

 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

Délivrable D3.12 –partie MESO RWM021

Rapport

Bilans historiques, estimation des ressources renouvelables, caractérisation hydrauliques, piézométrie et hydrodynamique de la masse d'eau RWM021

TABLE DES MATIERES

1	INTRODUCTION.....	7
2	DONNEES ET METHODES.....	8
2.1	DONNEES DISPONIBLES ET ACQUISES.....	8
2.2	RAPPEL THEORIQUE RELATIF AUX BILANS HYDROLOGIQUES ET HYDROGEOLOGIQUES.....	10
2.2.1	PRINCIPE GENERAL.....	10
2.2.2	CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE	11
	Equation et algorithme	11
2.2.3	IMPORTS/ EXPORTS : Q_{IN} ET Q_{OUT}	12
2.3	ESTIMATION GLOBALE DES RESSOURCES RENOUVELABLES PAR LES COEFFICIENTS D'INFILTRATION.....	13
	Détermination des coefficients CI_i	13
3	BILANS HYDROLOGIQUES PAR BASSINS.....	15
3.1	BILANS HYDROLOGIQUES POUR LE BASSIN DE JAMIOULX (DE 1980 A 2005).....	15
3.1.1	DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN VERSANT	15
3.1.2	STATION MET-SETHY DE JAMIOULX	17
3.1.3	CONCLUSIONS RELATIVES AU BASSIN DE JAMIOULX.....	21
3.2	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU RUISSEAU D'YVES DE 1997 À 2005.....	21
3.2.1	DESCRIPTION GÉNÉRALE DU BASSIN VERSANT	21
3.2.2	STATION MET-SETHY DE WALCOURT-VOGENEE.....	23
3.2.3	CONCLUSIONS RELATIVES AU BASSIN DU RUISSEAU D'YVES	26
3.3	BILAN HYDROLOGIQUE DU BASSIN DE WALCOURT SEUIL DE 1984 A 2005.....	27
3.3.1	DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN ET DES DONNEES	27
3.3.2	STATION MET-SETHY DE WALCOURT SEUIL.....	29
3.3.3	CONCLUSIONS RELATIVES AU BASSIN DE WALCOURT-SEUIL	33
3.4	BILANS HYDROLOGIQUES POUR LE BASSIN DU BURNOT	34
3.4.1	DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN VERSANT	34
3.4.2	STATION SYNCLIN'EAU D'ARBRE.....	35
3.4.3	STATION MET-SETHY DE RIVIERE.....	36
3.4.4	CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES AU BASSIN VERSANT DU BURNOT	39
3.5	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DE LA MOLIGNEE	40
3.5.1	STATION DE SOSOYE	42

3.5.2	STATION DE FOY	48
3.5.3	STATION SYNCLIN'E AU DE SERVILLES.....	47
3.5.4	STATION DE WARNANT	52
3.5.5	STATION DE DRAISINNES	56
3.5.6	CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES AU BASSIN VERSANT DE LA MOLIGNEE	57
3.6	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU FERON	58
3.7	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU RUISSEAU DU COLEBI.....	60
3.7.1	STATION DE FALMIGNOUL	60
3.7.2	STATION DU RAVIN DU COLEBI.....	61
3.8	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DE L'IWAGNE.....	61
3.8.1	STATION SYNCLIN'E AU DE CUSTINNE.....	62
3.8.2	STATION SYNCLIN'E AU DE L'IWENE	63
3.9	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU RUISSEAU DE ST-HADELIN	64
3.10	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN VERSANT DES FONDS DE LEFFE	66
3.11	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU BOCQ	67
3.11.1	STATION SYNCLIN'E AU DE « CRUPET ».....	70
3.11.2	STATION SYNCLIN'E AU DE NATOYE.....	71
3.11.3	STATION SYNCLIN'E AU DE BRAIBANT.....	72
3.11.4	STATION SYNCLIN'E AU DE SPONTIN	72
3.11.5	STATION MET-SETHY D'YVOIR.....	73
3.11.6	STATION DGRNE-AQUALIM D'YVOIR	76
3.11.7	CONCLUSION GENERALES RELATIVES AU BASSIN VERSANT DU BOCQ	80
3.12	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU SAMSON.....	81
3.12.1	DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN DU SAMSON.....	81
3.12.2	INVENTAIRE DES VOLUMES D'EAU IMPORTES ET EXPORTES	84
3.12.3	STATION SYNCLIN'E AU S1_VAUX	84
3.12.4	STATION SYNCLIN'E AU S2_GRAMPTINNE.....	85
3.13	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU HOYOUX.....	85
3.13.1	DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN AMONT DU HOYOUX	85
3.13.2	INVENTAIRE DES VOLUMES D'EAU IMPORTES ET EXPORTES	88
3.13.3	STATION SYNCLIN'E AU H1_PETIT AVIN	90
3.13.4	STATION SYNCLIN'E AU H2_PAILHE.....	91
3.13.5	STATIONS SYNCLIN'E AU H3_MODAVE ET MET-SETHY MODAVE	91
3.13.6	STATION AQUALIM DU TORRENT DE BONNE	96
3.13.7	STATION SYNCLIN'E AU H4_LIMET	97
3.13.8	STATION SYNCLIN'E AU H5_ROISEU.....	98
3.13.9	STATION SYNCLIN'E AU H6_TRIFFOY	99
3.13.10	STATION AQUALIM SUR LE HOYOUX A MARCHIN	100

3.13.11	CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES AU BASSIN DU HOYOUX	104
3.14	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DU NEBLON.....	105
3.14.1	DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN DU NEBLON	105
3.14.2	INVENTAIRE DES VOLUMES D’EAU IMPORTES ET EXPORTES	106
3.14.3	STATION SYNCLIN’EAU N1_JENNERET	107
3.14.4	STATION SYNCLIN’EAU N2_OCQUIER.....	108
3.14.5	STATION SYNCLIN’EAU N3_MOULIN	108
3.14.6	STATION AQUALIM SUR LE SAMSON A HAMOIR	109
3.14.7	CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES AU BASSIN DU NEBLON	113
3.15	BILAN HYDROLOGIQUE POUR LE BASSIN DE L’OURTHE ENTRE LES STATIONS DE TABREUX ET DE SAUHEID.....	114
3.15.1	DESCRIPTION DU BASSIN	114
3.15.2	INVENTAIRE DES VOLUMES D’EAU IMPORTES ET EXPORTES	116
3.15.3	STATION SYNCLIN’EAU O1_COMBLAIN	116
3.15.4	STATION SYNCLIN’EAU O2_TROU BLEU.....	117
3.15.5	STATION SYNCLIN’EAU O3_HAZE.....	118
3.15.6	STATION SYNCLIN’EAU O5_MAGREE	119
3.15.7	STATION SYNCLIN’EAU O4_SCE MARTIN	119
3.15.8	STATION SYNCLIN’EAU O6_OXHE	120
3.15.9	CONCLUSIONS RELATIVES AU BASSIN DE L’OURTHE ENTRE LES STATIONS DE TABREUX ET DE SAUHEID	121
3.16	CONCLUSION GENERALES DE L’ETUDE DES BASSINS PAR BILANS HYDROLOGIQUES.....	124
4	<u>ESTIMATION DES RESSOURCES RENOUVELABLES DE LA RMW021.....</u>	<u>126</u>
4.1	INTRODUCTION	126
4.2	DETERMINATION DES COEFFICIENTS D’INFILTRATION	126
4.2.1	DÉTERMINATION DES COEFFICIENTS D’INFILTRATION PAR LA MÉTHODE MATHÉMATIQUE	129
4.2.2	DISCUSSION SUR LA VALIDITE DES COEFFICIENTS D’INFILTRATION	130
4.2.3	ESTIMATION DES RESSOURCES RENOUVELABLES POUR LA MESO RWM021	132
4.2.4	RÉPARTITION DES RESSOURCES RENOUVELABLES AU SEIN DE LA MASSE D’EAU RWM021	134
4.2.5	COMPARAISON DES RESSOURCES PRÉLEVÉES AUX RESSOURCES RENOUVELABLES	135
4.2.6	RESSOURCES RENOUVELABLES ET RESSOURCES EXPLOITABLES	139
5	<u>CARACTERISTIQUES HYDRAULIQUES – ECOULEMENT.....</u>	<u>141</u>
5.1	PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DES UNITÉS HYDROGÉOLOGIQUES	141
5.1.1	PARAMÈTRES DE TRANSPORT DE LA RWM021	142

5.1.2	PARAMÈTRES D'ÉCOULEMENTS DE LA RWM021	143
5.1.3	RAPPELS THÉORIQUES	143
5.1.4	MÉTHODOLOGIE	144
5.1.5	ANALYSE STATISTIQUE DES DONNÉES	144
5.1.5.1	Variabilité au sein des aquifères calcaires.....	147
5.1.5.2	Variabilité au sein de l' aquifère des grès du Famennien.....	149
5.1.5.3	Variabilité au sein de l'aquicludes du Frasnien-Famennien.....	151
5.1.5.4	Variabilité au sein de l'aquitard à niveau aquiclude du Dévonien Inférieur	151
5.2	PIÉZOMÉTRIE DE LA MASSE D'EAU	152
5.2.1	BASSIN DE JAMIOULX (BASSIN DE L'EAU D'HEURE)	155
5.2.2	BASSIN VERSANT DE LA SAMBRE DU CONFLUENT AVEC L'EAU D'HEURE AU CONFLUENT AVEC LA BIESME.....	158
5.2.3	BASSIN DU RUISSEAU D'YVES.....	162
5.2.4	BASSIN DU BOCQ.....	165
5.2.5	BASSIN DU BURNOT	167
5.2.6	BASSIN DU COLEBI ET RIVE DROITE DU BASSIN DE LA MEUSE (HASTIERE-DINANT).	170
5.2.7	BASSIN DU FERON	172
5.2.8	BASSIN DE L'IWAGNE.....	174
5.2.9	FONDS DE LEFFE.....	177
5.2.10	BASSIN DE LA MOLIGNEE.....	180
5.2.10.1	Bassin versant du Flavion	181
5.2.10.2	Synclinal de Stave	182
5.2.10.3	Synclinal de Biesmerée	185
5.2.11	BASSIN VERSANT DU RUISSEAU DU ST-HADELIN	187
5.2.12	BASSIN DU SAMSON	191
5.2.12.1	Synclinal calcaire de Gesves.....	192
5.2.12.2	Grès au Nord et au Sud du synclinal de Gesves.....	196
5.2.13	BASSIN DU HOYOUX.....	197
5.2.13.1	Synclinaux calcaires de Gesves-Marchin et de Flostoy	198
5.2.13.2	Synclinal calcaire du ruisseau de Vyle.....	200
5.2.13.3	Synclinal calcaire du ruisseau de Pailhe	202
5.2.13.4	Synclinal calcaire d'Havelange - Les Avins	204
5.2.13.5	Synclinal calcaire de Clavier.....	207
5.2.13.6	Synclinal calcaire de Modave	209
5.2.14	BASSIN DU NEBLON.....	212
5.2.15	BASSIN DE L'OURTHE A L' AVAL DU NEBLON	215
5.2.15.1	Synclinal calcaire d'Anthisnes	215
5.2.15.2	Synclinaux calcaires en rive droite de l'Ourthe	218

5.2.15.3	Grès du bord Est du bassin de l'Ourthe.....	220
5.3	FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE LA MASSE D'EAU	222
6	<u>CONCLUSIONS</u>	<u>227</u>
6.1	BILANS HYDROLOGIQUES.....	228
6.2	ESTIMATION DES RESSOURCES RENOUVELABLES	229
6.3	CARACTERISTIQUES HYDRAULIQUES.....	230
6.4	PIEZOMETRIE DE LA MASSE D 'EAU.....	231
6.5	FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE LA MASSE D'EAU.	231

1 Introduction

Un des objectifs principaux du projet Synclin'EAU est de contribuer à une meilleure connaissance de l'état et du fonctionnement hydrogéologiques, tant d'un point de vue quantitatif que qualitatif, des masses d'eau souterraine RWM011, RWM012 et RWM021, sur base de données existantes collectées principalement au début du projet, que de données acquises dans le cadre même du projet, à l'occasion de campagnes de mesures et d'essais réalisés sur le terrain. Ce rapport se réfère à la masse d'eau souterraine **RWM021**. D'un point de vue qualitatif, les apports du projet sont essentiellement décrits dans le rapport *D4.1 Rapport relatif aux échantillonnages complémentaires des éléments majeurs*.

D'un point de vue quantitatif, la caractérisation vise à (cf. note méthodologique D3.11):

1. Fournir une meilleure connaissance du contexte hydrogéologique global à l'échelle de la masse d'eau souterraine, de l'extension des formations aquifères, aquitards et aquicludes...
2. Fournir une estimation, la plus précise possible, des ressources en eau souterraine au sein de chaque masse d'eau, et donc des différents termes du bilan hydrologique (recharge de la nappe, volume des réserves en eau souterraine, prélèvements, débit de base...)
3. Fournir une connaissance meilleure des caractéristiques hydrauliques et des conditions d'écoulement régnant au sein de la masse d'eau souterraine, dans le but de mieux comprendre les mécanismes d'écoulement propres aux différents types d'aquifère rencontrés dans la région étudiée (milieu poreux – milieu fracturé), les directions principales d'écoulement, la piézométrie et dynamique des niveaux piézométriques (dans la mesure du possible), les directions d'écoulements, la cinétique de la recharge et les zones de recharges / décharge. Dans la zone saturée, les paramètres hydrauliques moyens (conductivité hydraulique, coefficient d'emmagasinement, porosité efficace) font l'objet d'estimations.

Le point 1 est décrit dans les rapports de synthèse relatifs à la caractérisation des trois masses d'eau souterraine (Délivrable D2.22 Rapport final de caractérisation de la masse d'eau souterraine RWM021). Ce rapport traite essentiellement des points deux et trois, donc sur l'estimation des ressources en eau souterraine (Chapitre 3 et 4) et sur la caractérisation hydraulique des aquifères (Chapitre 5).

Avant de décrire les résultats de ces travaux de caractérisation, le Chapitre 2 fournit un descriptif des données et des méthodes utilisées dans le cadre de ce travail.

2 Données et méthodes

2.1 Données disponibles et acquises

Les principales données sont :

- a. Des données climatiques, fournies par le MET-SETHY et l'IRM et servant au calcul de l'eau utile, à partir des données de pluie et du calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle.
- b. Des données des débits sur les cours d'eau: ces données ainsi que les bassins versants associées ont été fournies par le MET-SETHY et Aqualim avec des historiques assez longs. Ces données ont été complétées par la mise en place d'un réseau de stations limnimétriques installées à des endroits clés (principalement des seuils hydrogéologiques) et suivies dans le cadre et pendant la durée de l'étude.
- c. Les données des captages : Les données des volumes captés proviennent d'informations collectées chez les différents producteurs d'eau (S.W.D.E., I.N.A.S.E.P., VIVAQUA,...), tenant compte, pour le calcul des bilans des imports et exports d'eau entre bassins (rejet de l'eau utilisée dans le bassin même ou pas).
- d. Les paramètres hydrauliques : ces données proviennent d'essais de pompage réalisés par les producteurs ou lors d'études particulières.
- e. La piézométrie : l'inventaire des piézomètres et points d'eau divers (puits, source, ...) résulte de l'utilisation de banques de données (cartes hydrogéologiques, BDHydro) et de recherches sur le terrain. Faisant suite à cet inventaire, un réseau de suivi piézométrique a été mis en place et des campagnes de mesures ont été organisées sur base mensuelle.
- f. Les cartes hydrogéologiques de Wallonie réalisées ou en cours de réalisation ont également fourni de nombreuses données : unités hydrogéologiques, sens d'écoulement, ...

Ces informations sont cartographiées à la **Figure 2.1-1**

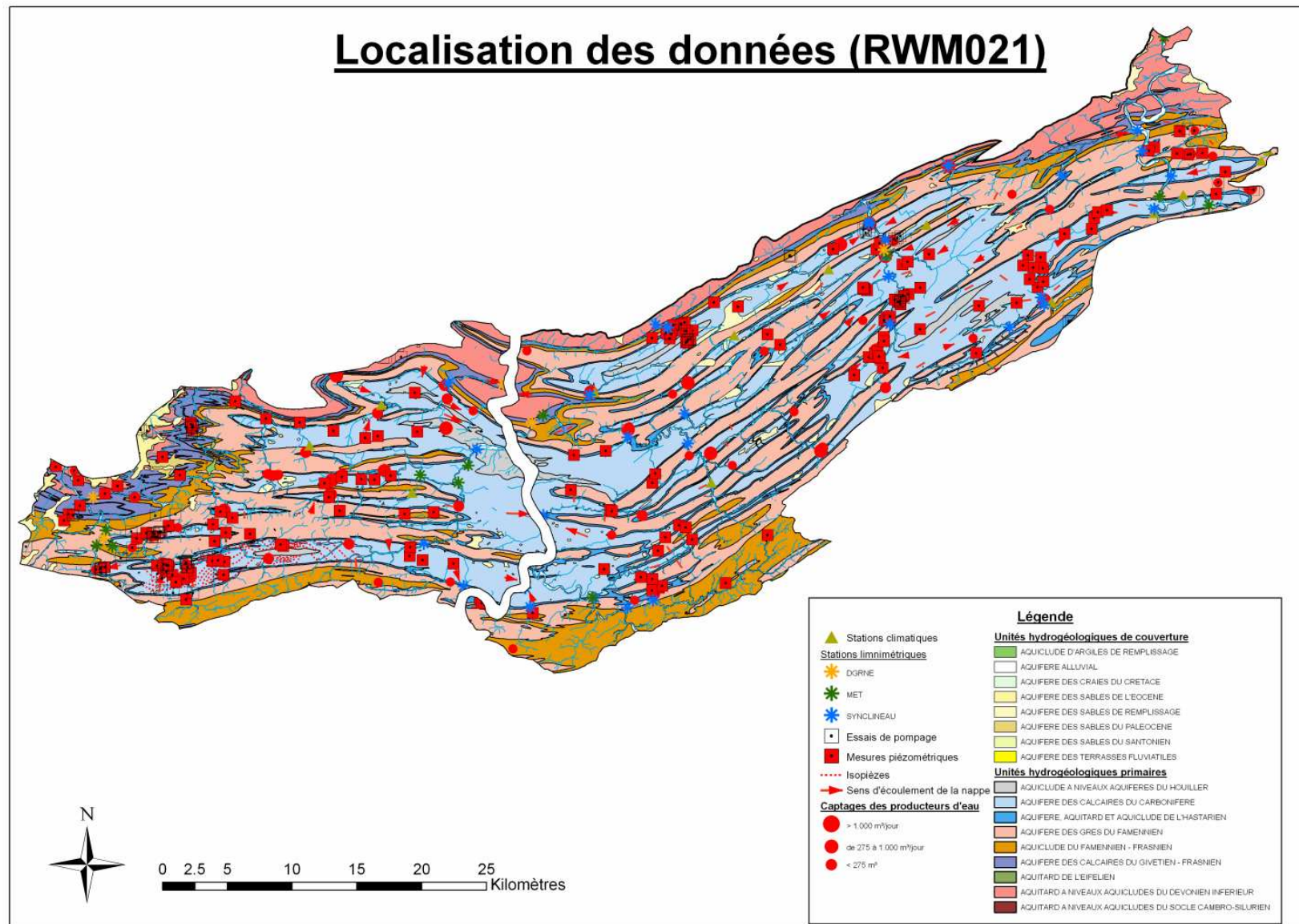


Figure 2.1-1: Localisation des données disponibles

2.2 Rappel théorique relatif aux bilans hydrologiques et hydrogéologiques

2.2.1 *Principe général*

Le bilan en eau d'un bassin hydrologique est la balance comptable des débits d'entrées et des débits de sorties et peut s'écrire :

$$P - ETR + Q_{in} = Q_{capt} + Q_{out} + Q_{Ruis} + Q_W + \Delta Res + \Delta Stock + \epsilon_{Fermeture} \quad (1)$$

avec :

P : Précipitations

ETR : Evapotranspiration réelle

Q_{Ruis} : Ruissellement

Q_{capt} : Débits pompés

Q_{in} : Débits échangés avec les aquifères contigus (entrant)

Q_{out} : Débits échangés avec les aquifères contigus (sortant)

Q_W : Débit d'écoulement souterrain dans l'aquifère appelé aussi débit de base

ΔRes : Variation de la réserve d'eau souterraine (zone saturée)

$\Delta Stock$: Variation de stock d'eau du sol (zone non saturée)

$\epsilon_{Fermeture}$: Erreur de fermeture du bilan

Q_T : Ecoulement total à l'exutoire (= $Q_W + Q_{Ruis}$)

EU : Eau utile (= $P - ETR$)

Les termes **P** et **ETR** sont calculés sur la surface du bassin en fonction des données disponibles des stations climatiques (cf. § 2.2.2). Les débits captés Q_{capt} sont fournis par les producteurs d'eau concernés. L'écoulement total ($Q_W + Q_{Ruis}$) est une donnée provenant du MET-SETHY, d'Aqualim ou des stations limnimétriques placées dans le cadre du projet. Dans le cadre de cette étude, **ΔRes** n'est calculé que pour les bilans effectués sur base d'années hydrologiques. La méthode de Maillet est utilisée afin de déterminer un coefficient de récession sur base des hydrogrammes à l'exutoire. Ce coefficient de récession est ensuite utilisé dans le calcul de **ΔRes** pour l'année hydrologique du bilan. Toutefois, si le niveau d'eau de la nappe est stable dans le temps, la valeur moyenne sur un nombre suffisant d'années est voisine de zéro. **$\Delta Stock$** représente la variation de la quantité d'eau dans le sol qui peut soit s'infiltrer pour recharger la nappe soit retourner à l'atmosphère en période sèche. Ce terme n'est calculé que pour les bilans établis sur base d'années hydrologiques. **Q_{in}** et **Q_{out}** sont à priori inconnus et sont des termes à discuter à la lumière du terme de bouclage du bilan en fonction des conditions hydrogéologiques (gradients piézométriques, conductivités hydrauliques) dans les zones frontières du bassin hydrographique

(écart de fermeture, cf. ci-après). L'écart de fermeture $\epsilon_{\text{Fermeture}}$ donne une fourchette d'imprécision et est fonction des erreurs de mesures et de la précision des calculs et estimations. Un écart de fermeture inférieur à 10% peut dans certains cas (imprécisions sur les données, ...) signifier que le bilan est globalement admissible. Néanmoins, pour certains bassins étudiés en détail, un terme de fermeture inférieur à 10% sera interprété comme étant significatif d'échanges non pris en compte dans le bilan. Si l'écart de fermeture est positif et supérieure à 10%, le bilan présente un caractère déficitaire (le débit mesuré à l'exutoire du bassin présente un déficit d'écoulement, signifiant qu'une « sortie d'eau » n'est pas pris en compte dans le calcul). La logique est similaire dans le cas où le terme est négatif et supérieur à 10% (écoulement excédentaire, une entrée d'eau n'est pas considérée dans le calcul du bilan).

Différentes méthodes de calcul ont été utilisées afin d'évaluer la valeur des différents termes du bilan. Le traitement et l'extrapolation des données climatiques à l'ensemble de la zone s'effectuent grâce à la méthode des polygones de Thiessen, l'évapotranspiration potentielle et la recharge sont calculées sur base de la formule de Thorntwaite.

Le terme « eau utile » sera utilisé de nombreuse fois dans ce rapport. Il désigne en réalité la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle ($EU = P - ETR$). L'eau utile représente donc théoriquement la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

2.2.2 *Calcul de l'évapotranspiration réelle*

L'ULg a adapté un programme de calcul de l'évapotranspiration réelle et donc de l'eau utile appelé WaterBudget à partir de plusieurs sous-routines écrites par I.C. Popescu et S. Brouyère. Ce programme calcule l'évapotranspiration réelle, l'eau utile mensuelle et le stock d'eau du sol par bassin versant, au départ de données de températures et de précipitations. Ces données sont distribuées spatialement, suivant un canevas définit par l'utilisateur (ex. : répartition en polygones de Thiessen). La répartition peut être différente pour les précipitations et les températures, et peut varier au cours du temps selon que des stations météorologiques sont mises en place ou démantelées dans la zone d'étude (données disponibles ou pas).

Equation et algorithme

L'application WaterBudget.exe utilise l'**équation de Thorntwaite** pour la détermination de l'évapotranspiration potentielle mensuelle. Pour le calcul des valeurs mensuelles d'eau utile, l'utilisateur peut librement choisir entre le **modèle hydrologique "classique" de Thornthwaite**

(variation linéaire du stock en eau du sol en fonction du temps) et le **modèle hydrologique "modifié" de Thornthwaite** (variation exponentielle du stock d'eau du sol en fonction du temps).

