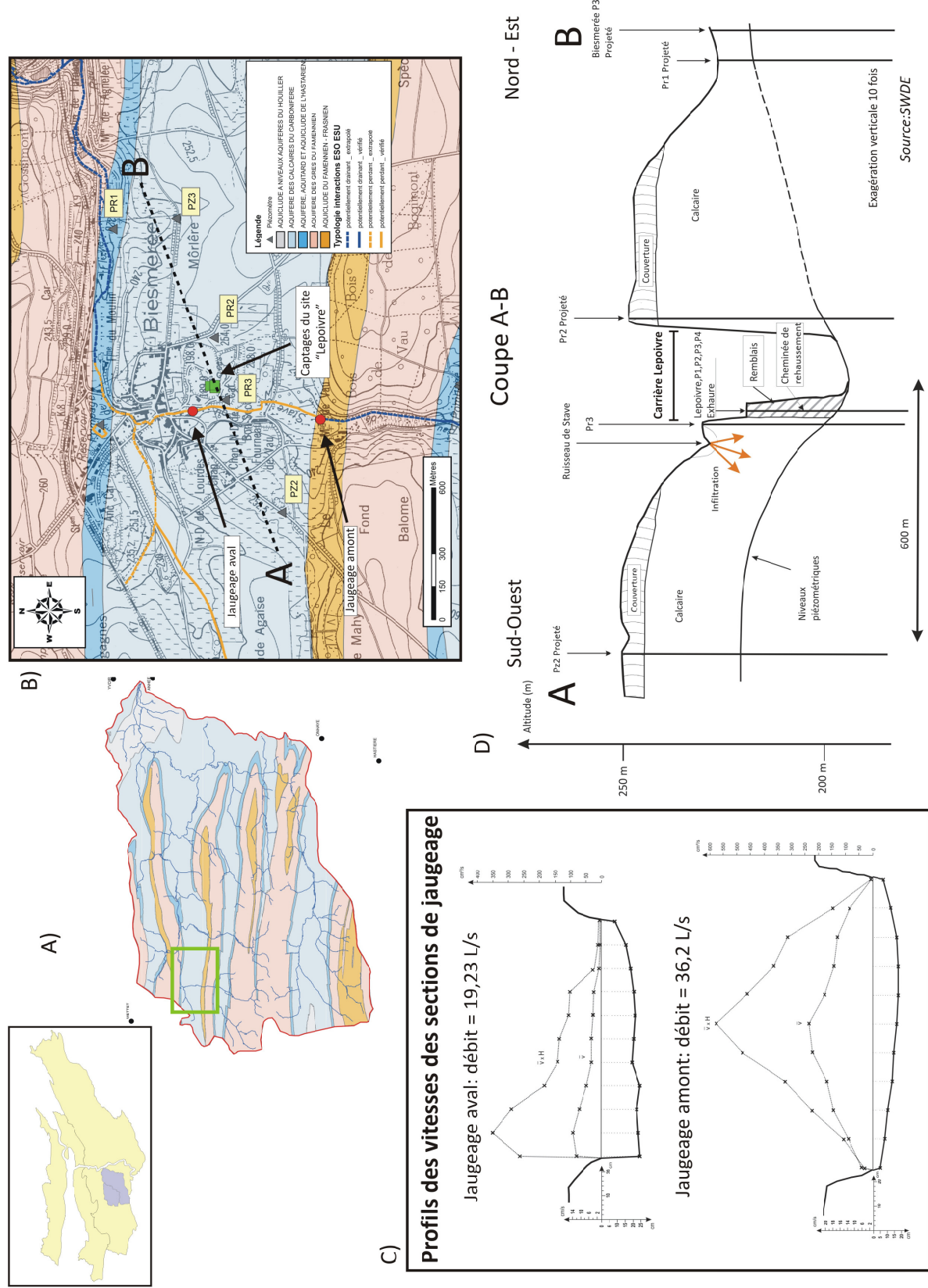


Figure 3-15 : A-B) Localisation de Biesmerée et du tronçon jaugé. C) Profils des vitesses des sections de jaugeage. D) Coupe schématique du cone de rabattement engendré par le captage « Lepoivre »