Les algorithmes classique et modifié du bilan hydrique de Thornthwaite permettent de déterminer de manière simple l'évapotranspiration réelle, le stock d'eau contenu dans les couches superficielles du sol, et l'eau utile disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

Les algorithmes distinguent deux cas sur base des valeurs mensuelles :

Si les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle, celle-ci est totalement satisfaite. L'évapotranspiration réelle égale l'évapotranspiration potentielle. Le surplus d'eau ré-humidifie les couches superficielles du sol jusque leur capacité maximale (fixée par l'utilisateur). L'excédent éventuel est disponible pour le ruissellement et l'infiltration.

Si les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, l'eau utile est nulle. L'évapotranspiration réelle est égale aux précipitations augmentées d'une certaine quantité d'eau cédée par les couches superficielles de sol. Dans le cas de la **méthode "classique" de Thornthwaite**, l'entièreté de l'eau contenue dans le sol est directement disponible pour l'évapotranspiration. Le stock se vide "à la demande" jusqu'à s'assécher complètement. Dans le cas de la **méthode "modifiée" de Thornthwaite**, seul une partie du stock sollicité par l'évapotranspiration est réellement disponible. La quantité d'eau effectivement cédée est proportionnelle à la teneur en eau du sol. Dans le cas de la méthode modifiée, le stock d'eau contenu dans le sol décroît de manière exponentielle : rapidement lorsque le stock est proche de sa capacité maximale, très lentement lorsqu'il est presque sec. Théoriquement, la valeur du stock n'est donc jamais nulle.

2.2.3 Imports/ Exports : Q_{in} et Q_{out}

Ces termes regroupent les échanges naturels et artificiels vers le bassin (Q_{in}) ou hors du bassin (Q_{out}). Les échanges naturels sont délicats à déterminer et doivent être discutés au cas par cas sur base des conditions hydrogéologiques dans les zones frontières du bassin.

Les transferts artificiels sont le fait des producteurs et distributeurs d'eau qui importent ou exportent vers ou hors bassin une certaine quantité d'eau pompée. Les informations concernant les volumes captés mensuellement sont fournies par les producteurs d'eau. Les échanges d'eau entre les bassins peuvent être fournis par les producteurs d'eau. Dans le cas contraire les échanges inter bassins sont estimés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998) portant sur la période 1985 – 1996 et extrapolés pour les périodes non couvertes par l'étude (1997 – 2007) en s'appuyant sur les volumes effectivement captés au cours de cette période.

2.3 Estimation globale des ressources renouvelables par les coefficients d'infiltration

L'évaluation des ressources renouvelables est en général difficile à réaliser et relativement subjective. Cela demande en effet de calculer non pas l'eau utile mais la composante de l'eau utile qui recharge effectivement la nappe ($R_{\text{nappe}} = P - \text{ETR} - \text{Ruissellement}$). Dans le cadre du projet Synclin'Eau, l'estimation globale des ressources renouvelables d'un aquifère est basée sur l'hypothèse qu'à chaque type de terrain peut être attribué un Coefficient d'Infiltration CI.

Sur un territoire considéré comme homogène, le coefficient d'infiltration est défini par :

$$CI = \frac{I}{P - \text{ETR}} \quad (2)$$

Avec P : Précipitations

ETR : Evapotranspiration réelle

I : Infiltration

Un tel coefficient ne peut être considéré que pour une estimation globale, sur de longues périodes et pour des domaines étendus, faisant l'hypothèse que les variations spatiales et temporelles des paramètres qui régissent l'infiltration réelle sont totalement lissées.

Dans un domaine de surface totale S, où i zones homogènes de surface S_i peuvent être définies, l'équation (2) devient :

$$I \cdot S = (\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - \text{ETR}) \quad (3)$$

où

$$1 = \frac{(\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - \text{ETR})}{I \cdot S} \quad (4)$$

La valeur de $P - \text{ETR}$ est supposée identique dans tout le domaine S. Si ce n'est pas le cas, un découpage supplémentaire par station climatique est nécessaire.

Détermination des coefficients CI_i

La détermination des coefficients d'infiltration nécessite de s'assurer de la validité des données des bassins utilisés (Q_w , Q_{in} , Q_{out} , P, ETR) en établissant leur bilan hydrologique avec une erreur de fermeture minimale.

L'hydrogramme de l'écoulement total Q_T à l'exutoire du bassin peut être analysé pour en extraire le terme représentant le débit de base de l'aquifère sous-jacent Q_w . Cette opération est effectuée grâce au code de calcul VCN3.

L'estimation prend pour hypothèse l'assimilation du débit de base Q_w au produit $I \cdot S$, premier terme de l'équation (3), c'est-à-dire que le système est supposé en régime permanent.

L'équation (4) devient :

$$1 = \frac{(\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - ETR)}{Q_w} \quad (5)$$

Remarques :

1. Cette hypothèse garde un sens si la période d'hydrogramme considérée est suffisamment longue (minimum 1 an)
2. Si une partie d'eau souterraine est captée et exportée (Q_{out}) en dehors du bassin, le volume exporté doit être ajouté au terme $I \cdot S$.

L'équation (3) devient :

$$1 = \frac{(\sum CI_i \cdot S_i) \cdot (P - ETR)}{Q_w + Q_{out}} \quad (6)$$

Par exemple, si le bassin comporte des surfaces définies par l'extension des calcaires, des grès et des schistes, l'équation (3) s'écrit :

$$1 = \frac{(CI_{calcaires} \cdot S_{calcaires} + CI_{grès} \cdot S_{grès} + CI_{schistes} \cdot S_{schistes}) \cdot (P - ETR)}{Q_w + Q_{out}} \quad (7)$$

Enfin, les termes de variation de stock d'eau dans le sol et dans la nappe doivent être pris en compte dans le calcul de cette équation car ils représentent une part de l'eau utile ou du débit total ruisselé. L'équation (4) s'écrit alors :

$$1 = \frac{(CI_{calcaires} \cdot S_{calcaires} + CI_{grès} \cdot S_{grès} + CI_{schistes} \cdot S_{schistes}) \cdot (P - ETR)}{Q_w + Q_{out} \pm \Delta res \pm \Delta stock} \quad (8)$$

La détermination des inconnues CI_i nécessite d'écrire i équations établies pour au minimum i bassins différents présentant des terrains similaires afin de résoudre le système d'équations. Toutefois, deux problèmes numériques peuvent se poser : (1) le système d'équation peut être mathématiquement « mal conditionné » (coefficients multipliant les inconnues sont d'ordres de grandeur différents dans les équations à résoudre) ce qui induit des problèmes numériques dans la résolution du système ; (2) le système d'équation peut compter plus d'équations que d'inconnues impliquant alors une procédure itérative pour converger vers une solution optimisée (résidu minimum pour l'ensemble des équations).

3 Bilans hydrologiques par bassins

Sur la masse d'eau RWM021, 14 bassins et sous-bassins hydrologiques et hydrogéologiques ont été étudiés (Figure 2.3-1). Ces bassins sont décrits ci-après, avec une localisation et une discussion des résultats obtenus.

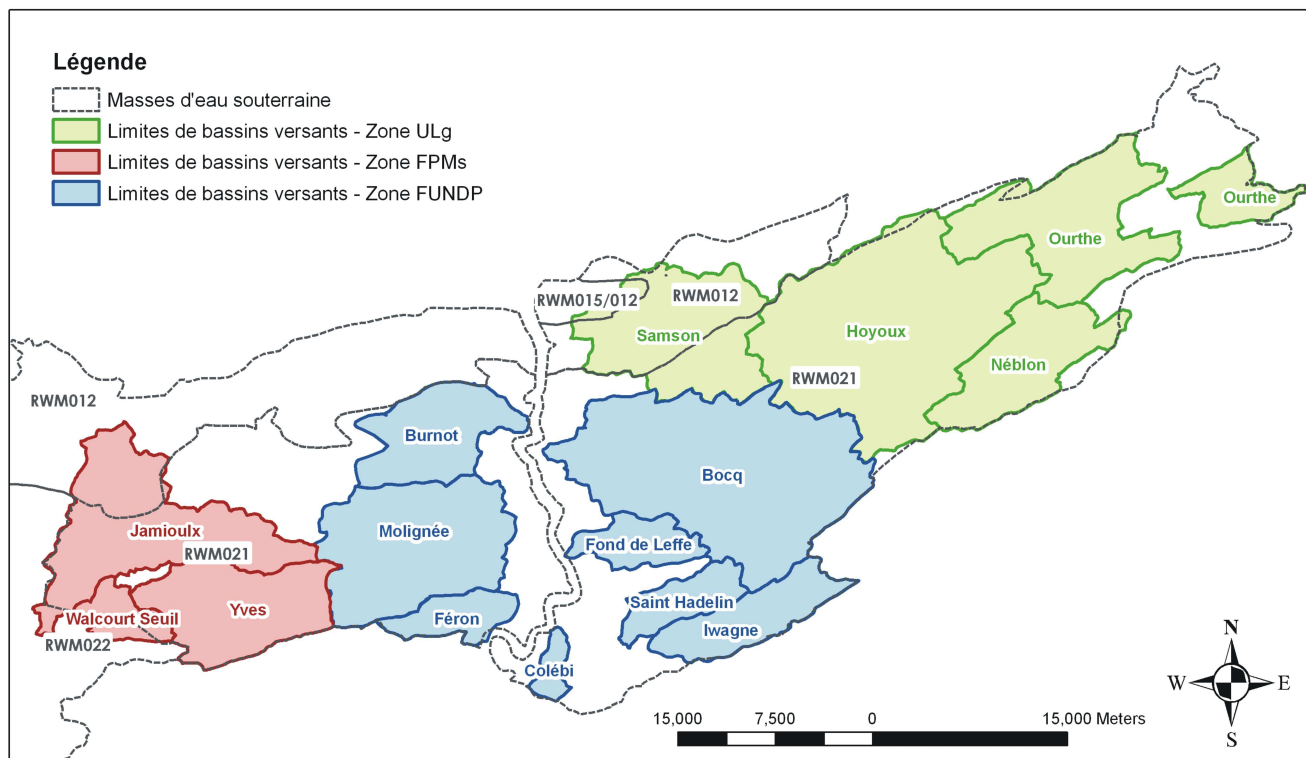


Figure 2.3-1: Localisation des bassins étudiés

3.1 Bilans hydrologiques pour le bassin de Jamioulx

3.1.1 Description générale du bassin versant

Ce bassin constitue une partie du bassin versant de l'Eau d'Heure (Figure 3.1-1). Sa superficie est de 131 km². Il est situé en grande partie sur la masse d'eau RWM021 (au Sud) mais également, en moindre mesure, sur la masse d'eau RWM012 (au Nord). Il est constitué de formations géologiques très diverses. A l'Est sont présents le synclinal des calcaires carbonifères de Morialmé (en bleu) et l'anticlinal gréseux (en rose pâle) que l'on retrouve également au Sud-Ouest. Au centre s'étendent les formations aquifères des calcaires givetiens (en mauve) et aquicludes des formations schisto-gréseuses du Famennien-Frasnien (en orange). Au Nord sont présents des terrains peu perméables (silteux et gréseux) du Dévonien inférieur de la masse d'eau RWM012 (en rose). La légende des méga-unités hydrogéologiques de la masse d'eau RWM021 est également fournie en annexe de ce document. Les formations géologiques composants ces méga-unités sont explicités dans le livrable D2.22 « Rapport de caractérisation de la masse d'eau RWM021 ».

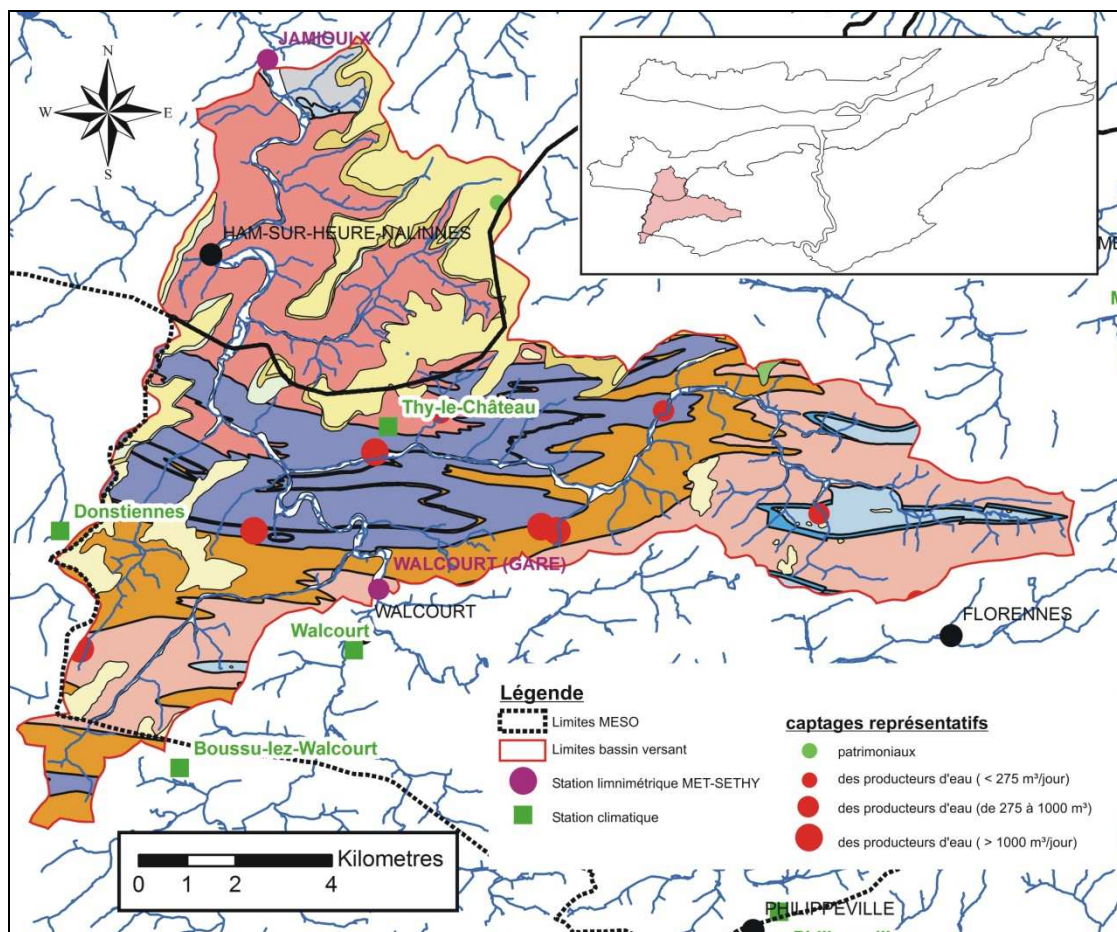


Figure 3.1-1 : Bassin de Jamioulx avec indication des captages et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Les stations limnigraphiques entrée-sortie appartiennent au MET-SETHY et sont respectivement la station « Walcourt Gare » et la station « Jamioulx ». Les données sont disponibles de 1980 à 2005.

Les captages présents dans ce bassin appartiennent tous à la S.W.D.E. Les informations concernant les volumes pompés sont disponibles de 1992 à 2005. Pour les années antérieures, une moyenne des volumes exportés de 1992 à 2005 a été utilisée pour la réalisation des bilans.

Une partie de l'eau consommée dans le bassin de Jamioulx provient du captage du Pont du Sansoir situé dans le bassin du ruisseau d'Yves et exploité par l'INASEP. Ce transfert représente un volume moyen annuel d'environ 50 000 m³.

3.1.2 Station MET-SETHY de Jamioulx

Le débit mensuel moyen calculé pour la station MET-SETHY de Jamioulx (Figure 3.1-2) correspond au volume d'eau drainé par le bassin de Jamioulx ainsi qu'au débit provenant du réseau hydrographique en amont de Walcourt (voir Figure 3.1-1). Pour le calcul des termes du bilan, le débit calculé à la station de Jamioulx a été diminué du débit calculé à la station « entrée » Walcourt gare.

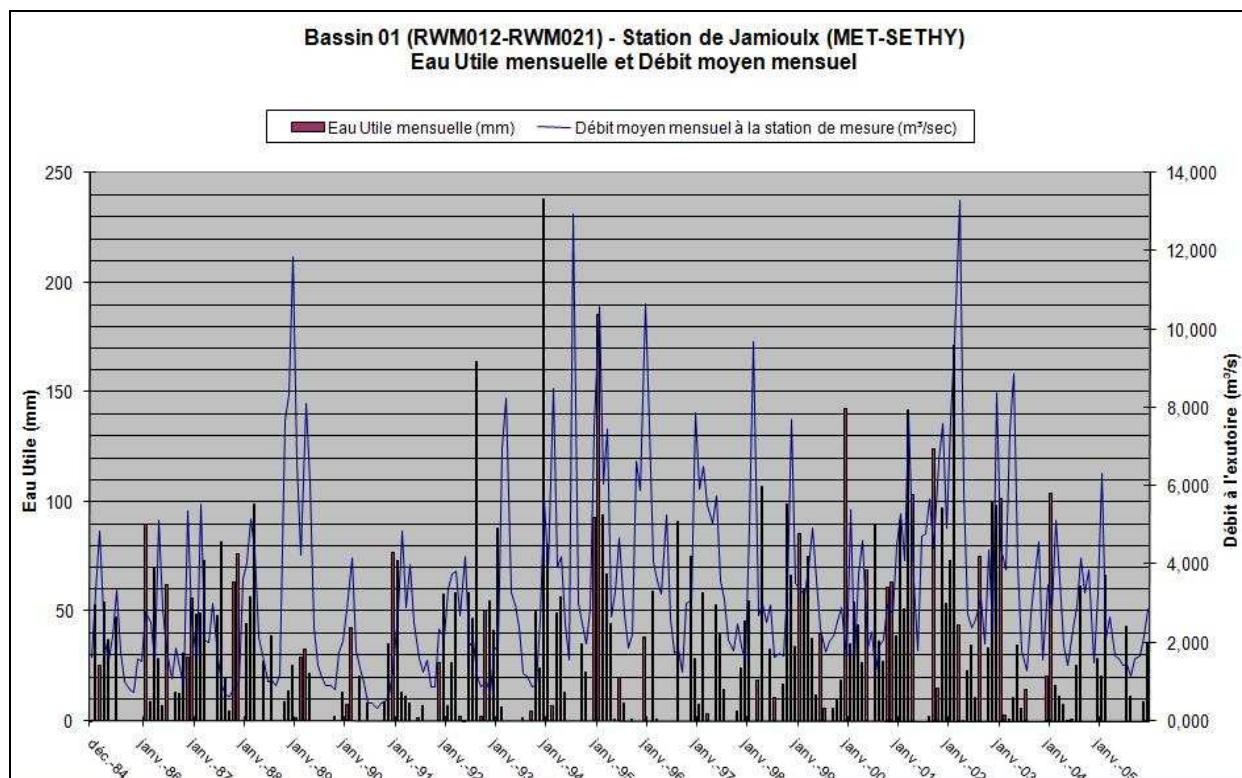


Figure 3.1-2 : Débit moyen mensuel à la station de Jamioulx (MET-SETHY) et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour les années 1980 à 2005 en négligeant les variations de réserve ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs moyennes annuelles ci-dessous :

P	= ETR	+ Q_{Jamioulx}	+ $Q_{\text{exporté}}$	+ $\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
900,5 mm	= 537,5 mm	+ 326,5 mm	+ 0,8 mm	+ 35,8 mm
100 %	= 59,7 %	+ 36,2 %	+ < 1%	+ 3,9 %

Les précipitations moyennes annuelles sur le bassin de Jamioulx sont environ de 900 mm. L'évapotranspiration réelle atteint presque 60 % des précipitations. Les 40 % restants correspondent à l'eau utile, soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. L'eau utile est

généralement positive entre novembre et mars (Figure 3.1-2). La lame d'eau écoulee à l'exutoire du bassin représente 36 % des précipitations. La résultante des quantités d'eau prélevée provenant des bassins voisins et de l'eau exportée est très faible ($< 1\%$; soit peu d'exportation en dehors du bassin). L'écart de fermeture représente un peu moins de 4 % du volume des précipitations.

Le bilan présente donc un caractère légèrement déficitaire avec une erreur de fermeture très faible, imputable aux incertitudes inhérentes au calcul des différents termes.

L'analyse des bilans annuels (Tableau 3.1-1 et Figure 3.1-3) indique qu'il y a un peu plus d'années déficitaires ($\varepsilon_{\text{fermeture}} > 0$), que excédentaires ($\varepsilon_{\text{fermeture}} < 0$). Les précipitations de 1986 à 1989 sont inférieures à la moyenne et ont un effet marqué sur l'évolution du terme de bouclage, qui passe de 72 mm à -274 mm. Ce dernier représente l'excès d'écoulement le plus important calculé pour ce bassin. Durant cette période on remarque aussi que le volume d'eau sortant du bassin devient supérieur à partir de 1988 aux valeurs d'eau utile. L'évolution du terme de bouclage vers des valeurs de plus en plus excédentaires durant une période de faible pluviosité indiquerait la participation de la nappe au débit de la rivière, et caractériserait une phase de vidange de la nappe. Le caractère excédentaire du bilan correspondrait donc à une vidange des réserves d'eau souterraine (ΔRes) durant les années moins humides, l'aquifère faisant office de réservoir-tampon. Durant les périodes à plus forte pluviosité (période de 1997 à 2002 par exemple), on calcule un terme de bouclage positif qui indique un déficit en écoulement. Une partie des précipitations contribue alors à alimenter la nappe, c'est une phase de recharge de l'aquifère.

ANNEE	Pluies (mm)	ETR annuelle (mm)	Eau Utile annuelle (mm)	Volume annuel sortant à l'exutoire(mm)	Export par captage (mm)	Delta (mm)	% Delta (fonction des pluies)
1980	898,0	541,7	356,3	409,6	0,8	-54,2	-6,0
1981	1013,6	538,3	475,3	514,1	0,8	-39,6	-3,9
1982	915,6	545,4	370,2	381,0	0,8	-11,6	-1,3
1983	874,5	526,7	347,8	321,5	0,8	25,5	2,9
1984	875,1	536,9	338,3	275,8	0,8	61,6	7,0
1985	702,0	491,9	215,3	270,4	0,8	-61,1	-8,7
1986	947,7	538,1	404,3	200,4	0,8	208,4	22,0
1987	983,6	527,9	461,7	382,0	0,8	72,9	7,4
1988	884,3	565,5	312,8	427,6	0,8	-109,6	-12,4
1989	527,3	502,9	98,2	297,5	0,8	-274,0	-52,0
1990	827,0	555,3	197,9	172,3	0,8	98,6	11,9
1991	712,9	515,9	197,0	241,4	0,8	-45,3	-6,3
1992	1067,9	558,2	509,6	325,9	1,0	182,8	17,1
1993	938,4	527,8	410,6	304,7	1,0	104,9	11,2
1994	909,3	554,6	354,8	464,1	0,9	-110,2	-12,1
1995	990,7	534,6	456,1	422,9	0,9	32,3	3,3
1996	747,8	495,6	252,2	201,4	1,0	49,8	6,7
1997	774,7	526,4	248,3	223,7	0,9	23,7	3,1
1998	992,9	555,6	437,3	286,6	1,0	149,7	15,1
1999	1039,6	550,9	488,7	333,0	0,8	154,8	14,9
2000	1106,2	564,5	541,7	356,5	0,8	184,5	16,7
2001	1215,4	538,1	677,3	553,7	0,7	122,8	10,1
2002	1230,3	569,8	660,5	457,5	0,7	202,2	16,4
2003	709,6	520,6	189,2	278,2	0,7	-89,9	-12,7
2004	805,5	551,1	254,2	199,8	0,6	54,1	6,7
2005	723,8	539,5	184,2	186,7	0,6	-3,1	-0,4
MOYENNE	900,5	537,5	363,1	326,5	0,8	35,8	2,2

Tableau 3.1-1 : Termes des bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin de Jamioulx. Le terme « export par captage » pour les années 1980 à 1991 est une moyenne des valeurs de 1992 à 2005.

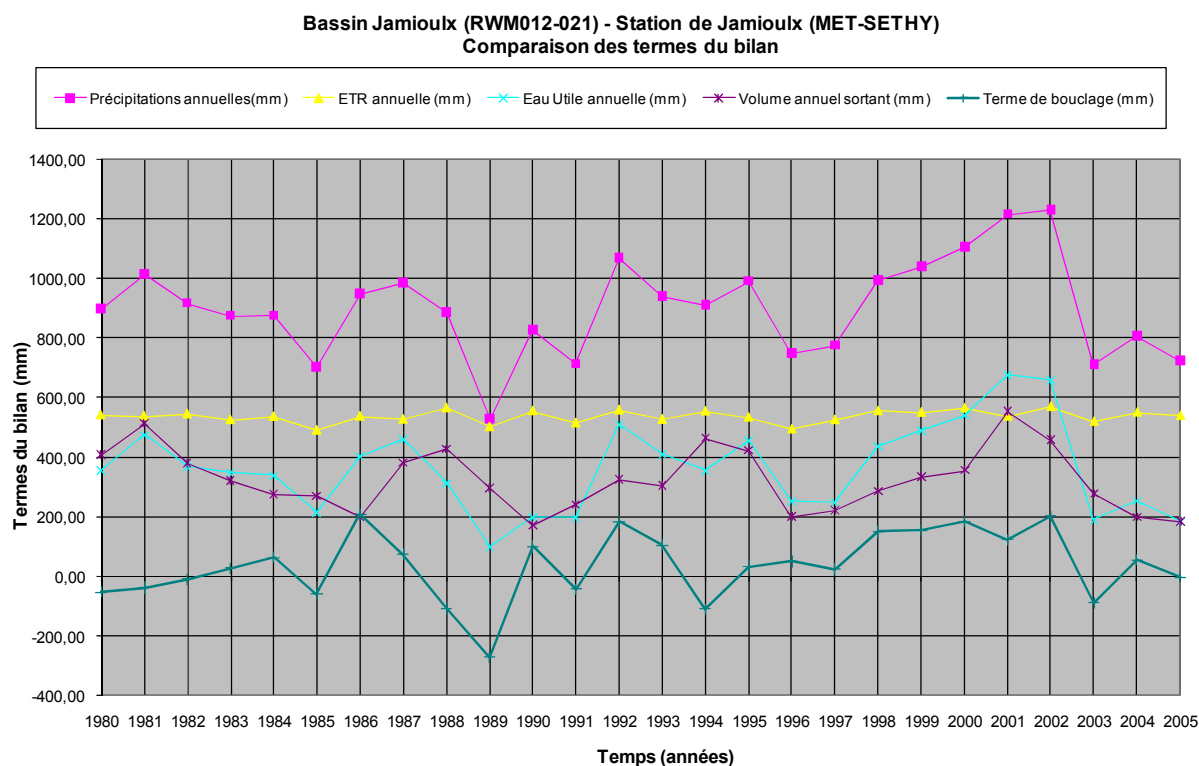


Figure 3.1-3 : Evolution des termes des bilans au cours du temps pour la station de Jamioulx.

La Figure 3.1-4 exprime la valeur du terme de bouclage en fonction de l'eau utile. La répartition des points suit une tendance à tendance positive et confirme un excédent d'eau lors de faible pluviométrie. Ce qui amène à penser, à nouveau, qu'en période de faible pluviométrie, l'aquifère restitue l'eau emmagasinée et qu'en période de bonne réalimentation, un stockage temporaire d'eau dans l'aquifère est naturellement réalisé.

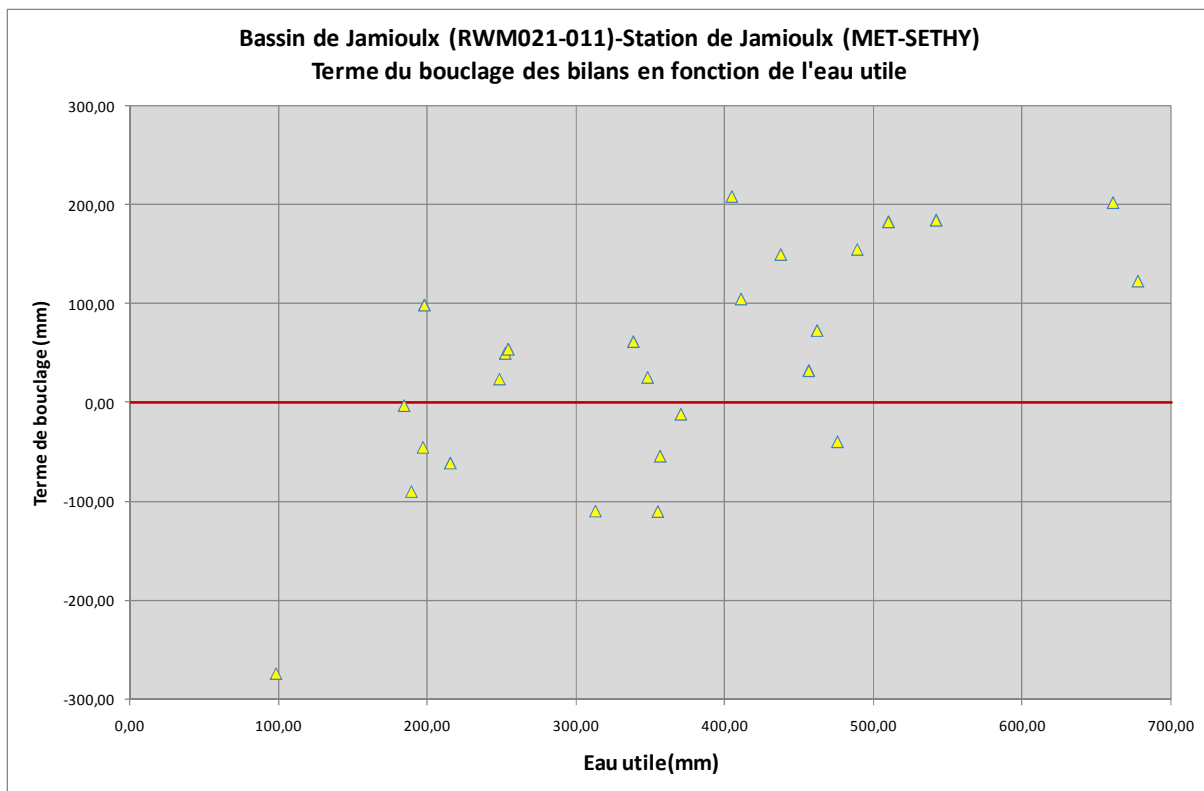


Figure 3.1-4 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Jamioulx.

3.1.3 Conclusions relatives au bassin de Jamioulx

Le bassin de Jamioulx présente un bilan moyen avec un terme de fermeture très petit. L'analyse des termes des bilans sur plusieurs années indique clairement un effet de réserve joué par les aquifères. Le bilan moyen est caractérisé par des termes de bouclage négatifs (excès d'écoulement) lors d'épisodes de faible pluviométrie, et des termes de bouclages positifs (déficit d'écoulement) lors d'année à forte pluviométrie. La bande des calcaires givetiens (plus perméables que les terrains silo-gréseux) a probablement un rôle prépondérant dans cet effet de réserve.

La présence de ces terrains plus perméables pourrait expliquer le fait que l'on ait calculé plus d'années déficitaires qu'excédentaires : cette bande calcaire qui recoupe transversalement les limites du bassin versant pourrait exporter une faible partie de l'eau utile en dehors du bassin (vers l'Ouest).

3.2 Bilan hydrologique pour le bassin du ruisseau d'Yves

3.2.1 Description générale du bassin versant

Le bassin versant du Ruisseau d'Yves, affluent de l'Eau d'Heure s'étend en rive gauche de la Meuse au sein de la masse d'eau souterraine RWM021. Sa superficie est de 88 km². Le substrat

géologique est constitué d'une succession de synclinaux calcaires et d'anticlinaux gréseux orientés Est-Ouest. Le Ruisseau d'Yves constitue l'exutoire naturel de ces formations aquifères (voir Figure 3.2-1). Le Sud du bassin est constitué de formations aquicludes du Famennien-Frasnien.

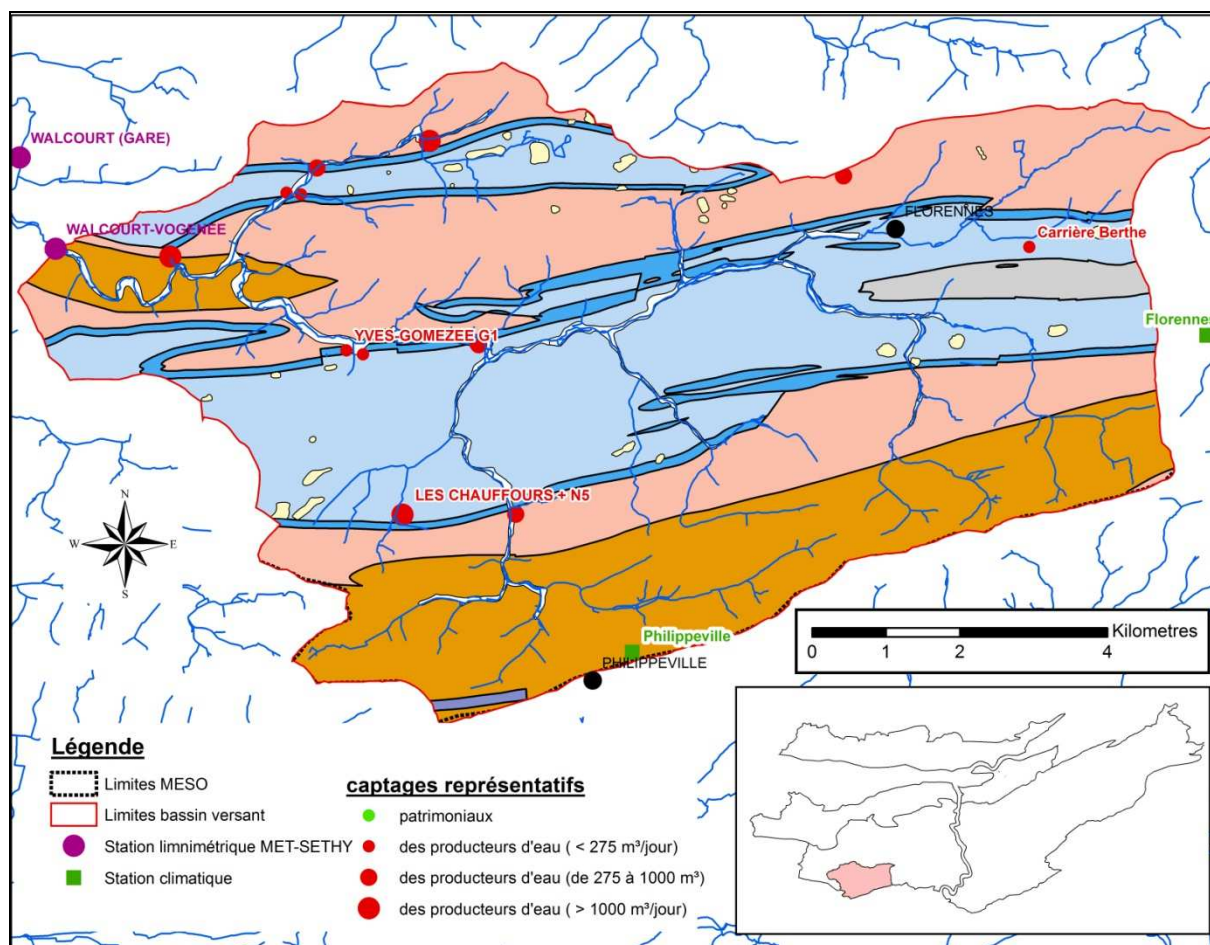


Figure 3.2-1 : Bassin hydrographique du Ruisseau d'Yves avec indication des captages et des différentes stations limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Les calcaires carbonifères sont exploités par plusieurs captages :

Captages d'Yves-Gomezée exploités par la S.W.D.E. dans le synclinal de Florennes. Le volume moyen annuel exploité est d'environ 768 000 m³/an, et la majorité de cette eau est exportée vers d'autres bassins dont celui de Jamioulx.

Captage LA VALETTE exploité par l'I.N.A.S.E.P dans le synclinal de Florennes. Le volume exploité est d'environ 25 000 m³/an, l'ensemble de cette eau est utilisée dans le bassin du Ruisseau d'Yves.

Captage LES CHAUFFOURS exploité par l'I.N.A.S.E.P dans le synclinal de Florennes. Le volume exploité est d'environ 4 000 m³/an, l'ensemble de cette eau est utilisée dans le bassin du Ruisseau d'Yves.

Captage HAMEAU DE FAIROUL exploité par l'I.N.A.S.E.P dans le synclinal de Fraire. Il alimentait principalement la commune de Fraire et a été arrêté en 2006.

Captage de FLAVION exploité par l'I.N.A.S.E.P dans le synclinal de Florennes. Le volume exploité est d'environ 220 000 m³/an. 80% de cette eau est utilisée dans le bassin du Ruisseau d'Yves, 20 % sont exportés vers le bassin du Flavion.

Les grès du Famennien sont exploités par plusieurs captages :

Captage Fontaine Rue Saint Martin exploité par l'I.N.A.S.E.P dans le synclinal de Florennes. Le volume exploité, d'environ 25 000 m³/an, reste dans le bassin du Ruisseau d'Yves.

Captage FRAIRE POMPAGE exploité par la S.W.D.E. Le volume exploité est de 38 000 m³/an.

Captage PONT DU SANNOIR exploité par l'I.N.A.S.E.P. Le volume exploité est d'environ 480 000 m³/an. 90% de l'eau produite reste dans le bassin du Ruisseau d'Yves, 10% étant exportés vers le bassin de Jamioulx.

Les informations concernant les volumes pompés sont disponibles de 1992 à 2005.

Ajoutons également la présence de deux carrières : Carrière les Petons et Carrière Berthe. Toutes deux exploitent le calcaire carbonifère et pratiquent l'exhaure. La valeur moyenne annuelle de celle-ci atteint les 425 000 m³/an. Ces eaux sont rejetées dans les cours d'eau avoisinants.

3.2.2 *Station MET-SETHY de Walcourt-Vogenée*

Une station limnigraphique du MET-SETHY est présente à la sortie du bassin (Walcourt - Vogenée). Les données sont disponibles de 1997 à 2005. Pour la réalisation du bilan de ce bassin le débit mensuel moyen a été calculé pour cette période. La Figure 3.2-2 reprend l'hydrogramme de la station superposé aux valeurs d'eau utile. Le débit varie de 0,2 m³/s à 4,7 m³/s.

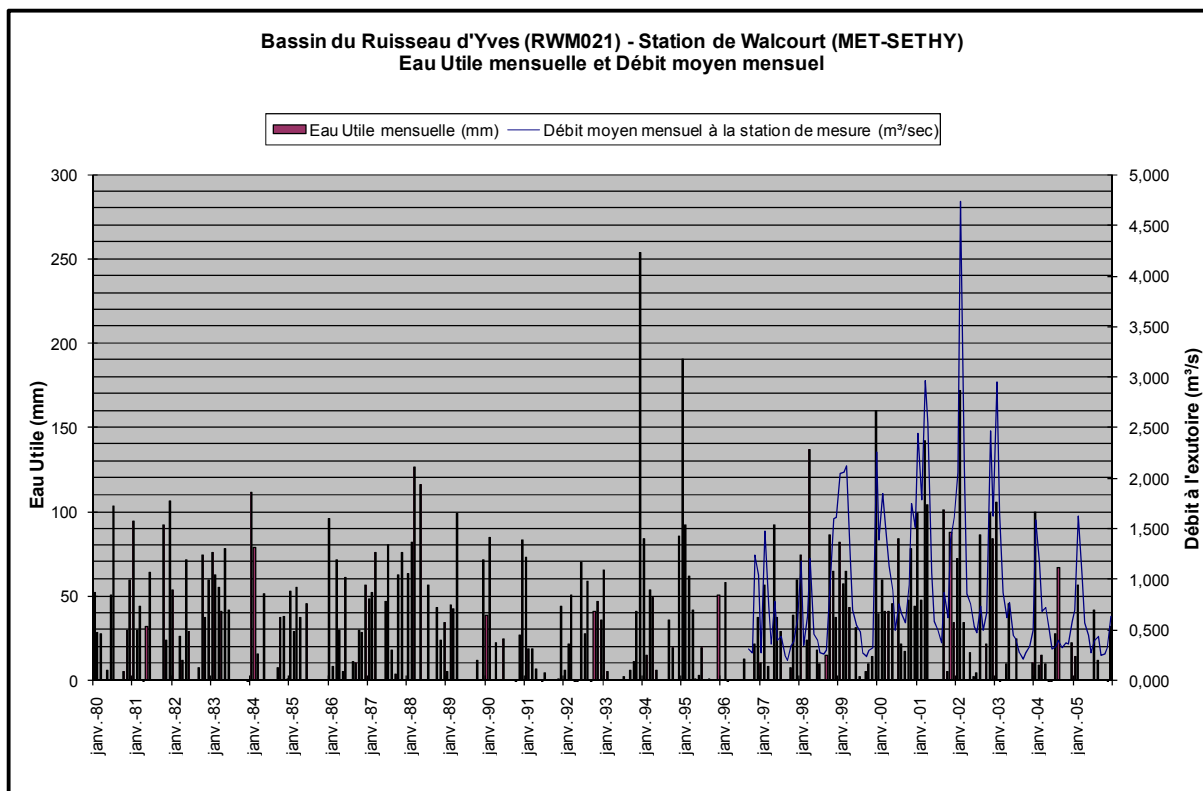


Figure 3.2-2 : Débit moyen mensuel à l'exutoire du bassin et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour la période de 1997 à 2005 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ $Q_{\text{Walcourt_Vogenée}}$	+ $Q_{\text{exporté}}$	+ $\epsilon_{\text{fermeture}}$
943,8 mm	= 542,5 mm	+ 327,1 mm	+ 28,4 mm	+ 45,8 mm
100 %	= 57,5 %	+ 34,5 %	+ 3 %	+ 5 %

Les précipitations moyennes annuelles dans le bassin du Ruisseau d'Yves s'élèvent à 944 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 57 % des précipitations. Les 43 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. Celle-ci est généralement maximale entre novembre et mars (voir Figure 3.2-2). La lame d'eau écoulee à l'exutoire du bassin représente 35 % des précipitations. Le volume d'eau exporté par les captages correspond à 3 % des précipitations. L'erreur de fermeture représente 5 % du volume des précipitations. Ce bilan présente donc un caractère légèrement déficitaire avec une erreur de fermeture imputable aux incertitudes inhérentes au calcul des différents termes du bilan.

La comparaison des termes des bilans d'année en année (voir Tableau 3.2-1 et Figure 3.2-3) indique que ceux-ci sont généralement déficitaires à l'exception des années 2003 et 2005 où des bilans avec des termes de fermeture négatifs sont observés. Pour ces années, le volume sortant à l'exutoire est supérieur à l'eau utile, ce qui laisse penser à un soutien en eau par les réserves de la nappe. Ces excès d'écoulement correspondent à des années peu pluvieuses, durant lesquelles, les réserves de l'aquifère contribueraient à l'alimentation de la rivière.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant (mm)</u>	<u>Export par captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1980	898,0	536,8	361,2				
1981	1013,6	526,7	486,9				
1982	915,6	544,6	371,0				
1983	874,5	520,9	353,7				
1984	875,1	533,8	341,3				
1985	702,0	484,9	219,3				
1986	947,7	536,7	408,8				
1987	983,6	525,3	463,5				
1988	1123,2	572,1	545,9				
1989	827,2	552,1	275,1				
1990	830,5	550,1	280,5				
1991	671,2	505,9	165,4				
1992	913,4	555,1	358,3		24,5		
1993	861,0	476,1	384,9		25,9		
1994	901,0	551,9	349,1		31,8		
1995	999,6	538,1	461,5		31,7		
1996	589,6	459,7	129,9		23,5		
1997	868,1	529,3	338,8	190,9	24,0	124,0	14,3
1998	1010,2	544,6	465,6	258,5	26,4	180,6	17,9
1999	1015,1	546,4	468,7	363,0	29,9	75,8	7,5
2000	1082,8	563,5	519,3	412,3	30,4	76,7	7,1
2001	1158,9	536,1	622,8	495,8	32,5	94,4	8,1
2002	1162,2	568,6	593,6	517,1	33,1	43,5	3,7
2003	708,8	514,1	195,8	290,2	29,3	-124,7	-17,6
2004	799,1	547,4	250,7	212,9	25,1	13,7	1,7
2005	688,7	532,4	156,3	203,3	24,6	-71,6	-10,4
Moyenne	943,8	542,5	401,3	327,1	28,4	45,8	3,6

Tableau 3.2-1 : Termes des bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin du ruisseau d'Yves.

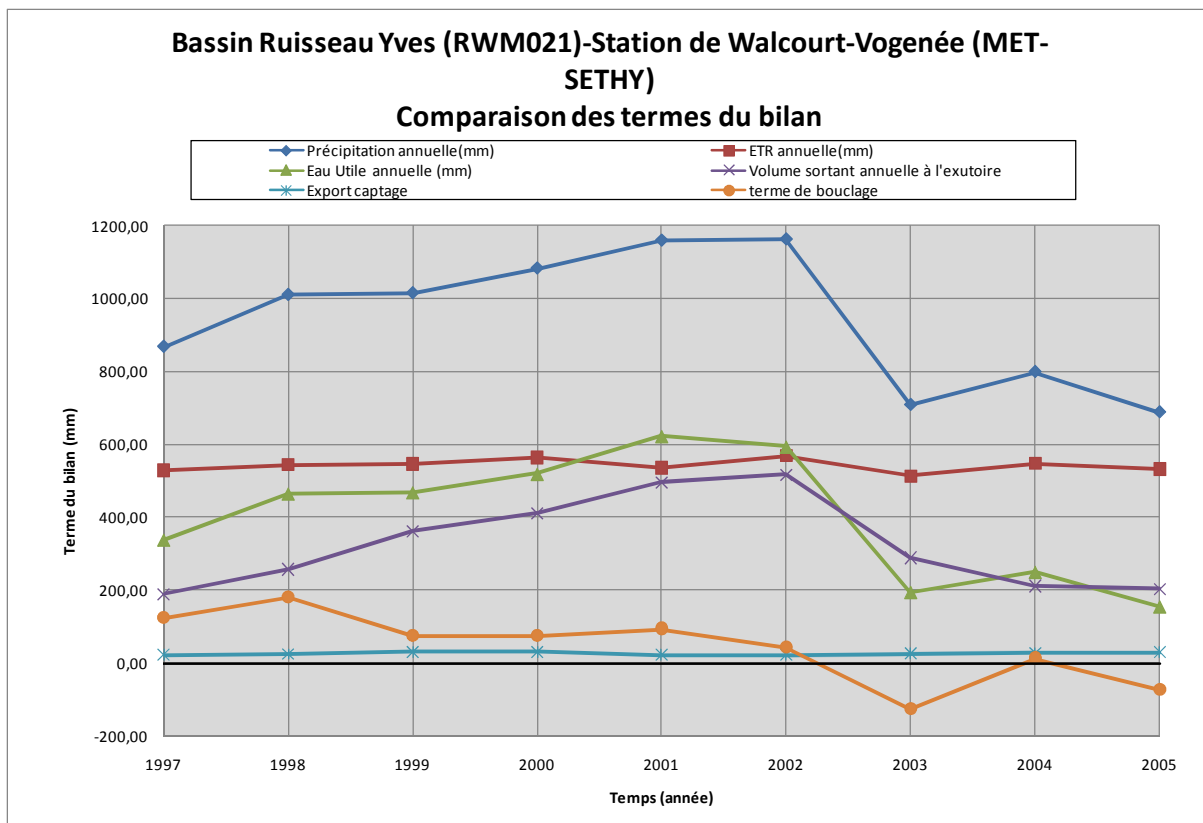


Figure 3.2-3 : Evolution des termes des bilans pour la station de Walcourt-Vogenée.

3.2.3 Conclusions relatives au bassin du ruisseau d'Yves

La Figure 3.2-4 montre le rapport entre le terme de bouclage et l'Eau utile. La répartition des points affiche une tendance à pente positive, avec des termes de bouclage négatifs pour des valeurs d'eau utile faibles et des termes de bouclages positifs pour des valeurs d'eau utile élevées. Ce qui amène à penser que qu'en période de faible pluviométrie, l'aquifère restitue l'eau emmagasinée et qu'en période de bonne réalimentation, un stockage temporaire d'eau dans l'aquifère est naturellement réalisé.

Le calcul des bilans d'année en année met en évidence plus d'années déficitaires qu'excédentaires, on pourrait supposer qu'une partie de l'eau utile est exportée en dehors du bassin. L'ouverture du synclinal calcaire en dehors des limites du bassin à l'Est et à l'Ouest pourrait être supposée à l'origine d'une exportation, cependant aucune information piézométrique ne permet de vérifier cette hypothèse.