3.3.3 Charges polluantes des eaux usées rejetées dans un bassin versant

De nombreux réseaux d'égouttage sont encore déversés directement dans les eaux de surface sans traitement préalable en station d'épuration. La qualité des eaux de surface en est alors affectée. Dans les systèmes d'échanges de type perdant et perte-résurgences, cette situation peut être très problématique, les cours d'eau ne bénéficient pas d'un apport en eau souterraine et il n'y a donc aucun effet de dilution des eaux usées.

Cette problématique peut être illustrée par le cas du Ruisseau de la Fontaine Saint-Hadelin, localisé dans la masse d'eau RWM021 (Figure 3-16). Le bassin versant est constitué d'un synclinal calcaire au sein duquel s'écoule le ruisseau principal, bordé d'anticlinaux gréseux desquels s'écoulent de petits affluents. De nombreux phénomènes karstiques sont localisés au sein du synclinal calcaire. Ceux-ci, entraînent la formation d'une vallée sèche de plus de 6 km, en amont du village de Celles. Les eaux résurgent en deux points proches du village de Celles : la Fontaine Saint-Hadelin et la Grande Fontaine. La résurgence de la Fontaine Saint-Hadelin est active uniquement en période de hautes eaux.

La résurgence de la Grande Fontaine se situe directement en aval du village de Celles. Son débit est très régulier, de l'ordre de 100 l/sec. La Fontaine Saint-Hadelin se situe quant à elle directement en amont du village. Son débit est variable au cours de l'année. En période de basses eaux, la résurgence est à sec. En période de hautes eaux, la résurgence est active, avec un débit de l'ordre de quelques dizaines de litre par seconde, voire plusieurs centaines en période de crue. Il semblerait donc que la Fontaine Saint-Hadelin agisse comme un trop-plein de la Grande Fontaine. En période de basses eaux, le niveau piézométrique est en dessous du niveau de la Fontaine Saint-Hadelin et seule la Grande Fontaine est active. Lorsque le niveau piézométrique remonte, la Fontaine Saint-Hadelin devient elle aussi active. Son débit varie alors en fonction des battements de la nappe, en rapport avec les précipitations, de 0 à 75 l/sec, voire au-delà en période de crue.

Dans le cadre du projet Synclin'eau, un traçage a été réalisé dans le bassin du Saint-Hadelin afin de préciser les paramètres d'écoulement et de transport. Il a été réalisé en mai 2007, période qui correspond à la transition entre les hautes eaux et les basses eaux. Les courbes de restitution des traceurs injectés, mesurées à la Grande Fontaine et à la Fontaine Saint-Hadelin sont présentées à la Figure 3-16 B-C. Ils démontrent la connexion entre les pertes à l'amont du bassin versant et les deux résurgences.