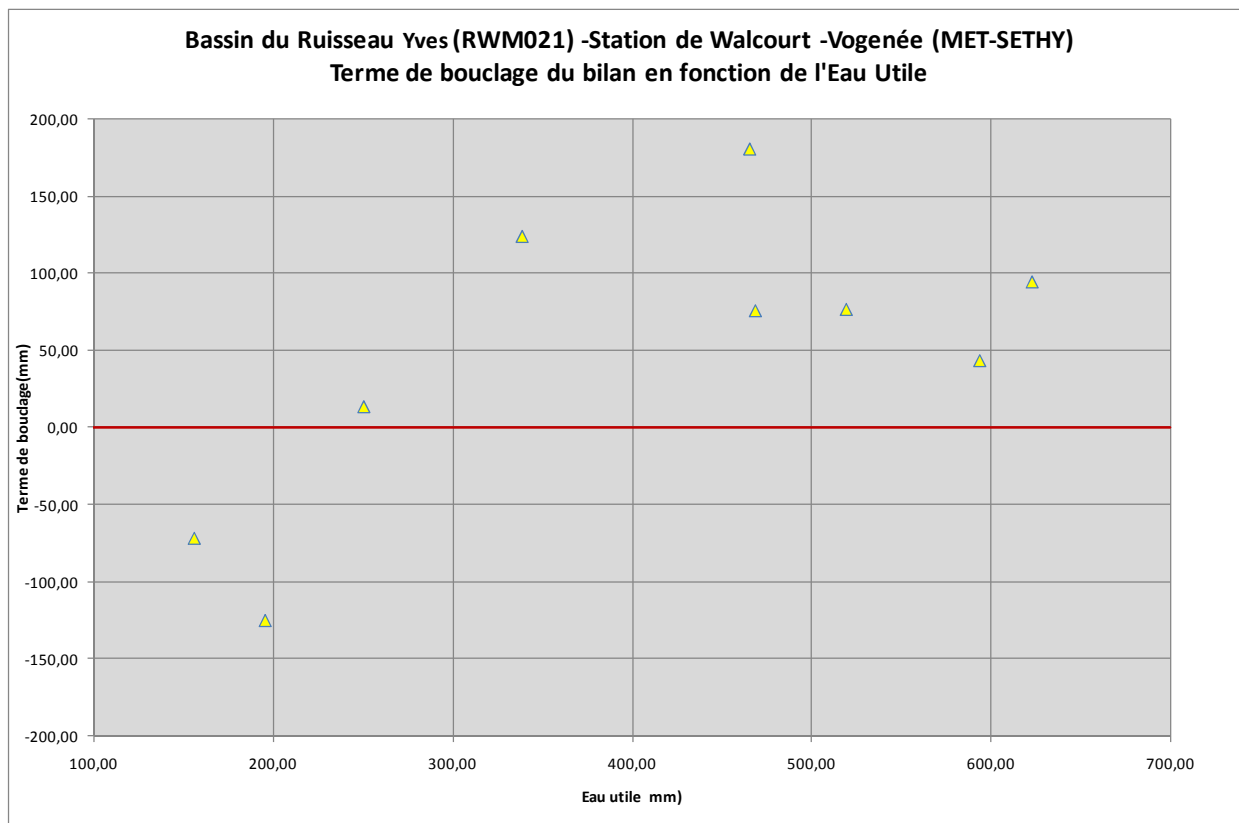


Figure 3.2-4 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Walcourt-Vogenée.

3.3 Bilan hydrologique du bassin de Walcourt Seuil

3.3.1 *Description générale du bassin versant*

Le bassin versant qui correspond à l'exutoire surveillé de Walcourt Seuil (Figure 3.3-1) est une partie du bassin versant de l'Eau d'Heure. Il s'étend en rive gauche de la Meuse, et est situé, en majorité, sur la masse d'eau RWM021. Sa superficie est de 21 km². Il est principalement constitué de parties d'anticlinaux gréseux et de parties de synclinaux calcaires.

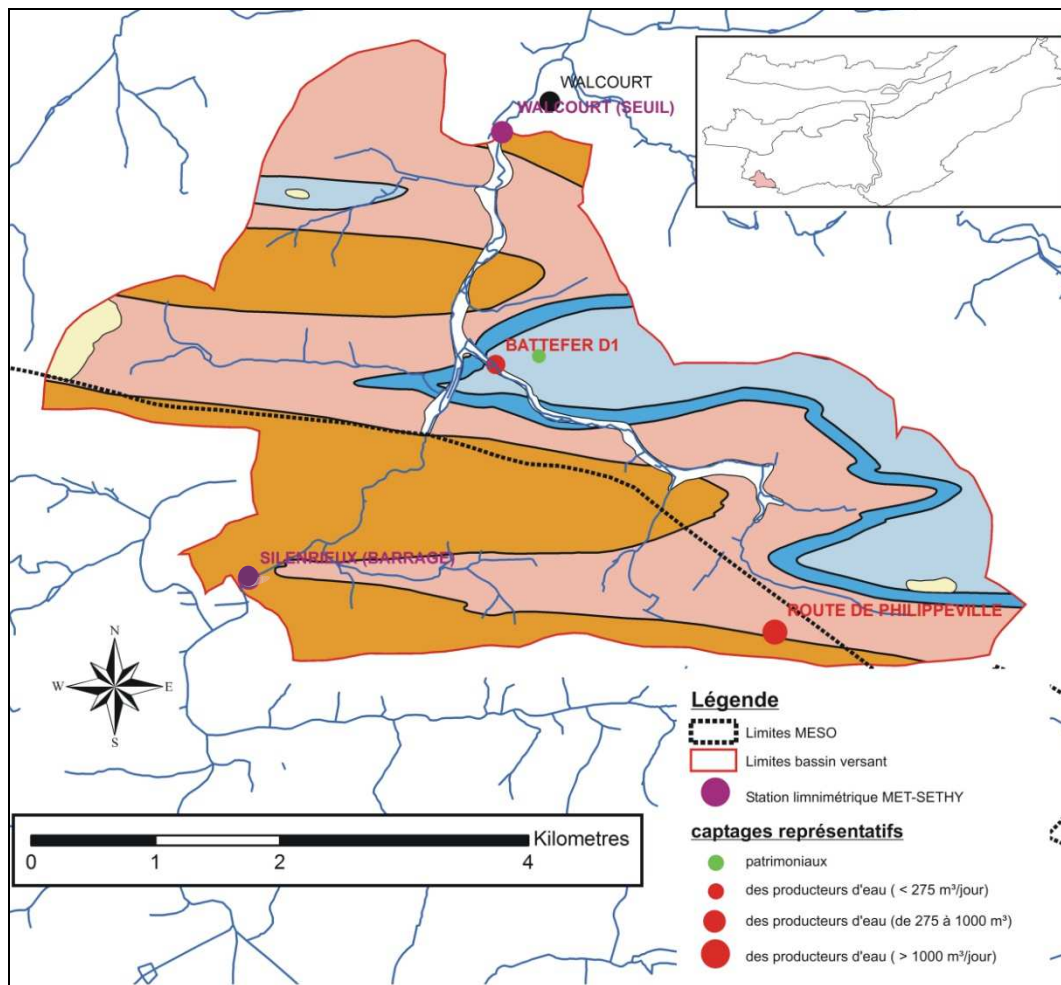


Figure 3.3-1 : Bassin de Walcourt-seuil avec indication des captages et des stations limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Les stations limnigraphiques entrée – sortie appartiennent au MET-SETHY et sont respectivement « Silenrieux Barrage » et « Walcourt Seuil ». Les données sont disponibles de 1984 à 2005.

Les calcaires carbonifères sont exploités par plusieurs captages :

Captage Battefer D1 exploité par la S.W.D.E. Le volume exploité est d'environ 80 000m³/an. L'ensemble de l'eau captée sert à l'alimentation du bassin.

Captage Walcourt P1 exploité par la S.W.D.E. Il alimentait le bassin et a été arrêté en 2000. Captage « Route de Philippeville » exploités par l'I.N.A.S.E.P. Le volume exploité est d'environ 25 000 m³/an. L'ensemble de l'eau captée sert à l'alimentation interne au bassin.

Les informations concernant les volumes pompés sont disponibles de 1992 à 2005.

3.3.2 Station MET-SETHY de Walcourt seuil

Le bassin hydrographique de Walcourt seuil est délimité par une station limnimétrique « entrée », la station de Silenrieux-barrage, et une station « sortie », la station de Walcourt-seuil (voir Figure 3.3-1). Pour le calcul des bilans annuels, le débit calculé à la station de Walcourt-seuil est diminué du débit entrant à la station Silenrieux-Barrage.

La figure ci-dessous présente l'évolution du débit mensuel moyen calculé à la station « sortie » de Walcourt-seuil. L'hydrogramme est mis en parallèle avec les valeurs d'eau utile. Les données sont disponibles de 1984 à 2005, le débit varie de 0,34 à 5,64 m³/s.

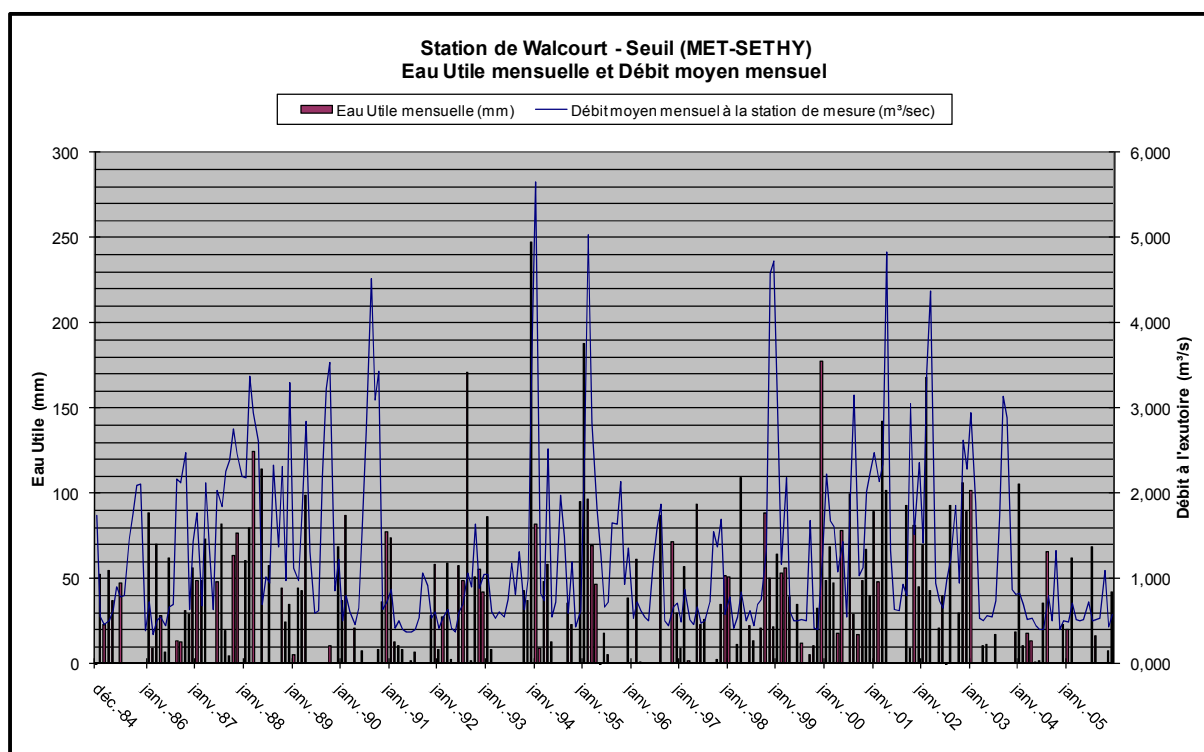


Figure 3.3-2 : Débit moyen mensuel à l'exutoire du bassin et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour la période de 1984 à 2005 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ $Q_{\text{WalcourtSeuil}}$	+ $Q_{\text{exporté}}$	+ $\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
919,4 mm	= 539,1 mm	+ 488,2 mm	+ 0 mm	- 108,9 mm
100 %	= 59 %	+ 53 %	+ 0 %	- 12 %

Les précipitations moyennes annuelles sur le bassin de Walcourt Seuil sont environ de 920 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 59 % des précipitations. Les 41 % restants correspondent à

l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. Celle-ci est généralement positive entre novembre et mars (Figure 3.3-2). La lame d'eau écoulee à l'exutoire du bassin représente 53 % des précipitations. L'erreur de fermeture représente 12 % du volume des précipitations. Ce bilan présente donc un caractère excédentaire avec une erreur de fermeture significative. Il y aurait donc un apport d'eau non comptabilisé dans le bassin considéré (importation d'eau provenant d'un bassin voisin), ou des erreurs dans les mesures (surestimation du débit à l'exutoire).

L'analyse des bilans annuels (Tableau 3.3-1 et Figure 3.3-3) indique des bilans systématiquement excédentaires dans les années 80 et début des années 90 avec des termes de fermeture très importants (jusqu'à - 45 % des précipitations). Le graphe de la Figure 3.3-3 montre bien la tendance « anormale » des termes de bouclage durant cette période. Pour cette même période, on voit aussi que le volume sortant à l'exutoire est plus important que l'eau utile, pour l'année 1988 il est même très proche des précipitations. Il semble que le calcul des débits moyens aux stations de jaugeage soit surévalué du fait de l'influence du lâchage de volumes d'eau au barrage de l'Eau d'Heure, ce qui biaise vers le haut l'estimation moyenne des débits.

A partir de 1990, les termes des bilans suivent des tendances moins aberrantes, néanmoins le volume sortant reste supérieur à l'eau utile jusqu'en 1994, et par après reste très proche des valeurs d'eau utile, ce qui laisse encore à penser à une surestimation des débits à l'exutoire.

Le bilan hydrologique calculé sur la période de 1990 à 2005 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{WalcourtSeuil}	+ Q _{exporté}	+ $\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
922,5 mm	= 539,8 mm	+ 382,5 mm	+ 0 mm	- 35,1 mm
100 %	= 58,5 %	+ 41,5 %	+ 0 %	- 4 %

Ce bilan établi de 1990 à 2005 présente donc un caractère légèrement excédentaire avec une erreur de fermeture qui se situe en deçà d'une erreur généralement admise de 10 % imputable aux incertitudes inhérentes au calcul des différents termes du bilan.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1980	898,0	542,6	355,4			
1981	1013,6	540,6	473,0			
1982	915,6	545,5	370,1			
1983	874,5	529,0	345,5			
1984	875,1	537,4	337,7	540,3	-202,6	-23,2
1985	702,0	493,5	214,3	428,7	-220,2	-31,4
1986	947,7	537,8	404,1	638,2	-228,3	-24,1
1987	983,6	528,2	461,6	901,5	-446,0	-45,3
1988	1116,1	572,4	537,6	1020,7	-477,0	-42,7
1989	818,3	551,9	268,6	527,2	-260,7	-31,9
1990	827,0	553,3	271,5	435,1	-161,4	-19,5
1991	715,6	516,7	198,9	371,1	-172,2	-24,1
1992	1078,3	558,3	519,9	581,2	-61,3	-5,7
1993	927,1	505,5	421,6	516,1	-94,6	-10,2
1994	914,6	552,9	361,7	363,6	-1,9	-0,2
1995	993,1	532,8	460,4	416,5	43,9	4,4
1996	740,0	490,5	249,5	238,3	11,2	1,5
1997	827,7	531,3	296,3	278,5	17,8	2,1
1998	941,4	554,7	386,7	390,9	-4,1	-0,4
1999	1037,0	552,7	484,4	459,2	25,2	2,4
2000	1124,7	564,8	559,9	637,7	-77,8	-6,9
2001	1147,5	539,9	607,6	762,6	-155,1	-13,5
2002	1228,8	572,6	656,2	548,1	108,1	8,8
2003	676,7	519,3	158,3	254,5	-97,1	-14,3
2004	823,5	550,8	271,8	228,2	44,6	5,4
2005	757,4	541,3	216,1	202,4	13,7	1,8
MOYENNE	919,4	539,1	380,3	488,2	-108,9	-12,1

3.3-1 : Termes des bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin Walcourt-seuil.

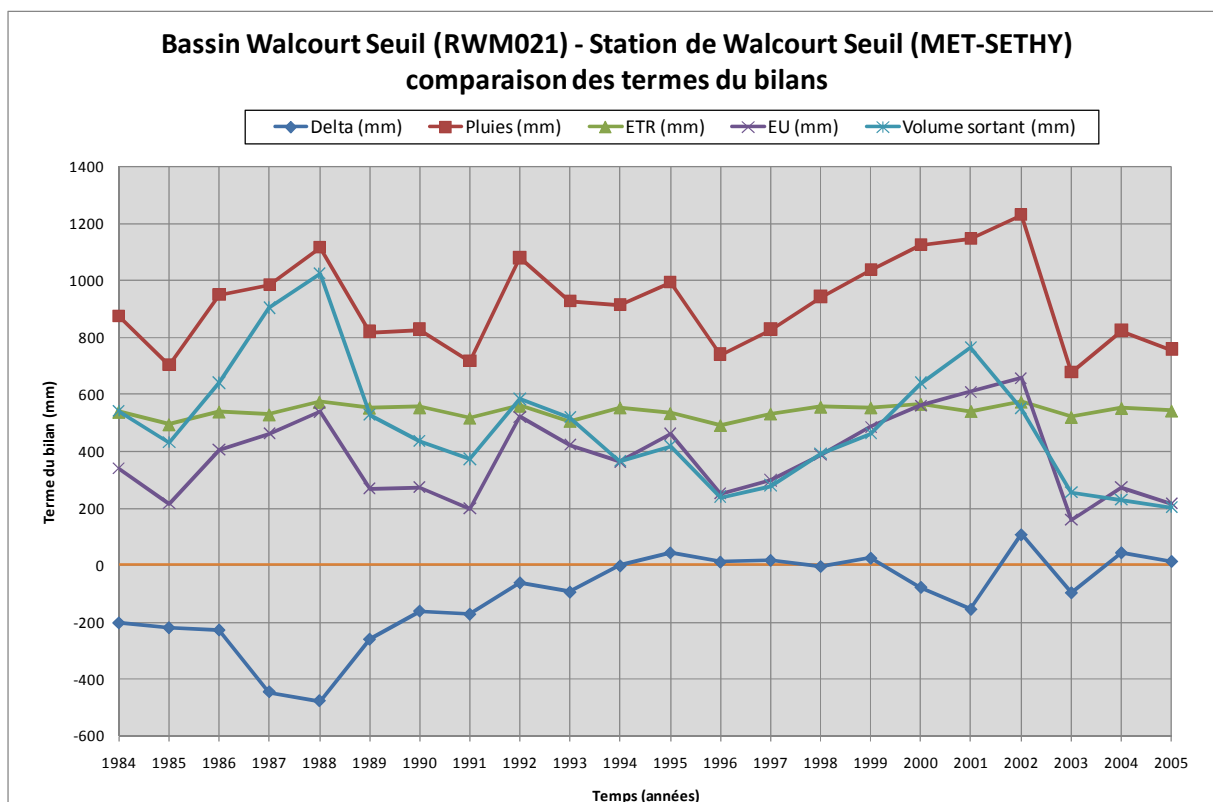


Figure 3.3-3 : Evolution au cours du temps des termes du bilan pour la station de Walcourt-seuil.

La Figure 3.3-4 représente le terme de bouclage en fonction de l'eau utile. On n'y observe aucune tendance. L'évolution du terme de bouclage n'est apparemment pas en relation avec les années sèches ou humides. Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer cette répartition :

- Le sous-sol de ce bassin versant étant essentiellement constitué de terrains peu perméables (grès du Famennien et Frasnien à 70 %), il n'y a pas d'effet de réserve.
- Une surestimation des débits à l'exutoire est à l'origine d'erreurs significatives sur le calcul des termes de bouclage.

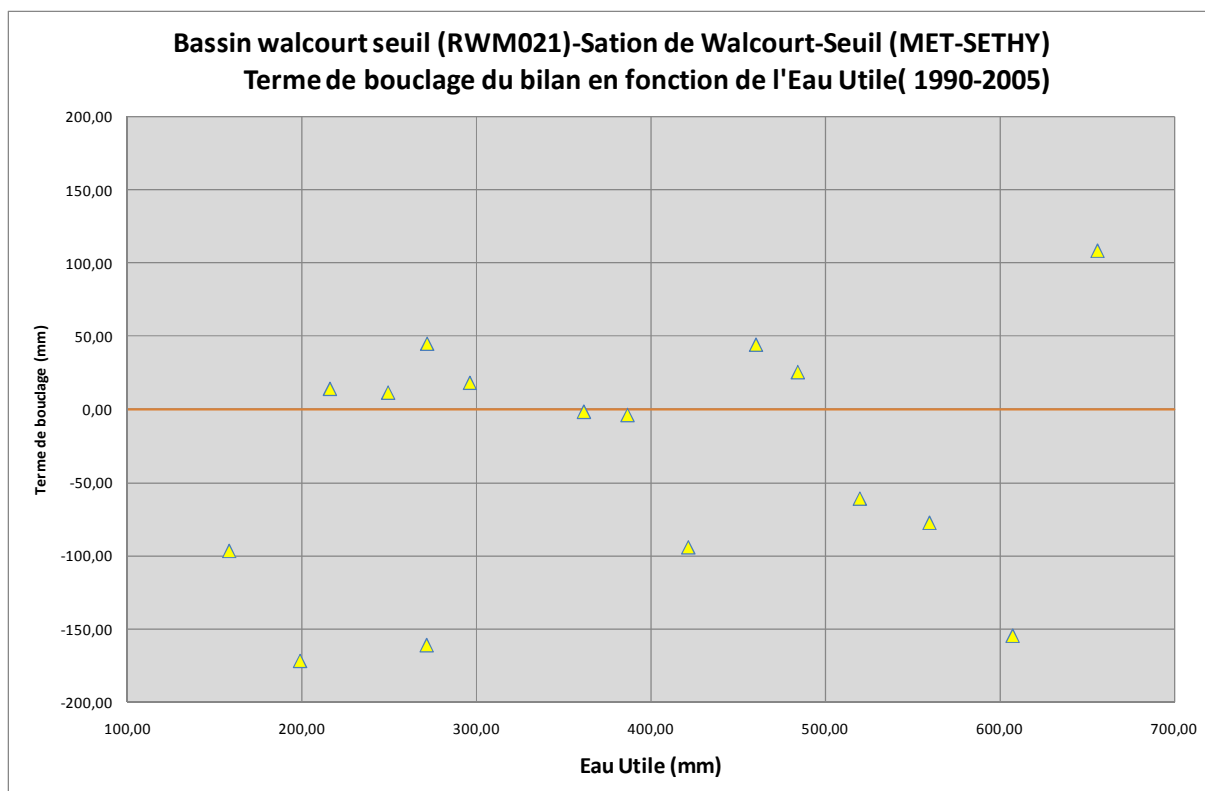


Figure 3.3-4 : Terme de bouclage en fonction de l'eau utile pour la station de Walcourt seuil.

3.3.3 Conclusions relatives au bassin de Walcourt-seuil

Les résultats des bilans de ce bassin indiquent une potentielle surestimation des valeurs de débit mesurées. A quelques centaines de mètres en amont de la station « entrée » Silenrieux-Barrage se trouvent les lacs et le barrage de l'Eau d'Heure. Ce dernier est destiné à assurer un débit d'étiage minimal de la Sambre. Cette surestimation pourrait être à l'origine d'erreurs commises sur les calculs des bilans mais il est difficile de dire dans quelle mesure.

Par ailleurs, le débit de l'Eau d'Heure qui traverse le bassin de Walcourt seuil est constitué d'une composante provenant du barrage et d'une composante naturelle qui provient du ruissellement du bassin et des éventuels apports de la nappe. La composante provenant du barrage peut parfois être beaucoup plus importante que la composante naturelle, en particulier la variation des réserves qui reste faible par rapport aux autres termes et est masquée par ceux-ci.

3.4 Bilans hydrologiques pour le bassin du Burnot

3.4.1 Description générale du bassin versant

Le bassin versant du Burnot (superficie de 67 km²) se situe à l'extrémité Nord de la masse d'eau souterraine RWM021 (Figure 3.4-1). Il draine principalement deux synclinaux de calcaires carbonifères, dont un est bien individualisé grâce à un ennoyage vers l'Ouest, au sein même du bassin versant. Les limites du bassin hydrographique du Burnot sont bien marquées topographiquement au niveau des formations gréseuses et quartzitiques (au Nord et à l'Ouest) tandis qu'elles sont moins nettes là où les calcaires affleurent, principalement à l'extrémité Sud du bassin versant.

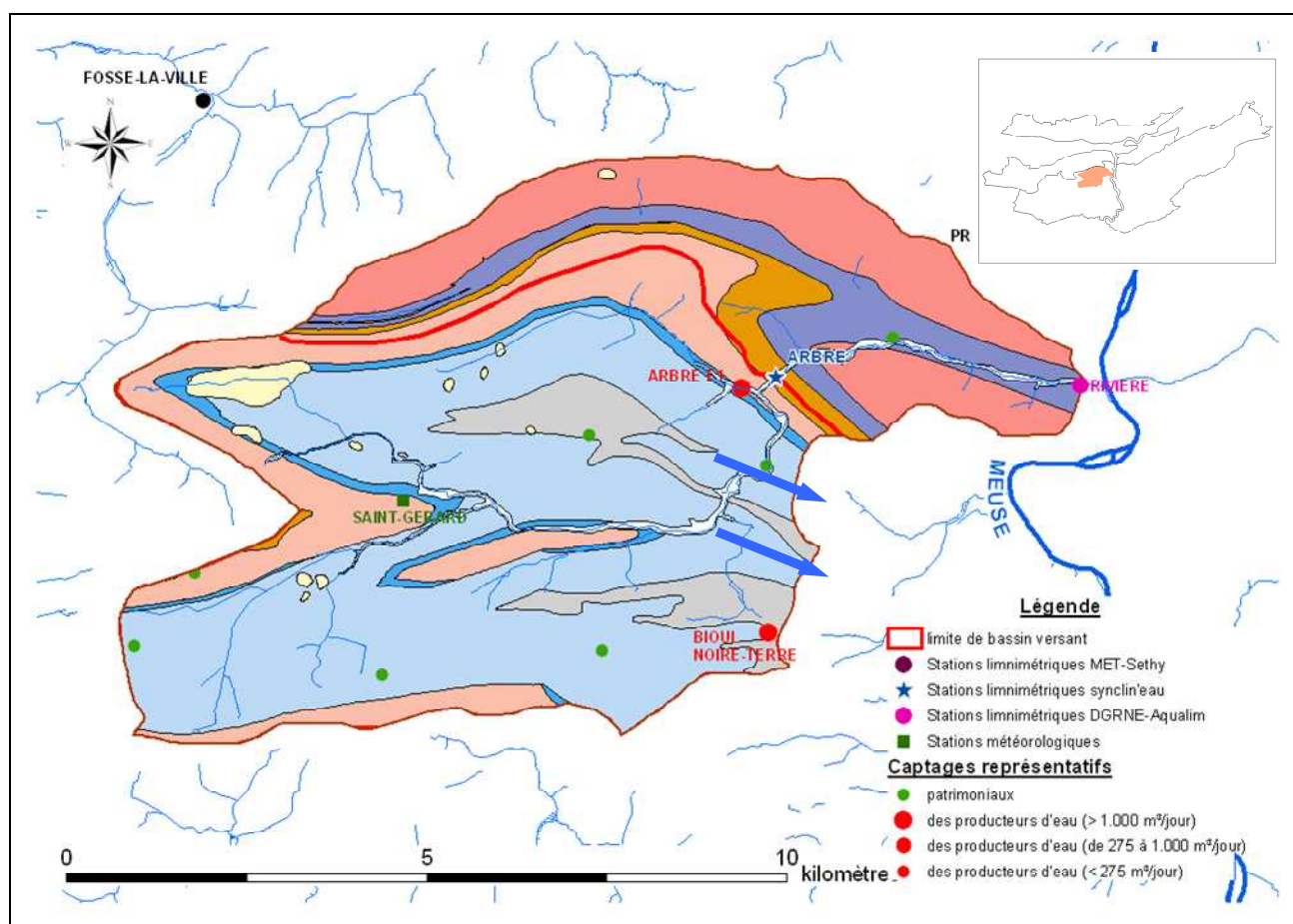


Figure 3.4-1 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Rivière, sur le Burnot, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Il est probable que le bassin versant hydrogéologique du Burnot diffère sensiblement de son bassin hydrographique, principalement pour sa partie Sud-Est où des pertes en direction de la Meuse sont probables (Figure 3.4-1, flèches bleues). Dans le même temps, les entrées potentielles

d'eau souterraine sont, à priori, limitée au Sud-Ouest, le reste du bassin hydrographique étant bordé par des formations aquicludes.

Un seul captage est localisé dans ce bassin (captage SWDE – Bioul Notre-Terre) ; le volume prélevé annuellement est de $1,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ soit l'équivalent de 21 mm (soit 2% des précipitations). La quantité d'eau exportée en dehors du bassin à partir de ce captage n'est pas connue. Ce captage alimentant notamment le village de Bioul, les exportations éventuelles restent négligeables à l'échelle des paramètres du bilan.

Deux stations limnimétriques sont installées sur le Burnot : la première est située à l'exutoire du bassin et appartient au MET-Sethy, la seconde a été mise en place dans le cadre de ce projet, à quelques kilomètres du village d'Arbre.

3.4.2 Station Synclin'EAU d'Arbre

Cette station a été installée à quelques kilomètres à l'amont de la station d'Aqualim, au droit des formations aquiclude du Faménien. Ainsi, du fait de sa situation géologique, la station limnimétrique d'Arbre présente l'avantage de tenir compte quasi exclusivement des écoulements dans les calcaires carbonifères, puisqu'elle est située au droit d'une limite hydrogéologique (Figure 3.4-1).

La période considérée pour le calcul du bilan est une année hydrologique, couvrant une période entre octobre 2006 et septembre 2007. Le débit enregistré à cette station varie entre 1,40 et 0,07 m³/s. Le bilan hydrologique donne les valeurs suivantes:

P	= ETR	+ Q _{Arbre}	+ ΔR	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
953,9mm	= 577,8mm	+ 98,9mm	+ 0,4mm	+ 43,0mm	+ 234,0mm
100%	= 61%	+ 10%	+ < 1%	+ 4,5%	+ 24,5%

Alors que les quantités d'eau précipitées et évapotranspirées montrent des valeurs tout à fait normales, la lame d'eau ruisselée à l'exutoire du bassin est relativement mince. Cela donne un bilan nettement déficitaire de près de 25% des précipitations. Une quantité importante d'eau quitte donc le bassin hydrographique limité à la station d'Arbre. Ce flux sortant à manifestation lieu via les synclinaux calcaires et direction de l'Est vers la Meuse.

3.4.3 Station DGRNE-Aqualim de Rivière

La station limnimétrique de Rivière, gérée par le DGRNE-Aqualim, se situe à quelques centaines de mètres à peine de la confluence du Burnot et de la Meuse. Cette station est donc bien représentative du bassin versant du Burnot. Les données sont malheureusement fréquemment lacunaires. Le jeu de données de débits moyens mensuels pour cette station comporte de nombreux « blancs ». Lorsque ces données manquantes ne concernent qu'un mois ou deux, des valeurs extrapolées sur base des mois précédents et suivants ont été introduites afin de pouvoir néanmoins réaliser le bilan pour les années en question. Si le manque de données touche une période de plus de quelques mois, le bilan n'a pas été réalisé pour l'année concernée car le résultat n'aurait aucun sens si la majorité des données d'écoulement de cette année sont fictives.

Afin de réaliser le bilan du Burnot, le débit mensuel moyen à la station de Rivière a été calculé de novembre 1982 à décembre 2007, lorsque les données étaient suffisantes (nombreuses lacunes). La Figure 3.4-2 présente son évolution, mise en parallèle à celle de l'eau utile (calculée à partir de janvier 1969). Le débit varie de 75 l/sec à 2,7 m³/sec.

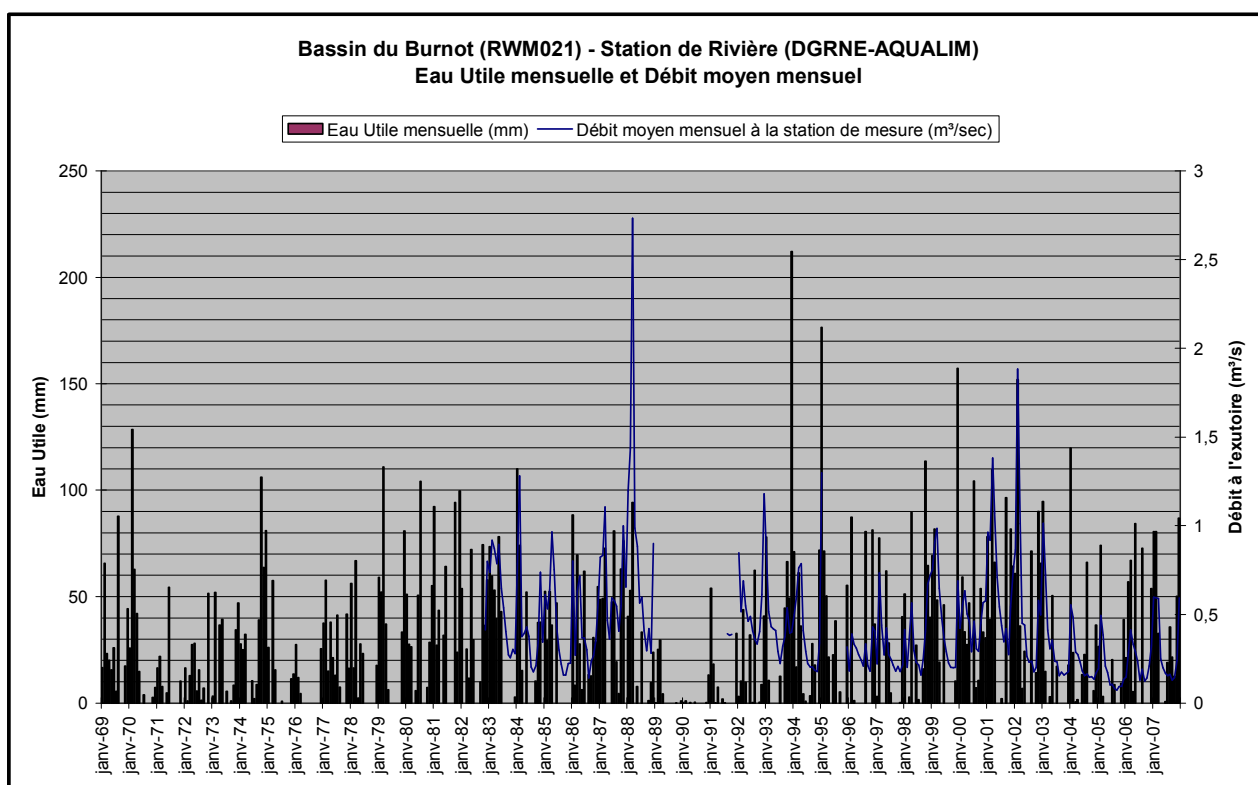


Figure 3.4-2 : Débit moyen mensuel à la station de Rivière et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le Tableau 3.4-1 et la Figure 3.4-3 reprennent les différents termes du bilan pour la station de Rivière. Les nombreuses lacunes dans les données d'écoulement empêchent le calcul de tous les termes du bilan pour certaines années (de 1989 à 1991 et en 1995).

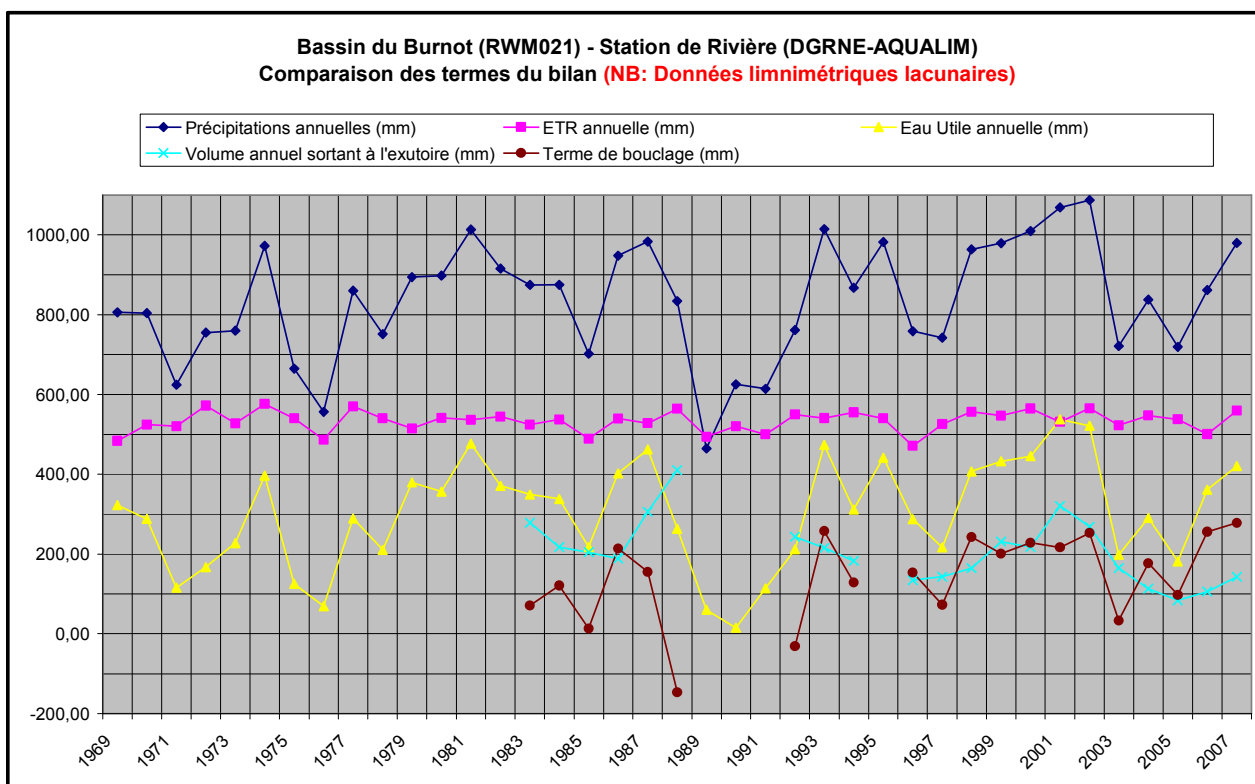


Figure 3.4-3 : Termes du bilan de la station de Rivière (DGRNE-Aqualim)

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 1983 à 2007 (Tableau 3.4-1) en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes:

P	=	ETR	+	Q_{Riviere}	+	$\epsilon_{\text{fermeture}}$
885,2 mm	=	536,1 mm	+	206,5 mm	+	142,6 mm
100 %	=	61 %	+	23 %	+	16 %

Pour les années 1988 et 1992 qui font suite à des années fortement pluvieuses, l'eau utile calculée est inférieure au volume sortant du bassin, calculé sur base des débits mesurés par la station de Rivière (Tableau 3.4-1 : Termes du bilan de la station de Rivière). Il y a probablement une diminution des réserves en eau souterraine au sein de ce bassin versant lors des années « sèches », entraînant un excès d'écoulement par rapport à l'eau utile calculée. Cette situation a sans doute perduré de 1988 à 1992 (données Aqualim manquantes), période caractérisée par des très faibles précipitations hivernales.

Le terme de bouclage pour ce bassin versant est globalement clairement positif, avec une moyenne de 15 % des précipitations. Ceci indique un déficit d'écoulement notable. Il est très

probable que ce déficit provienne d'un écoulement des eaux souterraines directement vers la Meuse, niveau de base régional, dans les zones de calcaires dévono-carbonifères situés à l'Est du bassin versant (Figure 3.4-1). L'année 1988 présente, quant à elle, un terme de bouclage nettement négatif (-18%), mais qui correspond à la même période que celle pour laquelle l'eau utile calculée est inférieure au volume sortant du bassin, calculé sur base des débits mesurés par la station de Rivière. La vidange des aquifères au cours de cette année plus sèche explique probablement l'excès des écoulements.

ANNEE	Pluies (mm)	ETR annuelle (mm)	Eau Utile annuelle (mm)	Volume annuel sortant (mm)	Delta (mm)	% Delta (fonction des pluies)
1969	806	484	322			
1970	804	524	288			
1971	624	520	116			
1972	755	572	167			
1973	760	528	227			
1974	973	576	396			
1975	665	540	125			
1976	557	487	70			
1977	860	570	290			
1978	751	540	211			
1979	894	515	380			
1980	898	541	357			
1981	1014	537	477			
1982	916	544	371			
1983	875	525	350	278	71	8,2
1984	875	537	338	217	121	13,8
1985	702	489	218	205	13	1,9
1986	948	540	403	189	214	22,6
1987	984	528	462	306	156	15,8
1988	834	564	264	410	-147	-17,6
1989	464	494	60			
1990	626	520	15			
1991	614	500	115			
1992	762	550	212	243	-31	-4,1
1993	1014	541	473	216	258	25,4
1994	867	555	312	183	129	14,9
1995	982	540	442			
1996	759	471	288	134	153	20,2
1997	742	526	217	143	73	9,9
1998	964	556	407	165	243	25,2
1999	979	547	432	231	201	20,6
2000	1010	565	445	217	228	22,6
2001	1069	531	538	321	217	20,3
2002	1087	566	522	269	253	23,3
2003	721	523	198	165	33	4,6
2004	838	547	290	113	177	21,1
2005	720	538	182	84	98	13,6
2006	862	500	362	106	256	29,7
2007	980	559	421	143	278	28,4
Moyenne	885	536	349	207	143	16,1

Tableau 3.4-1 : Termes du bilan de la station de Rivière

La Figure 3.4-4 présente la valeur du terme de bouclage en fonction de celle de l'eau utile pour la station de Rivière. Le terme de bouclage du bilan pour le Burnot est quasi toujours positif (déficit en écoulement). La valeur-limite pour l'eau utile, en dessous de laquelle la recharge annuelle des aquifères ne peut compenser le volume que ceux-ci perdent en alimentant les eaux de surface ne peut être interpolée graphiquement.

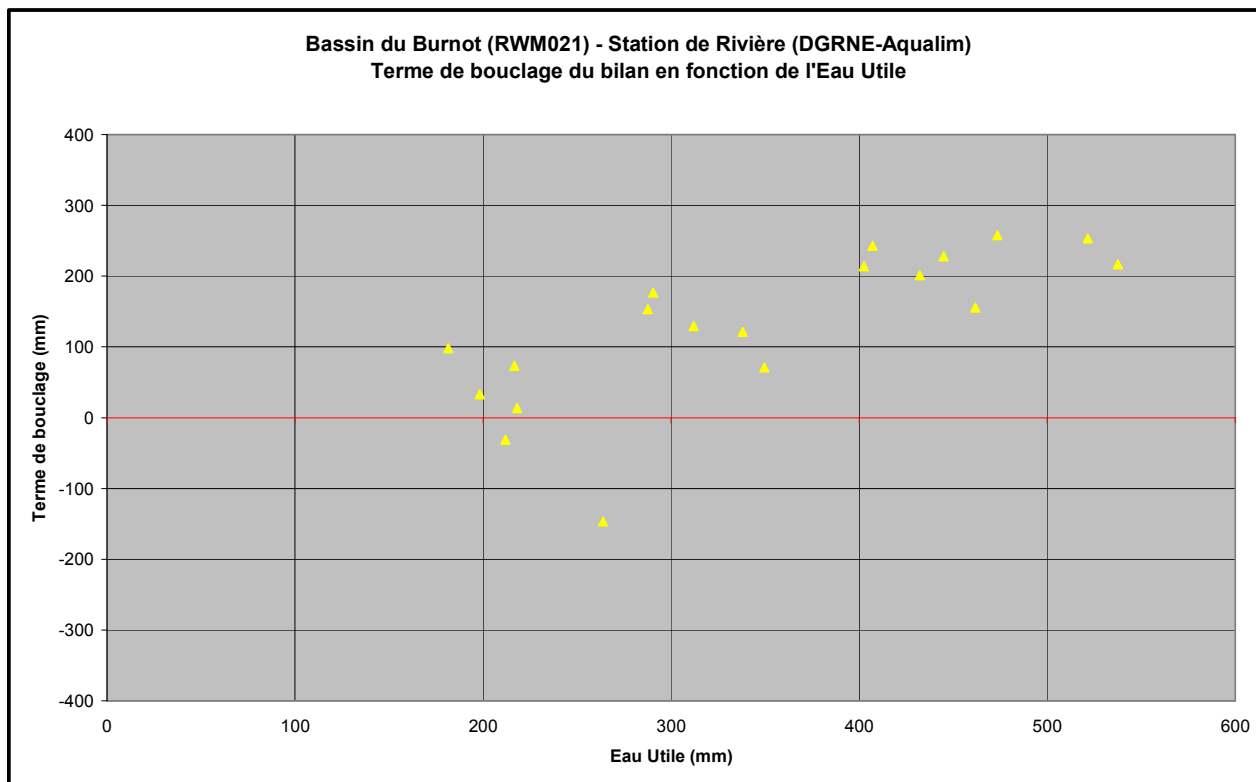


Figure 3.4-4 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de DGRNE-Aqualim de Rivière

3.4.4 Conclusions générales relatives au bassin versant du Burnot

Les résultats obtenus aux deux stations limnimétriques sont clairement concordants. Le bilan calculé à la station de d'Arbre présente un déficit d'écoulement égal à 24,5% des précipitations, ce qui correspond plus ou moins au terme de bouclage calculé pour les années 2006 et 2007 à la station de Rivière (respectivement 30 et 28%). De plus, le bilan calculé à Arbre indique que l'écoulement déficitaire se produit essentiellement au sein des calcaires carbonifères, c'est à dire en amont de la station de mesure.

Une estimation des volumes « perdus » par le bassin hydrologique du Burnot au profit du bassin direct de la Meuse permettrait de faire intervenir ce paramètre dans le bilan de la station de Rivière et ainsi de faire « glisser » les valeurs du terme de bouclage vers le pôle négatif. La valeur

seuil de l'eau utile, qui sépare les années excédentaires des années déficitaires, pourrait alors être déterminée graphiquement. Une telle estimation des transferts d'eau souterraine entre bassins est cependant pratiquement impossible à réaliser sur base de critères scientifiquement objectifs.

3.5 Bilan hydrologique pour le bassin de la Molignée

3.5.1 *Description générale du bassin versant*

Le bassin versant de la Molignée, d'une aire de 136 km², est situé intégralement au sein de la Masse d'eau RWM021. La Molignée et ses affluents, dont le Flavion est le plus important, drainent plusieurs synclinaux calcaires et anticlinaux gréseux en rive gauche de la Haute-Meuse (Figure 3.5-1). Comme pour le bassin du Burnot, il est possible que des pertes en eau souterraine s'effectuent au profit de la Meuse, au niveau de synclinaux calcaires dans la partie Est du bassin de la Molignée. Il n'y a pas d'importants imports ou exports d'eau par le biais de captages de ou vers le bassin de la Molignée.

Trois stations limnimétriques du MET-Sethy sont présentes au sein de ce bassin versant : à Sosoye, à Warnant, et à Foy sur le Flavion, près de sa confluence avec la Molignée. Dans le cadre du projet Synclin'EAU, deux stations supplémentaires ont été installées : la première à Draisinnes, à quelques kilomètres de l'exutoire du bassin versant, et la seconde à Serville, en amont de la station de Foy sur le Flavion.