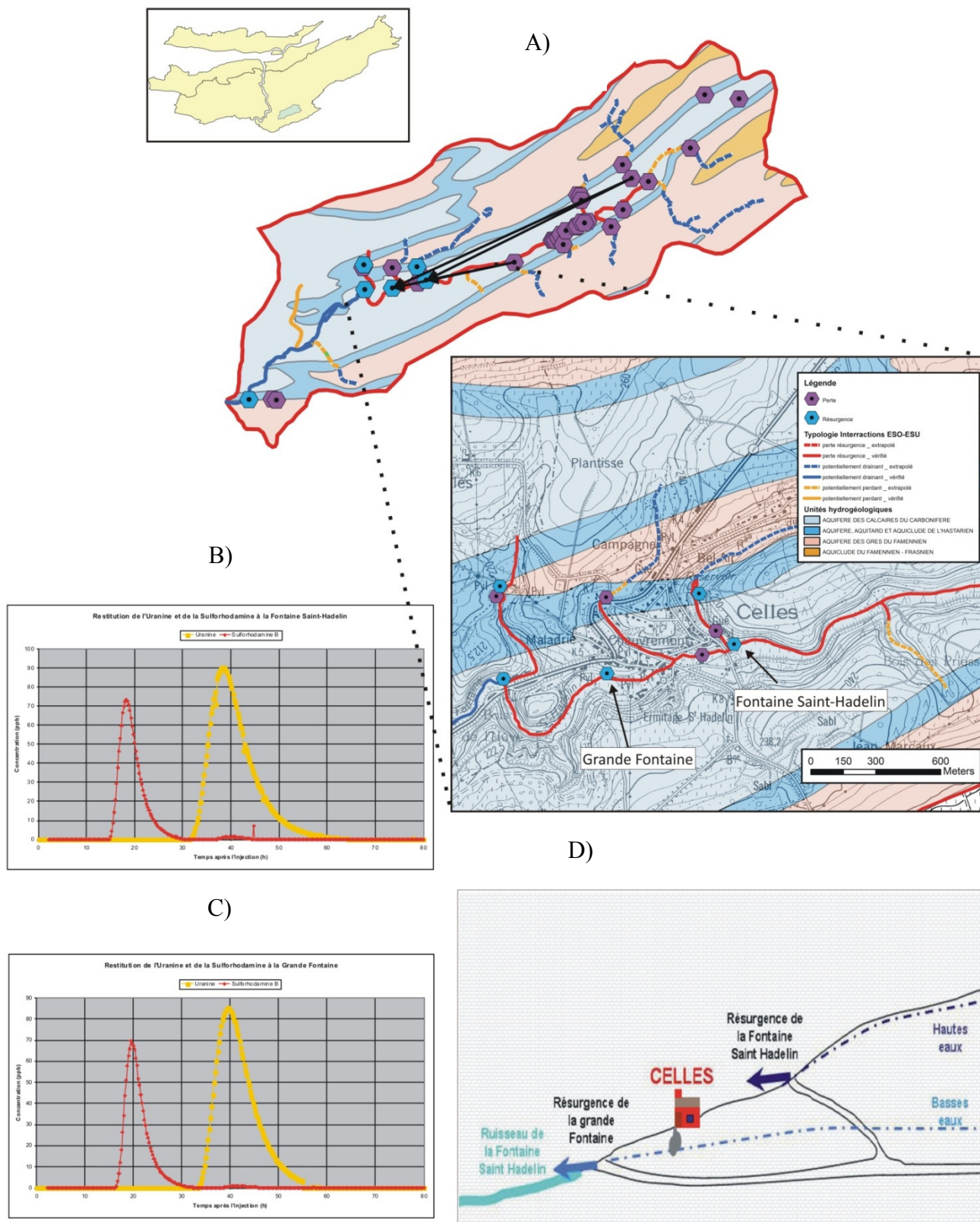


Figure 3-16 : A) Localisation du bassin versant du Saint-Hadelin. B) Courbe de restitution du traceur à la Fontaine Saint-Hadelin. C) Courbe de restitution du traceur à la Grande Fontaine. D) Représentation schématique du cours d'eau au niveau du village de Celles.

A l'été, le lit de la rivière n'est plus alimenté au niveau du village de Celles que par les rejets des égouts et quelques affluents de très faible importance. Dans ces conditions, le ruisseau constitue véritablement un « égout à ciel ouvert ». La Figure 3-16 D illustre cela de manière schématique. La résurgence de la Grande Fontaine réalimente le ruisseau et dilue les rejets polluants.

Cette problématique des eaux usées rejetées dans les eaux de surface a surtout un impact sur la qualité des eaux de surface dans les tronçons de cours d'eau qui sont de type perdant dans lesquels il n'y a aucun effet de dilution, ainsi que dans les systèmes perte-résurgence en aval des pertes. Dans les systèmes drainants, l'apport en eau souterraine, particulièrement en période d'été, peut ne pas suffire à assurer une dilution de la charge polluante. Les cours d'eau dont le débit est influencé par la présence d'un captage à proximité sont aussi concernés par un faible débit d'été et donc, un effet de dilution potentiellement insuffisant.