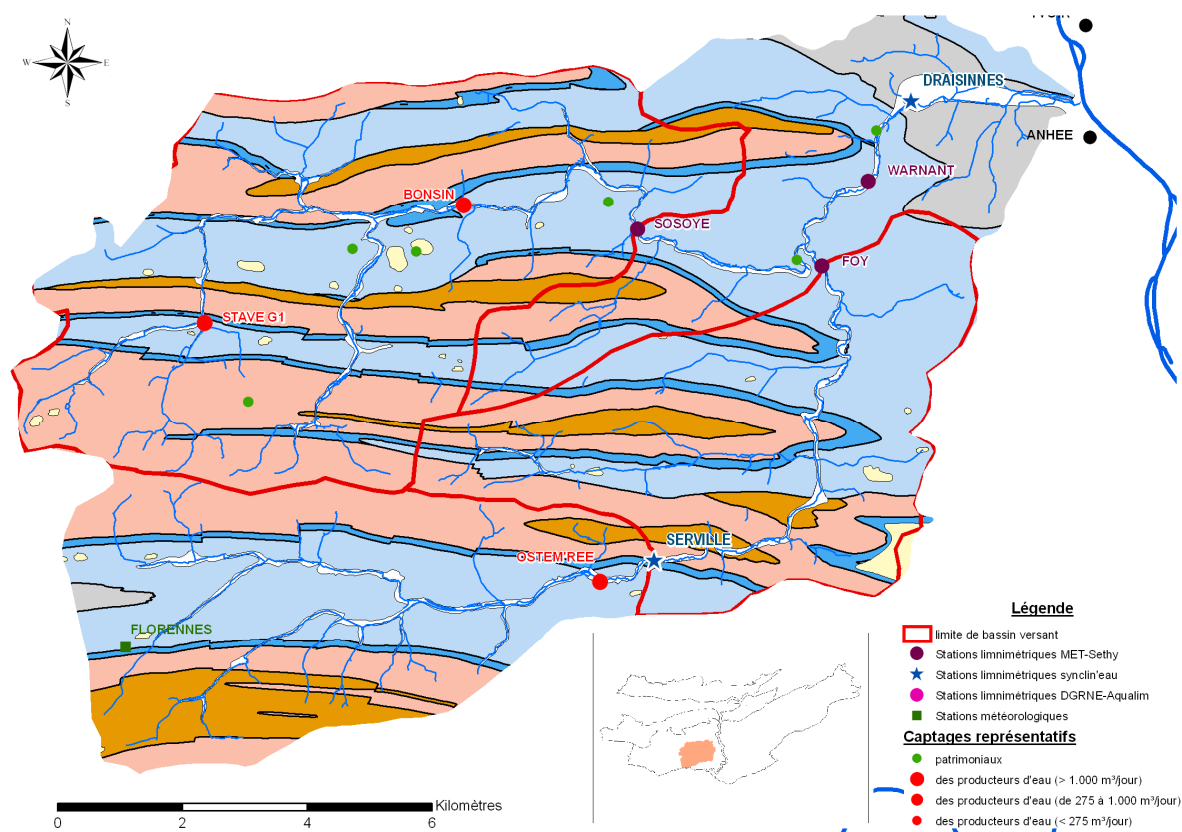


Figure 3.5-1 : Bassin hydrographique de la Molignée, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

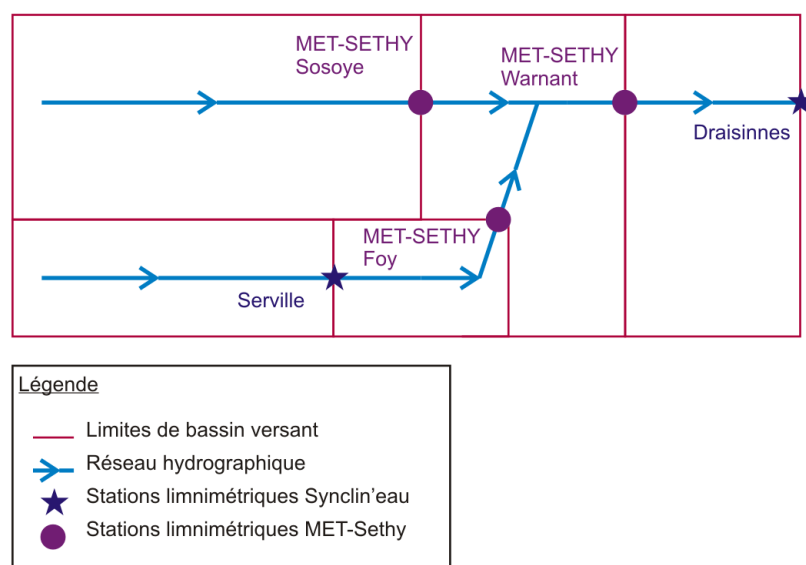


Figure 3.5-2 : Schéma synoptique des sous-bassins appartenant au bassin de la Molignée

Les transferts entre le bassin de la Molignée et les bassins extérieurs ont été déterminés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998). L'étude porte sur la période 1985 – 1996 et

concerne la station de Warnant. Le solde entre les imports et les exports pour le bassin de la Molinee (station de Warnant) ne représente que 0,03 mm, soit une valeur insignifiante pour le bilan hydrologique. Ce paramètre a été négligé dans les calculs de bilan pour les stations de Foy, de Sosoye et de Draisinnes compte tenu de son insignifiante.

Les transferts d'eau prélevée (imports – exports) sont les suivants :

- Imports : transfert du bassin du Burnot vers celui de la Molinee au départ du captage de Saint-Gérard (environ 50 000 m³/an, soit 0,37 mm)¹.
- Exports : le captage de Mettet-Bonsin réalise un transfert d'eau souterraine du bassin de la Molinee vers le bassin de la Bieme. Ce transfert est de l'ordre de 442 000 m³/an (soit 3,25 mm). Les captages de Fechelette – Onhaye et de Fechelette – Sommiere transfèrent respectivement environ 101 000 m³/an et 67 000 m³/an (soit respectivement 0,74 mm et 0,49 mm) vers le bassin direct de la Meuse. Le captage de Stave – Biesmerée alimente quant à lui certaines communes des bassins de la Bieme, de l'Eau d'Heure et de la Sambre. La somme des exports vers ces trois bassins est de 3 055 000 m³/an.

3.5.2 Station de Sosoye

La station limnimétrique de Sosoye est mise en place dans la partie amont du bassin versant de la Molinee, avant la confluence avec le Flavion (Figure 3.5-3). Le bassin d'alimentation de cette station est de 51 km², soit un peu plus du tiers de la superficie totale du bassin de la Molinee. Cette station est active depuis 1998 et ses données sont exploitables pour des bilans calculés à partir de 2000.

¹ Moyenne des données annuelles pour la période 1985 - 1996

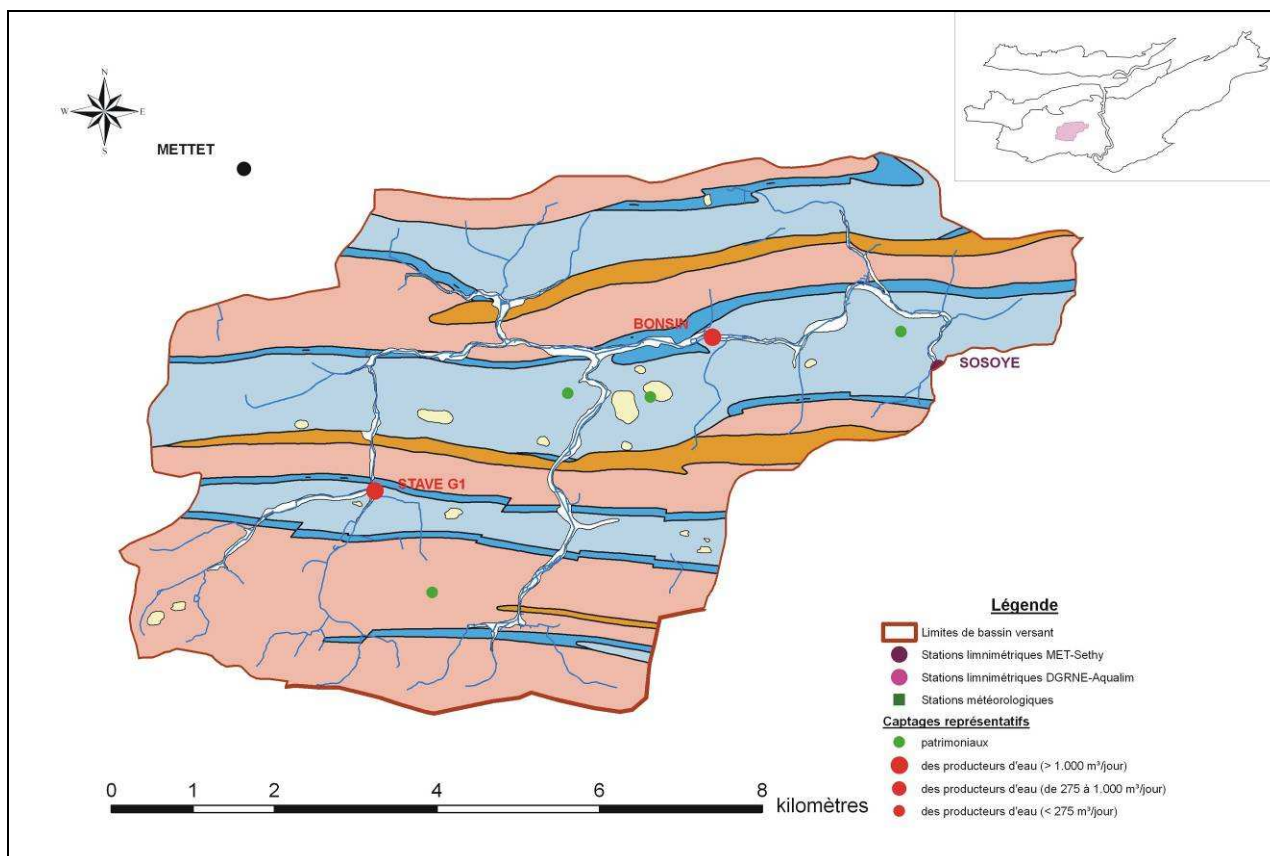


Figure 3.5-3 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Sosoye, sur la Mollignée, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Afin de réaliser le bilan de la Mollignée à Sosoye, le débit mensuel moyen à cette station a été calculé de décembre 1999 à décembre 2007. La Figure 3.5-4 présente son évolution, mise en parallèle à celle de l'eau utile (calculée à partir de janvier 1969). Le débit varie de 0,1 à 2,2 m³/sec.

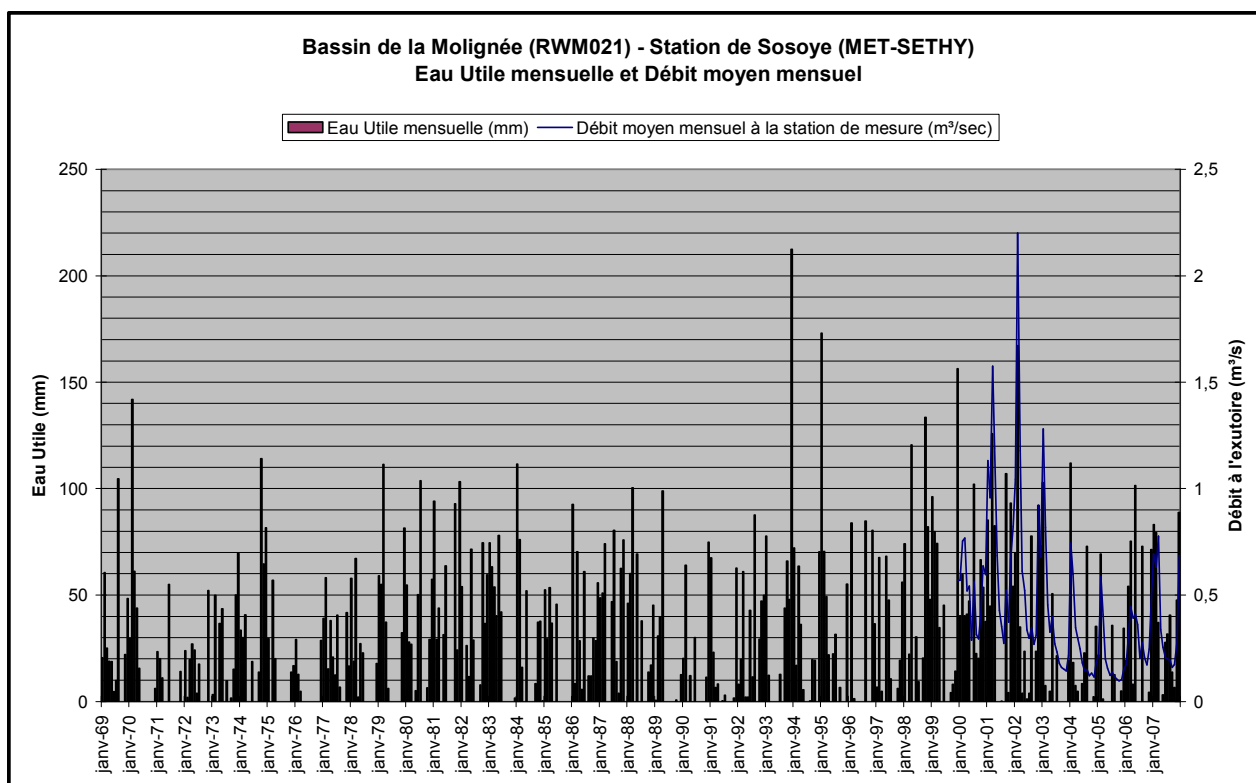


Figure 3.5-4 : Débit moyen mensuel à la station de Sosoye et eau utile calculée sur base de l’algorithme modifié de Thornthwaite.

Les données de débits n’étant disponibles que depuis 2000, le calcul complet des différents termes du bilan (Tableau 3.5-1) n’est possible que pour quelques années, de 2000 à 2007. En 2003, le volume d’eau sortant du bassin versant de la station de Sosoye est supérieur à l’eau utile calculée (Figure 3.5-5), probablement du fait d’une baisse des réserves des aquifères.

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 2000 à 2007, en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes:

P	=	ETR	+	Q_{Sosoye}	+	$\epsilon_{\text{fermeture}}$
954,9mm	=	541,5 mm	+	272,2 mm	+	132,2 mm
100 %	=	58 %	+	31 %	+	11 %

En moyenne, le terme de bouclage est positif (de l’ordre de 11 %), ce qui semble indiquer un léger déficit d’écoulement. La limite du bassin hydrogéologique pourrait ne pas correspondre à celle du bassin hydrographique à l’Ouest. La limite hydrogéologique du bassin versant dans sa partie Ouest ne peut être localisée avec précision, la structure géologique présentant une succession de synclinaux calcaires et d’anticlinaux gréseux selon un axe W-E (Figure 3.5-3). Il est probable qu’une partie des eaux souterraines infiltrées au sein du bassin hydrographique de la station de Sosoye s’écoule vers l’Est, en direction de la Meuse, et ce via les synclinaux calcaires. Une

chronique de mesure de débit plus longue serait nécessaire pour confirmer cet éventuel déficit en écoulement.

ANNEE	Pluies (mm)	ETR annuelle (mm)	Eau Utile annuelle (mm)	Volume annuel sortant (mm)	Delta (mm)	% Delta (fonction des pluies)
1969	816,5	482,5	334,0			
1970	823,8	525,5	298,3			
1971	637,4	525,4	123,8			
1972	749,0	572,1	170,4			
1973	817,9	533,1	279,4			
1974	975,2	578,4	396,8			
1975	680,7	543,5	137,2			
1976	556,5	481,2	75,3			
1977	859,9	570,1	289,8			
1978	751,0	537,1	213,9			
1979	894,4	512,0	382,4			
1980	898,0	536,6	361,4			
1981	1013,6	530,9	482,7			
1982	915,6	544,8	370,8			
1983	874,5	520,8	353,7			
1984	875,1	535,6	339,6			
1985	702,0	487,8	217,9			
1986	947,7	538,7	405,1			
1987	983,6	527,2	462,0			
1988	963,7	568,3	389,8			
1989	723,9	540,4	183,4			
1990	773,0	560,1	212,9			
1991	682,6	509,7	172,9			
1992	916,2	554,6	361,6			
1993	1014,4	541,4	473,0			
1994	857,4	553,6	303,8			
1995	972,3	541,7	430,6			
1996	759,9	473,0	286,9			
1997	815,1	527,9	287,2			
1998	1096,1	555,6	540,5			
1999	1059,4	546,4	512,9			
2000	1095,1	564,2	530,9	321,3	209,6	19,1
2001	1130,3	533,4	596,9	455,2	141,7	12,5
2002	1138,4	567,4	571,0	449,4	121,5	10,7
2003	726,2	519,7	206,5	248,2	-41,7	-5,7
2004	831,2	547,2	284,1	167,3	116,8	14,0
2005	716,1	536,0	180,2	123,9	56,3	7,9
2006	908,9	502,2	406,6	181,3	225,3	24,8
2007	1021,4	561,6	459,9	231,3	228,6	22,4
Moyenne	946,0	541,5	404,5	272,2	132,3	14,0

Tableau 3.5-1 : Termes du bilan de la station de Sosoye

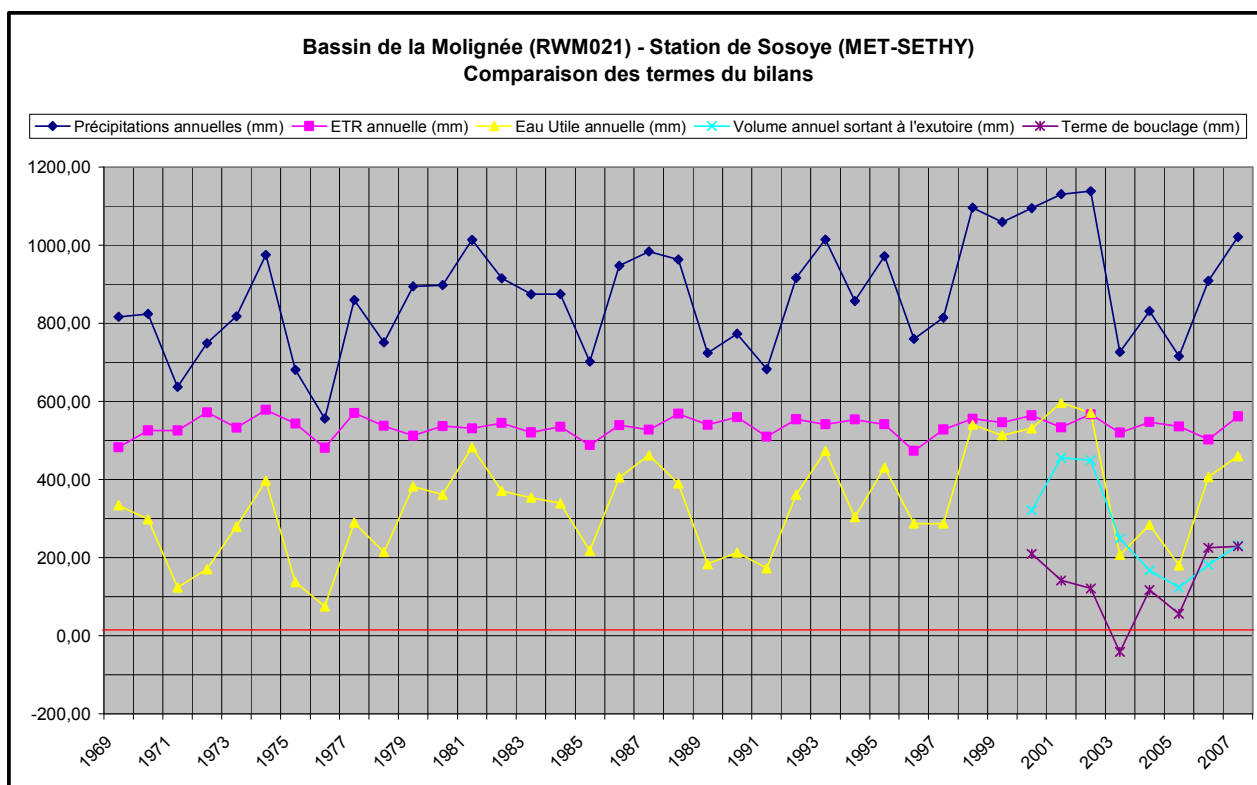


Figure 3.5-5 : Termes du bilan de la station de Sosoye

La Figure 3.5-6 présente la valeur du terme de bouclage en fonction de celle de l'eau utile pour la station de Sosoye. Le terme de bouclage est quasi toujours positif indiquant une tendance claire pour ce bassin à présenter un déficit en écoulement laissant suggérer la présence d'écoulements externes.

La valeur-limite pour l'eau utile, en dessous de laquelle la recharge annuelle des aquifères ne peut compenser le volume que ceux-ci perdent en alimentant les eaux de surface, est estimée aux alentours de 200mm.

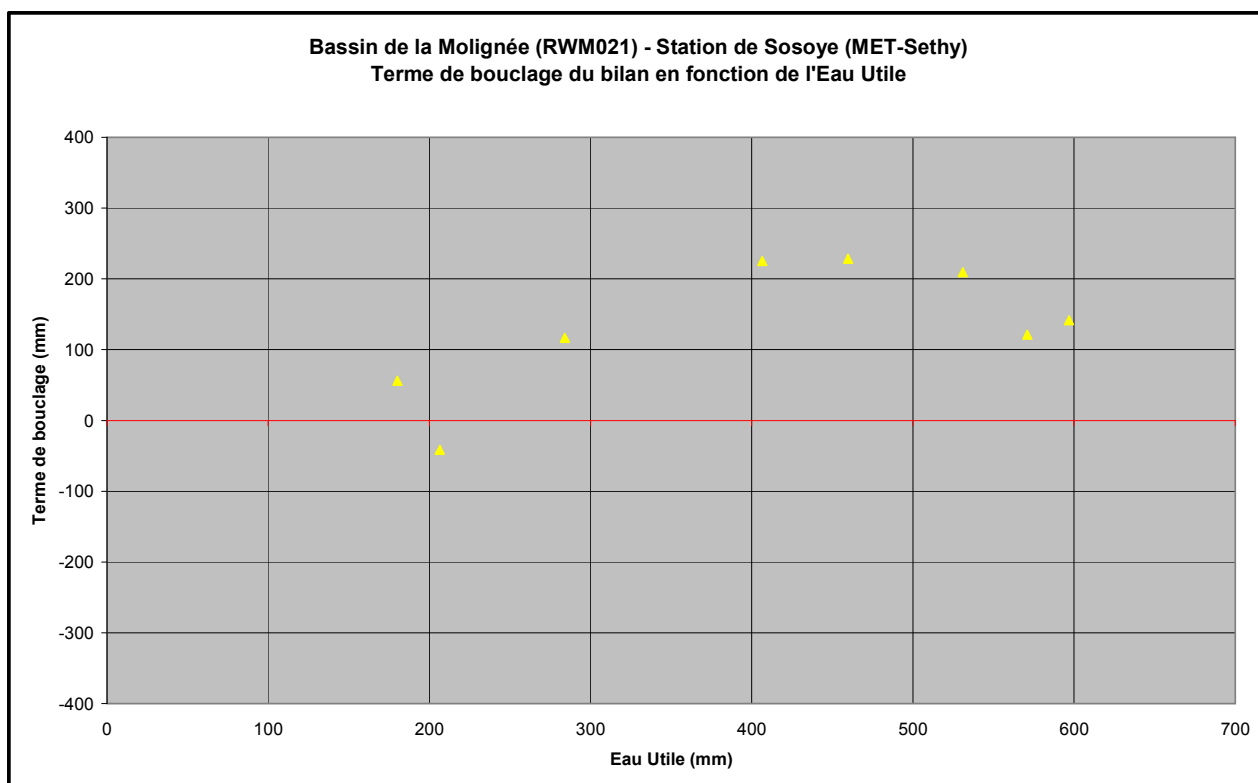


Figure 3.5-6 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Sosoye

3.5.3 Station Synclin'EAU de Serville

Une station limnimétrique supplémentaire a été installée sur le Flavion, dans le village de Serville, en amont de la station de Foy. Elle est située au bord Nord d'un synclinal calcaire, au droit des formations hastariennes (Tournaisien), qui forment la base des formations carbonifères. Celles-ci sont principalement composées de calcaires crinoïdiques, intercalées par des bancs schisteux, ainsi qu'un aquiclude composé de shales (formations du Pont d'Arcole), constituant ainsi une limite hydrogéologique (Figure.3.5-7).

Le débit mesuré à la station de Serville varie entre 0,05 et 2 m³/s. Le bilan hydrologique, calculé sur une période entre octobre 2006 et septembre 2007, donne les valeurs suivantes:

P	= ETR	+ Q _{Serville}	+ ΔR	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
1072,9 mm	= 582,7 mm	+ 497,5 mm	+ 2,9 mm	+ 42,9 mm	- 53,1 mm
100 %	= 54 %	+ 46 %	+ < 1 %	+ 4 %	- 5 %

Le terme de bouclage pour la station de Serville est égal à -5 %. On peut donc, à priori, considérer que le bilan boucle bien pour cette station.

3.5.4 Station de Foy

La station limnimétrique de Foy (MET-Sethy) est située sur le Flavion, quelques centaines de mètres en amont de sa confluence avec la Mollignée (Figure.3.5-7). Le bassin versant de cette station est donc bien représentatif de l'entière du bassin du Flavion, dont la superficie de 76 km² représente environ 46 % du bassin versant total de la Mollignée.

Comme la station de Sosoye, celle de Foy a été mise en place il y a quelques années et les données sont disponibles pour la réalisation de bilans depuis 2000.