4 Conclusions et perspectives

L'étude des interactions eaux souterraines – eaux de surface localisées à l'interface de deux réservoirs hydrogéologiques majeurs constitue une approche originale et utile à la caractérisation des MESO, l'outil cartographique développé ainsi que les résultats des investigations locales, peuvent véritablement être utilisés comme support d'aide à la décision.

Le développement d'une cartographie des interactions ESO-ESU, grâce à une typologie définissant quatre mécanismes particuliers d'échanges, offre une vision d'ensemble des flux échangés. Chacune des typologies définies (potentiellement drainant, potentiellement perdant, perte-résurgence, pseudo-équilibre) représente une situation dont l'influence peut avoir des conséquences quantitatives et qualitatives sur les eaux de surface et les eaux souterraines. Le système perte-résurgence est celui dont l'impact sur le débit des eaux de surface est le plus grand. L'impact du système potentiellement perdant peut être important, pouvant aller jusqu'à l'assèchement du cours d'eau. Toujours pour l'aspect quantitatif, le système potentiellement drainant peut être considéré comme le système le plus « sain », la nappe contribuant au débit du cours d'eau et assurant un débit minimum à l'étiage. D'un point de vue qualitatif, le système potentiellement drainant grâce à son effet de dilution, constitue encore le système le plus « sain ». Les systèmes perdants et perte-résurgence constituent des systèmes à risque pour la bonne qualité des eaux souterraine. L'exemple du Saint-Hadelin, de la Biesmerée, ainsi que ceux évoqués dans la note méthodologique illustrent des problématiques qualitatives bien réelles qui concernent directement les interactions ESO-ESU. La méthode d'évaluation du sens des échanges par jaugeages sur sections successives permet de déterminer le sens des échanges de manière aisée. La quantification des résultats obtenus montre que des sections perdantes peuvent parfois fortement affecter le débit des ESU (jusqu'à 60%). Dans le cas de sections drainantes, l'apport en eau souterraine constitue une contribution majeure au débit des eaux de surface, particulièrement en période d'étiage. Les cartes obtenues permettent de mettre en évidence des zones plus sensibles quantitativement, en mettant en évidence des zones où le débit des eaux de surface est particulièrement affecté par la composante eau souterraine et qualitativement, avec des tronçons de cours d'eau à risque. Les nombreux recoupements faits dans l'interprétation des bilans hydrogéologiques (voir rapport D3.12), indiquent une complémentarité de l'étude des ESO-ESU dans la compréhension du fonctionnement d'un bassin hydrogéologique.

La cartographie des interactions eaux de surface – eaux souterraines, au regard de la DCE, rentre bien dans un travail de caractérisation détaillée des masses d'eau souterraine recensées comme courant un risque, qui doit comprendre un « *inventaire des systèmes de*

surface associés, y compris les écosystèmes terrestres et les masses d'eau de surface auxquels la masse d'eau souterraine est dynamiquement liée » complété d'une estimation « des directions et taux d'échange de l'eau entre la masse d'eau souterraine et les systèmes de surface associés »⁸. Outre la caractérisation de la dynamique des échanges au sein des masses d'eau, d'un point de vue qualitatif, les cartes mettent en évidence des tronçons de cours d'eau où il y a un risque d'intrusion de polluants des eaux de surface vers les eaux souterraines (système perdant et système perte-résurgence). Elles peuvent donc être vues comme un outil utilisé afin de prévenir ou à limiter l'introduction de polluants dans les eaux souterraines, conformément aux objectifs de la directive fille 2006/118/CE. Un croisement de ces cartes avec des cartes pressions-vulnérabilités permettrait de mieux cibler encore les zones à risques.

L'influence des prélèvements en eau souterraine a clairement un impact sur le débit des eaux de surface. La construction de diagrammes simples sur base de données annuelles permet de visualiser la pression exercée au sein d'un bassin ou d'un sous bassin par les producteurs d'eau. L'exemple du Crupet démontre qu'en période d'étiage le débit des eaux de surface se retrouve très fortement affecté par la présence d'un captage à proximité. La pression des prélèvements d'eau sur le débit, des eaux de surface est donc clairement quantifiable. De cette manière, des comparaisons relatives entre bassins peuvent-être réalisées. L'absence de définition d'un débit réservé de qualité acceptable ne permet cependant pas d'établir objectivement si un bassin est trop exploité ou pas. les seules constatations possibles se limitant dès lors à ces comparaisons relatives entre bassins.

Le système potentiellement perdant, que l'on rencontre assez fréquemment (600 km de tronçon sur les 3000 km de cours d'eau) dans les MESO RWM 011-012-021 peut être un système naturel, ou induit à cause d'une pression anthropogénique (prise d'eau à proximité du cours d'eau, prise d'eau situé en aval et qui provoque un rabaissement de la nappe plus régional, exhaure de carrière,...). L'infiltration peut affecter le débit des eaux de surface de manière plus ou moins forte. L'infiltration peut être quantifiée aisément par jaugeage. Ici encore, l'absence de définition d'un débit réservé de qualité acceptable ne permet pas de justifier des tendances anormales.

⁸ Annexe II de la Directive cadre 2000/60/CE

La définition d'un débit réservé de qualité acceptable doit prendre en considération des facteurs écologiques (espèces présentes dans le bassin, cycle vital,...) hydrologiques (par exemple, débit réservé équivalant à une fraction du débit moyen ou correspondant à une fréquence de dépassement d'après la courbe des débits classés,...) propres au cours d'eau. La bonne gestion des eaux devrait donc intégrer, dans les plans de gestion intégrée du bassin hydrographique, l'étude d'un débit réservé de qualité acceptable pour chaque bassin, sous-bassin voir catégorie de bassin. Cette étude devrait être abordée en collaboration avec des biologistes étudiant l'impact du débit (et de la température) sur la faune (poissons, plancton,...) et la flore (croissance des algues, eutrophisation,...)

Station	EB1 Seloignes 08/05/2008	EB2 Villers-la-Tour 08/05/2008	EB3 Saint-Remy 08/05/2008	EB4 Chimay amont 08/05/2008	EB5 Chimay aval 09/05/2008	EB6 Virelles 09/05/2008	EB7 Aublain 09/05/2008
Date de prélèvement	08/05/2008	08/05/2008	08/05/2008	08/05/2008	09/05/2008	09/05/2008	09/05/2008
Débit (m³/s)	0,047	0,099	0,114	0,280	0,443	0,568	1,100
pH in-situ (13/05/2008)	7,12	7,16	7,72	7,59	7,62	8,12	7,93
T° in-situ (13/05/2008)	16,2	14,1	14,2	13,2	13,1	13,5	13,6
Conduct. in-situ (13/05/2008)	133	175	255	483	480	535	552
pH	6,9	7,4	7,7	7,8	7,8	8,0	7,9
Conduct. 25°(µS/cm)	108	143	211	407	423	471	474
pHs (de saturation)	9,1	8,6	8,1	7,5	7,4	7,3	7,3
Indice de L'ANGELIER	-2,1	-1,2	-0,4	0,3	0,4	0,6	0,6
Caractère	Agressif	Agressif	Agressif	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (°fr)	3,9	5,8	9,5	20,4	21,4	22,5	25,1
Dureté perman. (°fr)	1,7	1,9	2,4	3,3	2,7	3,6	4
Dureté tempor. (°fr)	2,2	3,9	7,1	17,1	18,7	18,9	21,1
TA (°fr.)	0	0	0	0,1	0,1	0,1	0,1
TAC (°fr.)	2,2	3,9	7,1	17,1	18,7	18,9	21,1
Ca++ (mg/l)	11,41	18,18	32,71	73,24	72,56	90,17	87,47
Mg++ (mg/l)	2,43	2,95	3,38	5,28	7,92	< 0,010	8,05
Na+ (mg/l)	5,25	4,72	5,10	5,99	6,23	7,44	8,46
K+ (mg/l)	1,65	1,89	1,74	1,78	1,92	2,01	1,98
Fe+++ sol. (mg/l)	0,10	0,06	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03
Fer total (mg/l)	0,29	0,23	0,17	0,10	0,12	0,09	0,08
Mn++ sol. (mg/l)	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005
Mn++total (mg/l)	0,06	0,06	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02
NH4+ (mg/l)	< 0,100	< 0,100	< 0,100	< 0,100	< 0,100	< 0,100	< 0,100
Cl- (mg/l)	7,11	7,54	7,77	11,45	11,02	13,52	15,35
SO4-- (mg/l)	9,57	10,86	13,30	19,25	18,91	21,31	22,53
NO2- (mg/l)	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200
NO3- (mg/l)	5,54	6,60	7,00	15,26	15,20	16,52	14,50
F- (mg/l)	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200	< 0,200
H2PO4- (mg/l)	1,01	1,20	1,11	1,40	1,18	1,41	1,41
CO3-- (mg/l)	0,01	0,07	0,26	0,67	0,84	1,17	1,00
HCO3- (mg/l)	26,83	47,43	86,02	207,10	226,25	228,01	255,20
CO2 libre (mg/l)	2,20	1,30	1,10	2,50	2,30	1,70	2,50
SiO2 (mg/l)	4,00	2,88	2,24	3,21	3,66	2,96	1,65