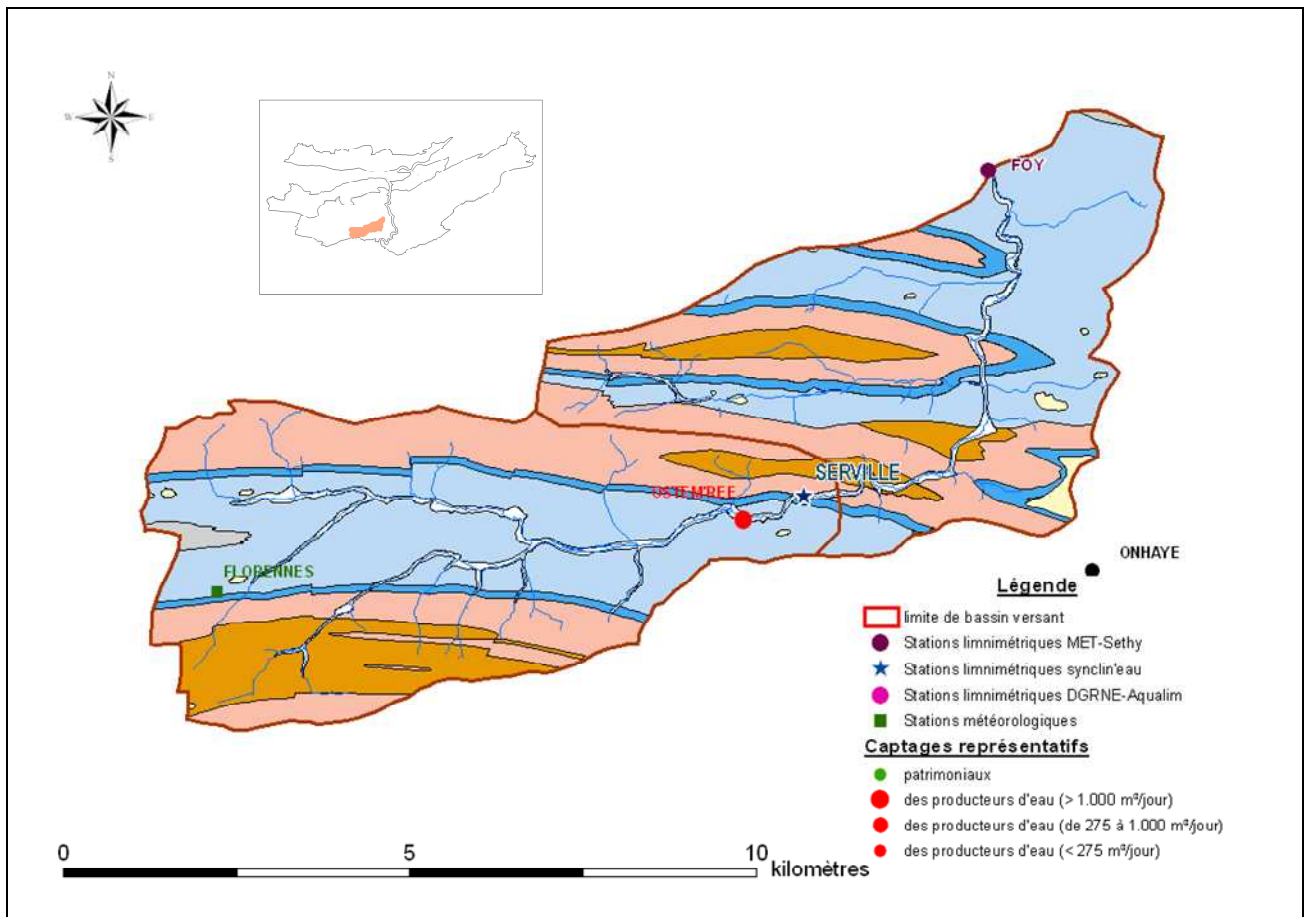


Figure.3.5-7 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Foy, sur le Flavion, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Afin de réaliser le bilan du Flavion, le débit mensuel moyen à la station de Foy a été calculé de décembre 1999 à décembre 2007. La Figure 3.5-8 présente son évolution, mise en parallèle à celle de l'eau utile (calculée à partir de janvier 1969). Le débit varie de 0,18 à 2,8 m³/sec.

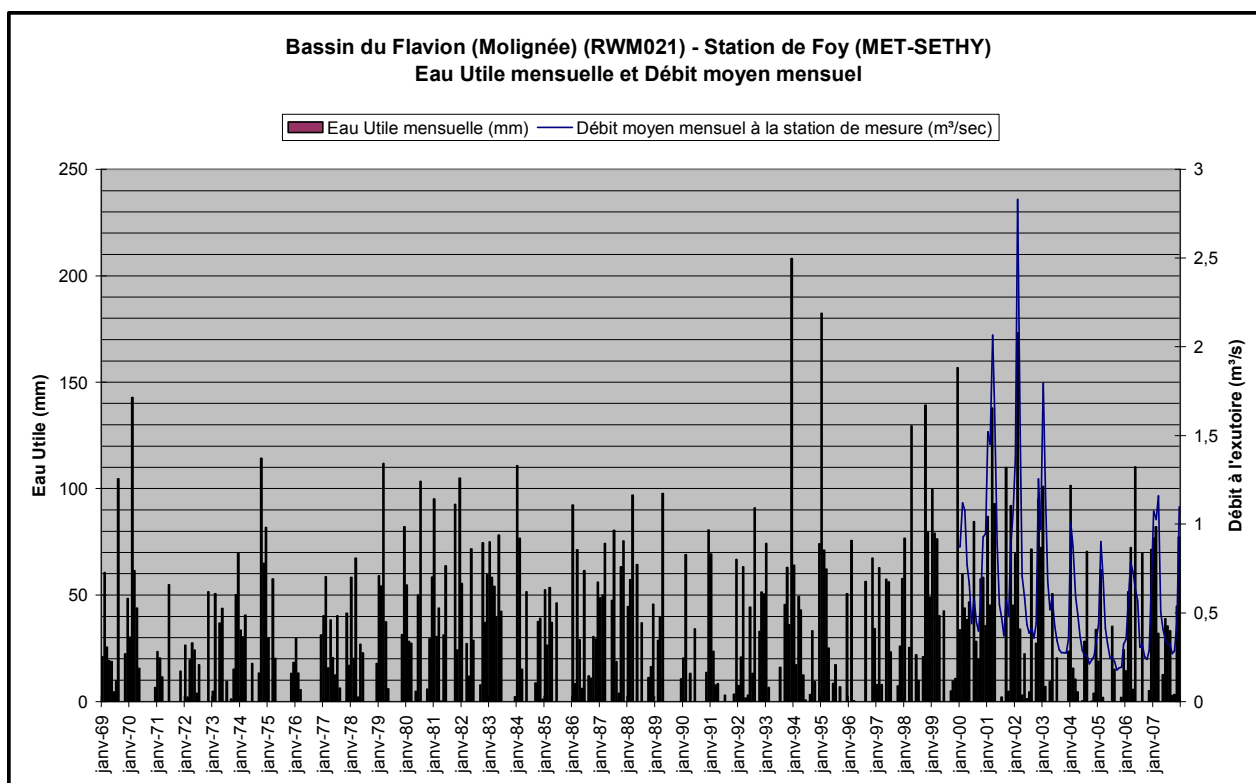


Figure 3.5-8 : Débit moyen mensuel à la station de Foy et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 2000 à 2007 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes:

P	= ETR	+ Q_{Foy}	+ $\epsilon_{\text{fermeture}}$
939,6 mm	= 542,5 mm	+ 330,2 mm	+ 66,9 mm
100 %	= 58 %	+ 35 %	+ 7 %

Les conclusions relatives à la station de Foy sont analogues à celle de Sosoye. En 2003 et en 2005, le volume sortant à l'exutoire est supérieur à l'eau utile (Figure 3.5-9). La moyenne du terme de bouclage du bilan est positive (Tableau 3.5-2), mais ne dépasse pas les 10% d'erreur inhérent au calcul. On peut dès lors considérer qu'aucun échange significatif d'eau avec un bassin voisin n'est décelable et ce malgré un contexte hydrogéologique qui s'y prête (synclinaux composé d'aquifères calcaires se prolongeant vers la Meuse, cette dernière imposant le niveau de base régional). Une autre hypothèse serait que d'éventuelles entrées d'eau souterraine à l'Ouest du bassin soient compensées par des pertes vers l'Est, par le biais des synclinaux calcaires.

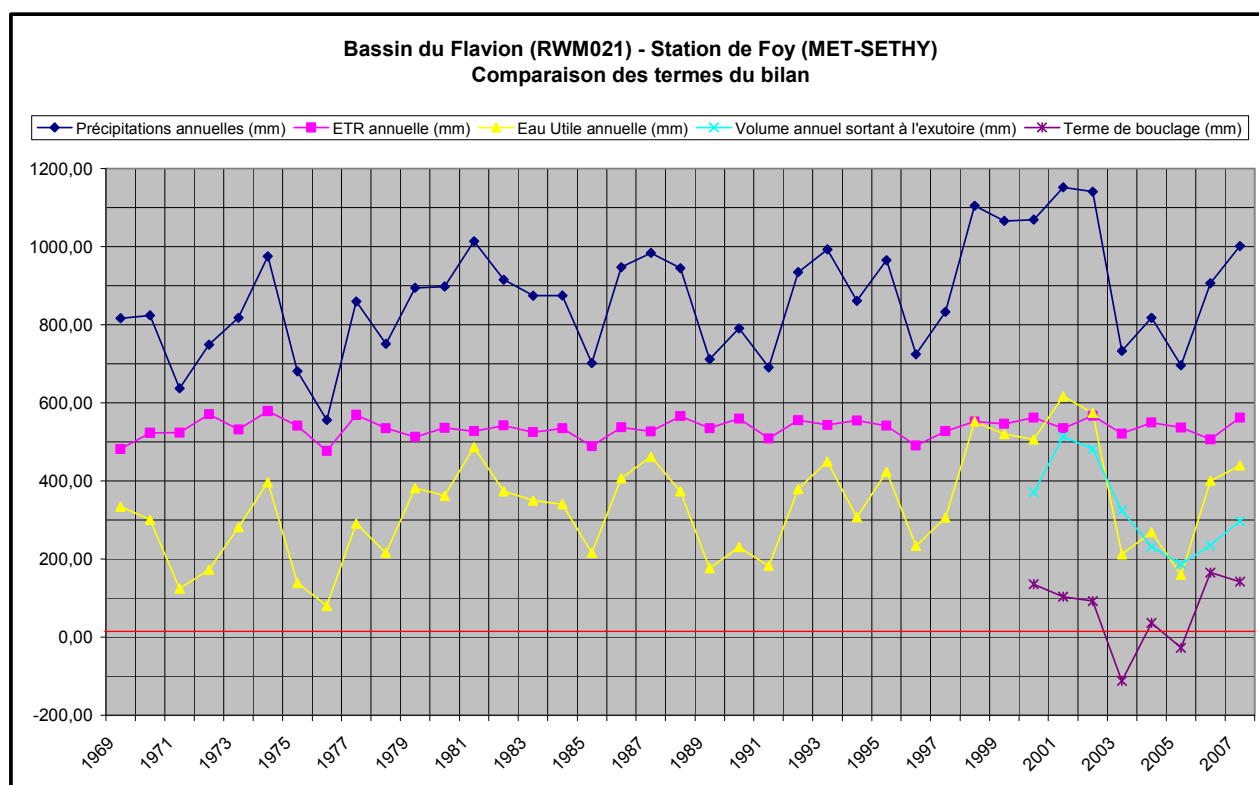


Figure 3.5-9 : Termes du bilan de la station de Foy

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1969	816,5	482,0	334,5			
1970	823,8	523,3	300,5			
1971	637,4	523,9	124,5			
1972	749,0	570,8	172,2			
1973	817,9	531,4	281,4			
1974	975,2	578,7	396,5			
1975	680,7	541,7	139,0			
1976	556,5	476,7	79,8			
1977	859,9	568,9	291,0			
1978	751,0	535,4	215,6			
1979	894,4	512,3	382,1			
1980	898,0	536,0	362,0			
1981	1013,6	527,5	486,1			
1982	915,6	541,9	373,7			
1983	874,5	524,8	349,8			
1984	875,1	534,7	340,4			
1985	702,0	489,4	215,9			
1986	947,7	537,2	407,2			
1987	983,6	526,7	462,3			
1988	944,9	566,1	373,4			
1989	711,7	535,0	176,7			
1990	790,6	559,8	230,8			
1991	690,8	508,7	182,1			
1992	934,7	555,6	379,1			
1993	993,0	543,3	449,8			
1994	861,4	554,8	306,6			
1995	965,5	541,7	423,8			
1996	724,3	490,6	233,7			
1997	833,5	527,1	306,4			
1998	1104,8	552,8	552,1			
1999	1066,2	546,2	520,0			
2000	1069,0	562,6	506,4	370,9	135,4	12,7
2001	1151,9	535,0	616,9	513,6	103,3	9,0
2002	1141,3	567,3	574,0	481,8	92,2	8,1
2003	732,9	520,9	212,0	324,1	-112,0	-15,3
2004	817,9	549,2	268,7	232,0	36,7	4,5
2005	696,2	536,6	159,7	187,1	-27,5	-3,9
2006	906,4	506,2	400,2	234,7	165,5	18,3
2007	1001,6	562,3	439,3	297,4	141,9	14,2
Moyenne	939,7	542,5	397,1	330,2	66,9	7,1

Tableau 3.5-2 : Termes du bilan de la station de Foy

La Figure 3.5-10 présente la valeur du terme de bouclage en fonction de celle de l'eau utile pour la station de Foy. Les quelques valeurs disponibles (de 2000 à 2007) indiquent une légère tendance vers un terme de bouclage positif, restant néanmoins faible. Un plus grand nombre de valeur est cependant nécessaire avant de tirer des conclusions définitives.

La valeur-limite pour l'eau utile, en dessous de laquelle la recharge annuelle des aquifères ne peut compenser le volume que ceux-ci perdent en alimentant les eaux de surface ne peut être interpolée graphiquement avec précision pour cette station. Celle-ci devrait probablement se situer entre 200 et 300 mm.

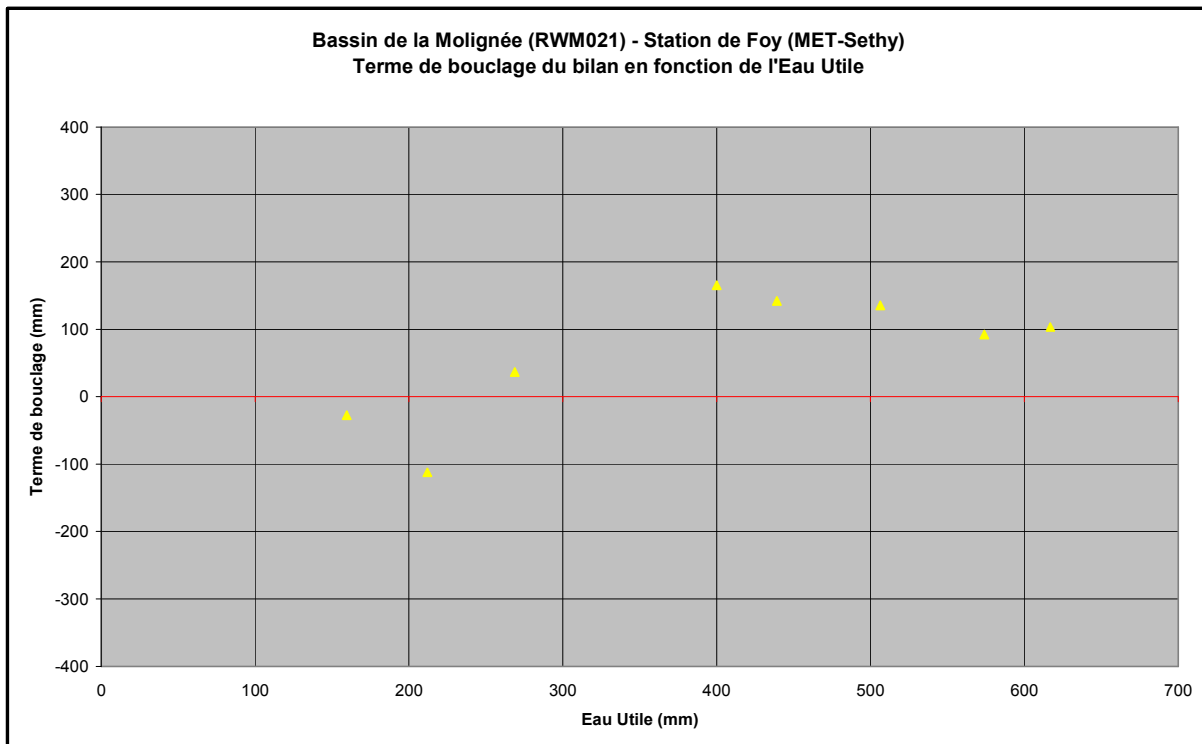


Figure 3.5-10 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Foy

3.5.5 Station de Warnant

La station limnimétrique de Warnant se situe à environ 4 km de la confluence de la Molignée et de la Meuse. Le bassin versant de cette station (Figure 3.5-1) est d'une superficie de 125 km², soit plus de 90 % du bassin versant total de la Molignée (136 km²). Contrairement aux deux stations situées plus en amont, celle de Warnant est assez ancienne. Une chronique limnimétrique continue est disponible depuis 1969. Les volumes échangés entre ce bassin et d'autre par le biais des captages est négligeable par rapport aux autres termes du bilan.

Afin de réaliser le bilan de la Molignée, le débit mensuel moyen à la station de Warnant a été calculé de janvier 1969 à décembre 2007. La Figure 3.5-11 présente son évolution, mise en parallèle à celle de l'eau utile. Le débit varie de 0,36 à 6,1 m³/sec.

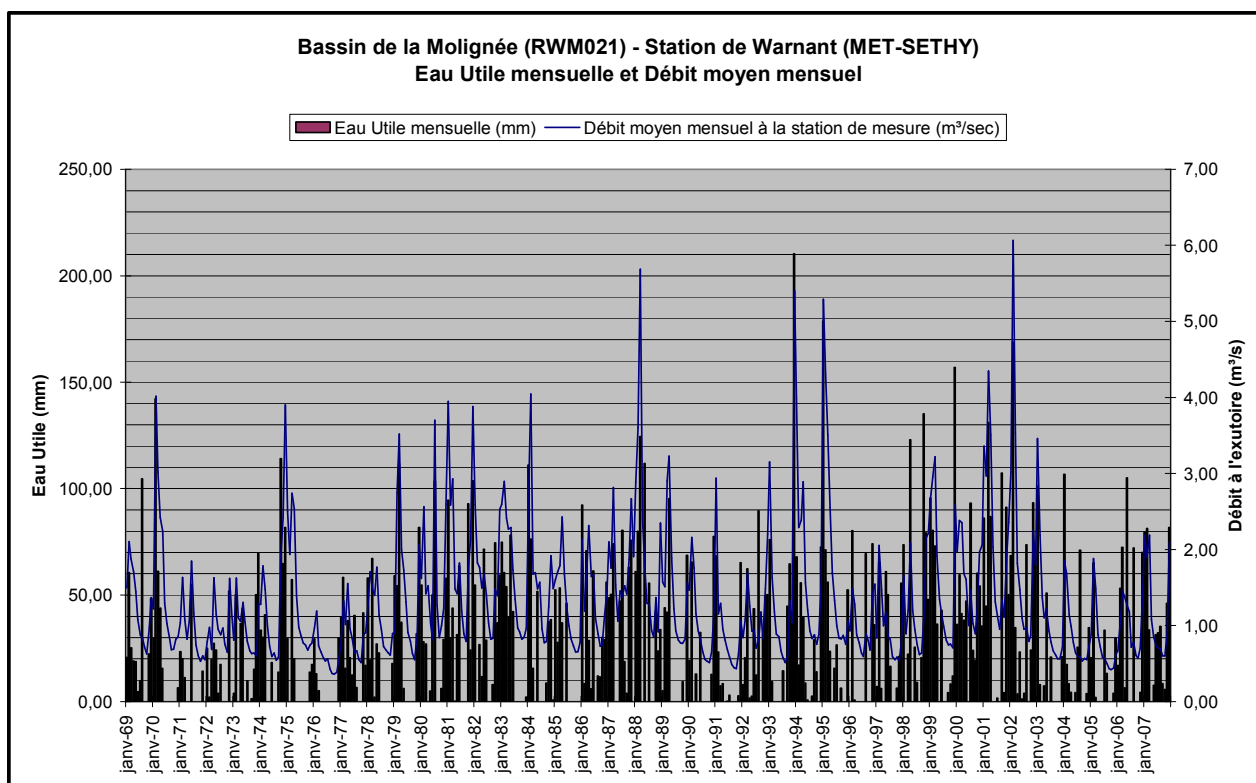


Figure 3.5-11 : Débit moyen mensuel à la station de Warnant et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 1969 à 2007 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ Q_{Warnant}	+ Q_{captages}	+ $\epsilon_{\text{fermeture}}$
875,5 mm	= 536,0 mm	+ 344,9 mm	+ <0,1 mm	- 5,5 mm
100 %	= 62 %	+ 40 %	+ 0 %	- 1 %

Le terme de bouclage pour les bilans annuels réalisés pour la station de Warnant est en moyenne de -1 % environ (Tableau 3.5-3). On peut donc considérer que le bilan boucle bien pour cette station.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1969	816,5	482,2	334,3	317,8	16,5	2,0
1970	823,8	524,6	299,2	405,8	-106,5	-12,9
1971	637,4	524,7	124,1	247,9	-123,8	-19,4
1972	749,0	571,4	171,5	250,4	-78,9	-10,5
1973	817,9	532,3	280,4	241,6	38,8	4,7
1974	975,2	578,4	396,8	327,0	69,8	7,2
1975	680,7	542,5	138,2	382,0	-243,8	-35,8
1976	556,5	479,0	77,5	155,4	-77,9	-14,0
1977	859,9	569,4	290,5	218,6	71,9	8,4
1978	751,0	536,4	214,6	277,8	-63,3	-8,4
1979	894,4	512,3	382,1	366,2	15,9	1,8
1980	898,0	536,4	361,6	406,6	-45,1	-5,0
1981	1013,6	529,5	484,1	507,2	-23,2	-2,3
1982	915,6	543,2	372,4	410,2	-37,8	-4,1
1983	874,5	523,0	351,5	436,3	-84,8	-9,7
1984	875,1	535,2	340,0	419,2	-79,3	-9,1
1985	702,0	488,9	216,7	324,3	-107,9	-15,4
1986	947,7	538,0	406,1	344,6	61,2	6,5
1987	983,6	527,0	462,1	446,5	15,3	1,6
1988	1110,6	572,6	532,5	526,5	5,7	0,5
1989	811,4	551,1	264,2	386,3	-122,3	-15,1
1990	783,4	559,1	220,3	262,4	-42,3	-5,4
1991	687,5	509,0	178,5	240,7	-62,5	-9,1
1992	927,2	555,2	371,9	281,3	90,3	9,7
1993	1003,8	542,3	461,5	340,4	120,8	12,0
1994	862,4	554,6	307,8	462,1	-154,6	-17,9
1995	971,9	541,4	430,5	505,6	-75,3	-7,7
1996	741,8	481,4	260,5	244,8	15,4	2,1
1997	816,4	527,1	289,2	243,6	45,7	5,6
1998	1090,2	554,2	536,0	309,9	226,0	20,7
1999	1055,5	546,2	509,3	410,8	98,4	9,3
2000	1072,4	563,6	508,9	418,5	90,3	8,4
2001	1137,3	533,9	603,4	547,1	56,3	5,0
2002	1134,4	567,1	567,2	519,8	47,5	4,2
2003	729,6	520,4	209,2	306,8	-97,6	-13,4
2004	824,2	548,2	276,0	222,5	53,5	6,5
2005	704,3	536,4	167,9	198,3	-30,4	-4,3
2006	904,4	504,1	400,3	240,2	160,1	17,7
2007	1004,9	561,7	443,1	297,9	145,3	14,5
Moyenne	875,5	536,0	339,5	344,9	-5,5	-0,6

Tableau 3.5-3 : Termes du bilan de la station de Warnant

Certaines années sont cependant exceptionnelles, comme 1975 où le terme de bouclage représente –36 % des précipitations et 1998 où celui-ci représente 21 % des précipitations. Ces anomalies s’expliquent par le fait que l’année 1975 est extrêmement sèche (138 mm d’eau utile) et l’année 1998 extrêmement pluvieuse (536 mm d’eau utile) ; les nappes se sont respectivement

vidée, alimentant ainsi les cours d'eau et générant un excès d'écoulement et remplie générant un important déficit d'écoulement.