Annexe 1 : Résultats des analyses chimiques réalisés sur l'Eau Blanche

Bibliographie

Alley W., Reilly T. and Franke L., 1999. Sustainability of Ground-Water Resources, U.S. Geological Survey Circular 1186, 79 p.

Hallet V., Monjoie A., 1998. Etude hydrogéologique à Pailhe. Rapport technique LGIH SMAP/981.

Hayashi M. and Rosenberry D.O., 2002. Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water, Ground Water, 40, n°3, 309-316.

Ikan F., Cajot O., Monjoie A., 1994. Captage Saint Pierre à Limet. Etude hydrogéologique. Rapport LGIH CILE/941.

Makli K., Thoiron Ph., Monjoie A., 2003. Hydrologie du bassin du Triffoy en amont du captage. Rapport LGIH CILE/2003-01.

MeusPh., 1993. Hydrogéologie d'un aquifère karstique du calcaire carbonifère en Belgique (Néblon-Anthisnes). Apport des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstifiés. Thèse de doctorat. ULg.

Monjoie A., Di Clemente C., Laurent S., Zeimet M., Cajot O., 1989. Aquifère gréseux. Zone prototype. Rapport final. Ministère de la Région Wallonne. Rapport LGIH-RW.

Orban Ph., Brouyère S., Dassargues A., 2003. Etude hydrogéologique préliminaire des captages de Modave de la Compagnie Intercommunale Bruxelloise des Eaux. Rapport technique, Geomac (Hydrogéologie).

Popescu I. C., Dachy M., 2004. Test d'une méthode de cartographie de la vulnérabilité intrinsèque applicable aux nappes aquifères de la Région Wallonne. Application à l'aquifère calcaire du Néblon. Rapport Final. Convention RW-ULg, Geomac (Hydrogéologie), 154 p.

Vercruysse J., Dassargues A., Monjoie A., 1992. Piézomètres de contrôle à proximité de la carrière « Bois Jean Etienne » à Marchin. Rapport LGIH MAR/922.

Villance C., 1993. Etude hydrogéologique du bassin versant du Samson à Gesves. Mémoire de fin d'étude. ULg, LGIH.

Wood E. et al., 2004. Groundwater fluxes across interfaces. Committee on Hydrologic Science, National Research Council, National Academies Press, 85 pp.