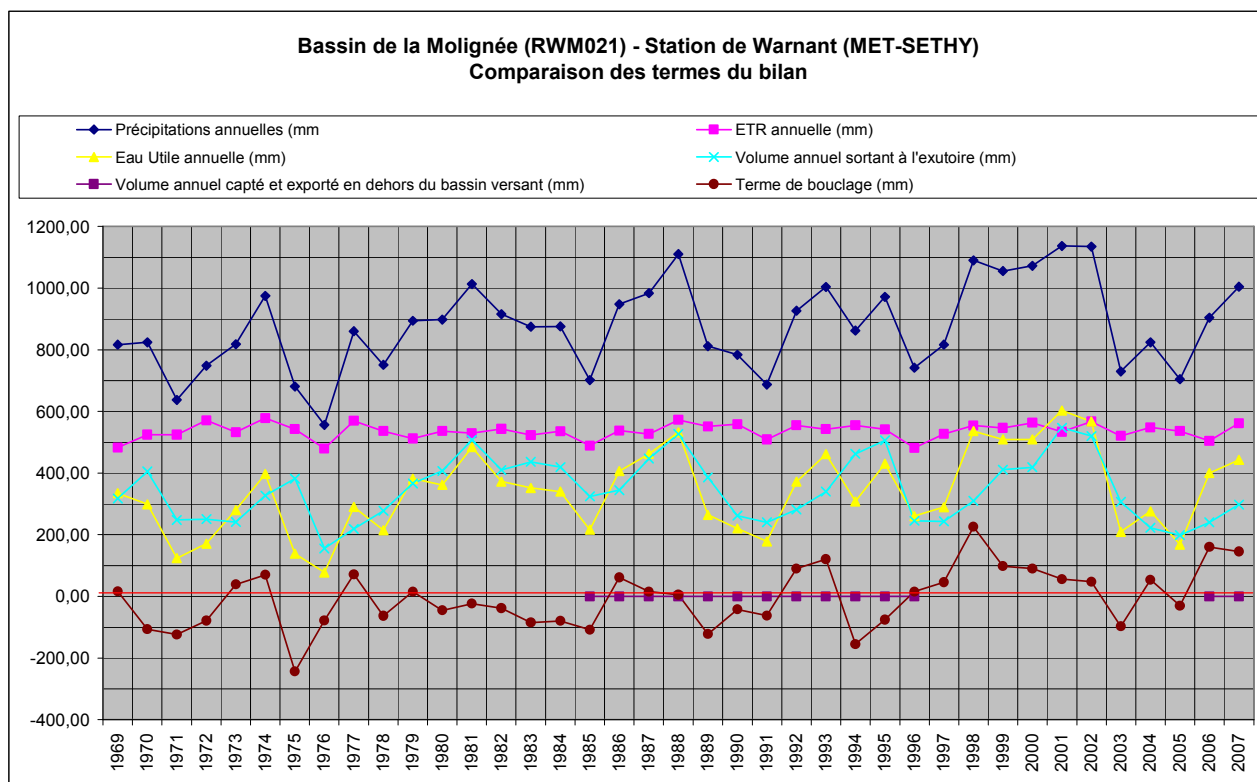


Figure 3.5-12 : Termes du bilan de la station de Warnant

La Figure.3.5-13 présente la valeur du terme de bouclage en fonction de celle de l'eau utile pour la station de Warnant. Contrairement aux stations de Foy et de Sosoye, un grand nombre de données est disponible pour cette station. Ces données sont réparties uniformément de part et d'autre du terme de bouclage nul indiquant une dynamique de l'aquifère : en période de forte précipitation ($EU > \pm 350$ mm) l'aquifère se recharge induisant un déficit d'écoulement tandis qu'en période de faible précipitation (eau utile $< \pm 350$ mm) l'aquifère contribue largement à alimenter les eaux de surface. Les années 1975 et 1998, décrites précédemment, sont des cas extrêmes de ce processus.

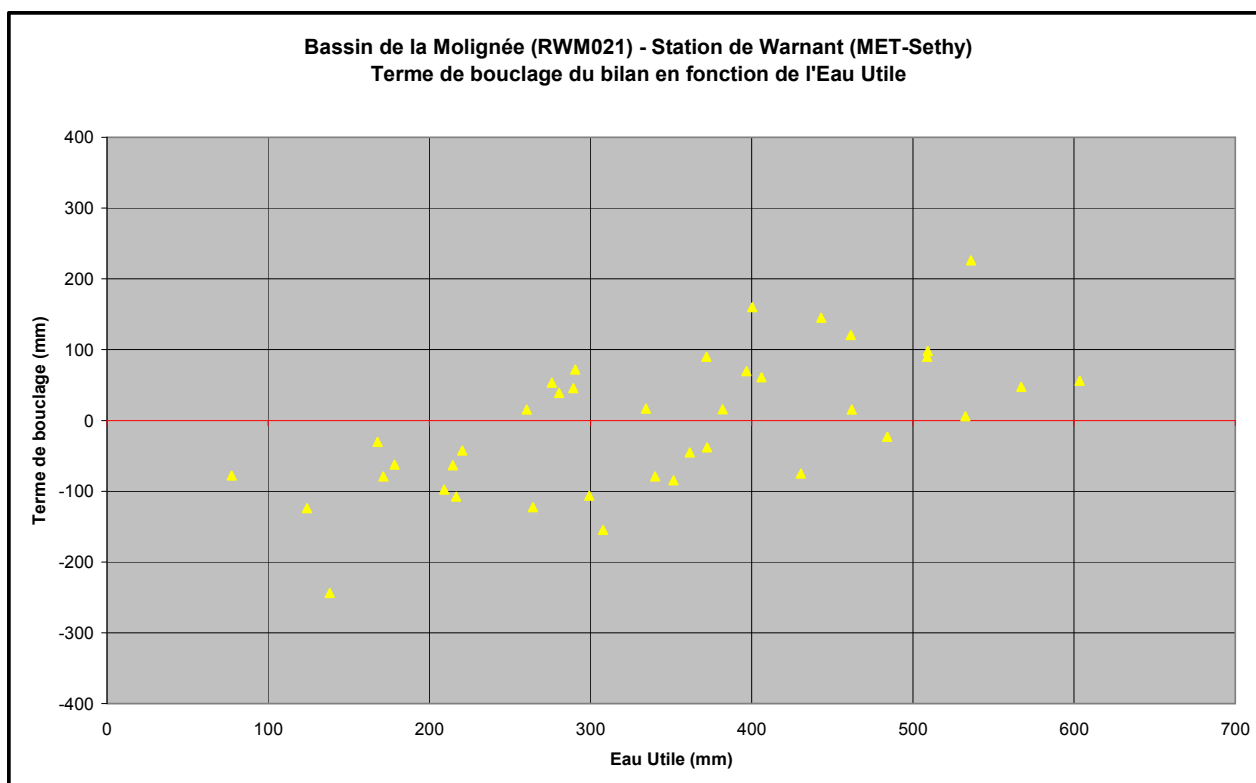


Figure.3.5-13 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station de Warnant

3.5.6 Station de Draisinnes

Cette station est située au droit des schistes houillers, en bordure des calcaires carbonifères, à plus ou moins un kilomètre à l'aval de la station de Warnant (Figure 3.5-1). La période considérée pour le calcul du bilan est une année hydrologique, couvrant une période entre octobre 2006 et septembre 2007. Le débit enregistré à cette station varie entre 0,12 et 7,61 m³/s. Comme pour la station de Warnant, les volumes importés ou exportés entre ce bassin et d'autre par le biais des captages sont négligeables par rapport aux autres termes du bilan (de l'ordre de 0,03% des précipitations).

Le bilan hydrologique donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Draisinnes}	+ ΔR	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
1002,1 mm	= 580,3 mm	+ 269,7 mm	+ 12,1 mm	+ 43,0 mm	+ 91,1 mm
100%	= 58%	+ 27%	+ 1,5%	+ 4,5%	+ 9%

Le terme de bouclage obtenu pour ce bilan est égal à 9% des précipitations, c'est-à-dire légèrement sous les 10% d'erreurs considérés sur le calcul.

3.5.7 Conclusions générales relatives au bassin versant de la Mollignée

Les termes de bouclage varient de manière similaire pour les stations de jaugeages du MET-Sethy (Foy, Sosoye et Warnant) implantées dans le bassin versant de la Mollignée (Figure 3.5-14). Malgré une chronique de débits plus faible, la station de Sosoye se démarque car elle indique un déficit d'écoulement significatif (14% des précipitations). Celui-ci se s'effectuerait en direction de la Meuse, vraisemblablement par le biais du synclinal calcaire situé le plus au Nord dans le bassin versant. Ce synclinal est séparé de la station de mesure par un seuil hydrogéologique que constitue l'affleurement d'un anticlinal de grès famennien. Le déficit observé à la station de Sosoye n'apparaît pas à la station de Warnant (les bilans réalisés à cette station bouclent parfaitement), signifiant que cette perte n'est pas significative à l'échelle du bassin versant total. Le jeu de données de débit (de 1969 à 2007) disponibles à la station de Warnant est assez important que pour donner une bonne objectivité aux conclusions relatives à l'ensemble du bassin de la Mollignée.

Les termes de bouclages calculés aux stations Synclin'EAU de Draisinnes et Serville sont tout deux situés en deçà des 10% d'erreur inhérent au calcul du bilan. La station de Serville affiche cependant un excédent d'écoulement (-5%) qui contraste avec ce qui est observé à la station de Foy pour les années 2006 et 2007 (respectivement 18,26% et 14,16%). Même si il est dangereux de comparer les termes de bouclage respectifs des deux stations du Flavion (l'un est calculé sur une année hydrologique, l'autre sur une année calendaire), on peut supposer que des pertes d'écoulement significatives en direction de la Meuse peuvent se produire entre la station de Serville et de Foy, qui s'effectueraient nécessairement par le biais des synclinaux calcaires. De plus, les études relatives aux interactions ESO-ESU (cf D3.52 et D4.52) indiquent que la plupart des affluents du Flavion sont perdant sur ce tronçon. Un suivi limnimétrique à long terme du Flavion à ces deux stations devrait permettre de confirmer ce déficit.

A l'échelle du bassin, les termes de bouclages calculés aux stations de Warnant et Draisinnes vont dans le sens d'une bonne fermeture du bilan.

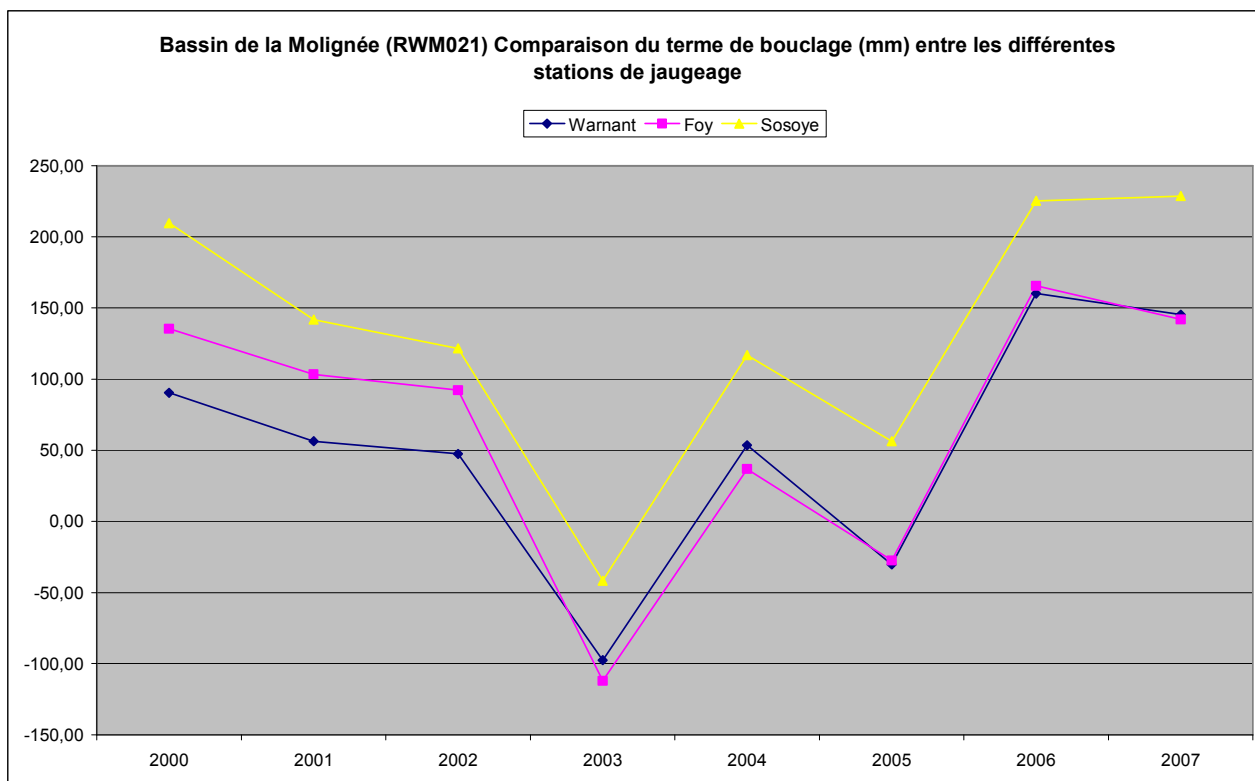


Figure 3.5-14 : Evolution du terme de bouclage du bilan pour les stations de Warnant, Foy et Sosoye

3.6 Bilan hydrologique pour le bassin du Féron

Le bassin versant du Féron, un affluent direct de la Meuse, borde la limite Sud du sous-bassin du Flavion, avec lequel il partage un synclinal calcaire karstique. La station limnimétrique a été mise en place à l'exutoire de ce bassin (Figure 3.6-1). Cette station est donc bien représentative de l'entièreté du bassin versant du Féron.

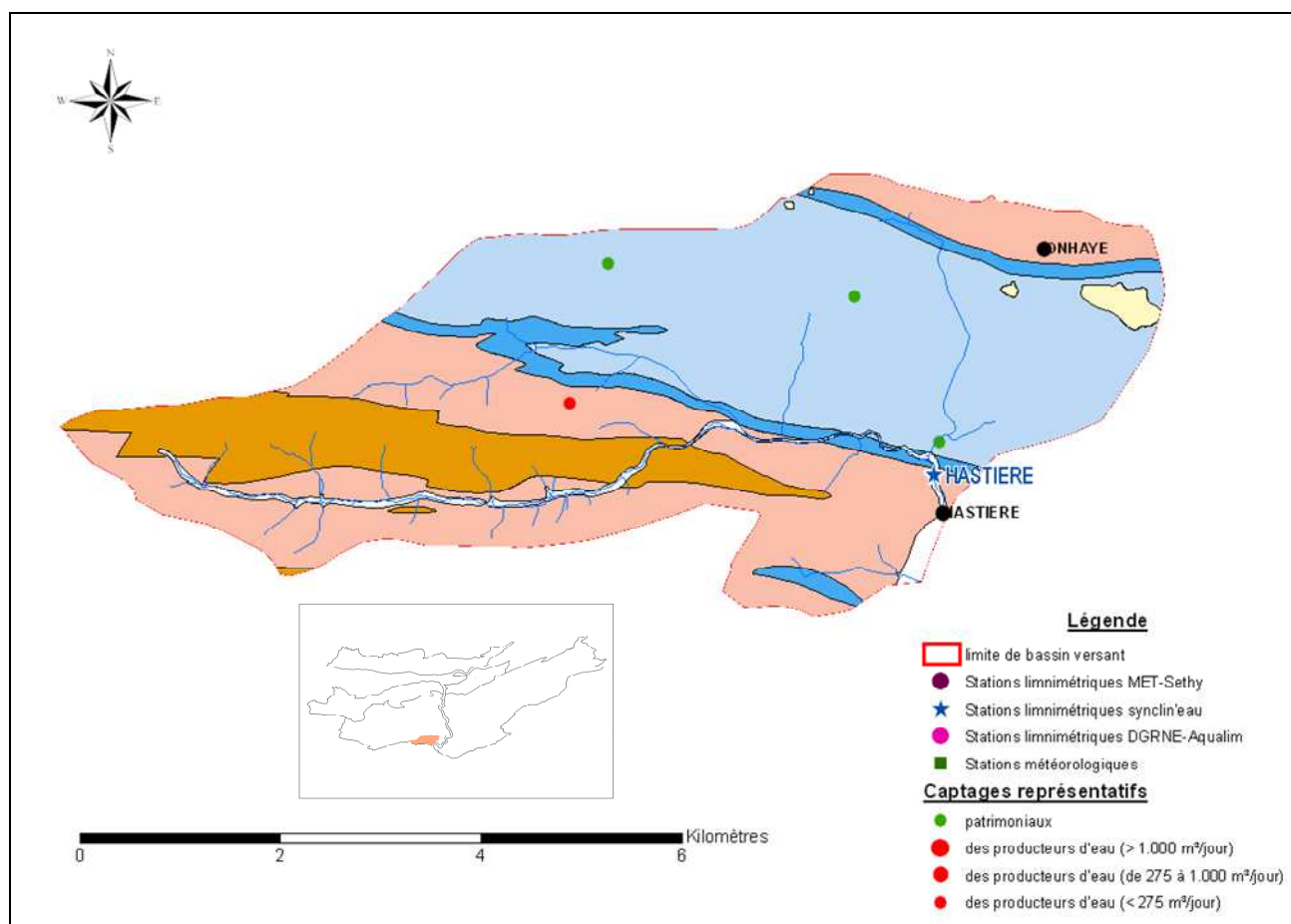


Figure 3.6-1 : Bassin hydrographique du Féron, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

La période considérée est une année hydrologique, couvrant une période entre octobre 2006 et septembre 2007. Le débit enregistré à cette station varie entre 2,39 et 0,12 m³/s. Il n'y a pas d'importants imports ou exports d'eau par le biais de captages de ou vers ce bassin versant. Le bilan hydrologique du Féron donne les valeurs suivantes :

P	=	ETR	+	$Q_{\text{Hastière}}$	+	ΔR	+	ΔStock	+	$\varepsilon_{\text{fermeture}}$
966,8 mm	=	580,2 mm	+	271,2 mm	+	5,9 mm	+	38,2 mm	+	71,3 mm
100 %	=	60 %	+	28 %	+	1 %	+	4 %	+	7 %

Le terme de bouclage, en deçà de 10%, indique que le bilan hydrologique du Féron ferme relativement bien. Cependant, la géologie du bassin pouvait laisser supposer un déficit d'écoulement plus important dû à une partie de ses eaux souterraines pouvant s'écouler directement vers l'est avec alimentation diffuse dans le lit de la Meuse.

3.7 Bilan hydrologique pour le bassin du Ruisseau du Colébi

Le Ruisseau de Falmagne, ou du Colébi, constitue un petit bassin versant en rive droite de la Meuse, entre Hastière et Dinant. Les eaux de surface, en provenance des crêtes famenniennes, s'infiltrèrent au droit des calcaires dinantiens à Falmignoul ; elles émergent à la résurgence de Naiwy à l'aval du canyon du Colebi. L'orientation du talweg est perpendiculaire à la direction des couches. Deux stations ont été mises en place dans le cadre du projet, la première en amont des pertes à Falmignoul et la seconde entre la résurgence et la Meuse (Figure 3.7-1).

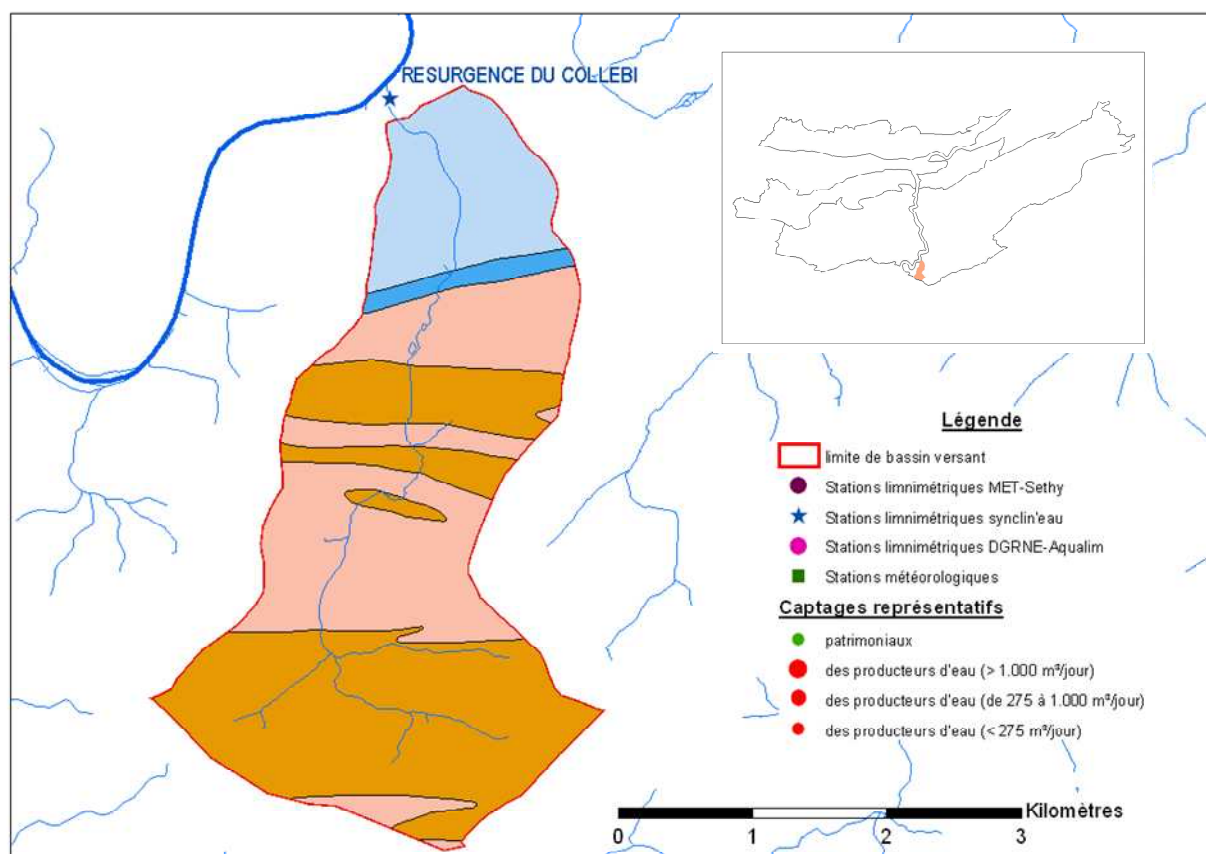


Figure 3.7-1 : Bassin hydrographique du Ruisseau de Falmagne, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

3.7.1 *Station de Falmignoul*

Malheureusement, des modifications permanentes de la section de jaugeage suite à des activités anthropiques (pêche, déboisement, ...) ont rendu les données à Falmignoul inutilisables. Un bilan hydrologique à cette station n'a, par conséquent, pas pu être réalisé.

3.7.2 Station du Ravin du Colébi

Le débit enregistré à cette station varie entre 0,60 et 0,02 m³/s. Aucun échange significatif n'est à signaler entre le bassin versant du ruisseau de Falmagne et les bassins voisins. Le bilan hydrologique, calculé sur une période entre octobre 2006 et septembre 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Colébi}	+ ΔR	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
1001,2 mm	= 579,6 mm	+ 326,5 mm	+ 48,7 mm	+ 42,3 mm	+ 4,16 mm
100 %	= 58 %	+ 33 %	+ 5 %	+ 4 %	+ <1 %

Le terme de bouclage, proche de 0, indique que le bilan hydrologique du Colébi ferme très bien. Les résultats d'un essai de traçage réalisé en février 2008 dans le cadre de ce projet (cf annexe sur les essais traçages effectués dans le cadre du projet Synclin'Eau), confirme la bonne fermeture du bilan. En effet, le taux élevé de restitution du traceur (proche de 100%) et indique qu'aucune perte significative ne s'effectue vers la nappe aquifère de la Meuse.

3.8 Bilan hydrologique pour le bassin de l'Iwagne

L'Iwagne, affluent de la Lesse, s'écoule dans la partie la plus méridionale de la masse d'eau souterraine RWM021. A l'exception du synclinal calcaire des « Mauvais Monts », situé au nord de Custinne, la grande majorité du bassin versant est localisée au droit de shales et de grès du Frasnien-Famennien. L'étude devrait permettre de comparer le comportement hydrogéologique de ce bassin par rapport aux bassins constitués majoritairement d'aquifères calcaires (Figure 3.8-1). Deux stations de jaugeages ont été mises en place : une première sur un affluent de L'Iwagne, qui draine une partie du synclinal calcaire, et une seconde à proximité de la confluence de l'Iwagne avec la Lesse.

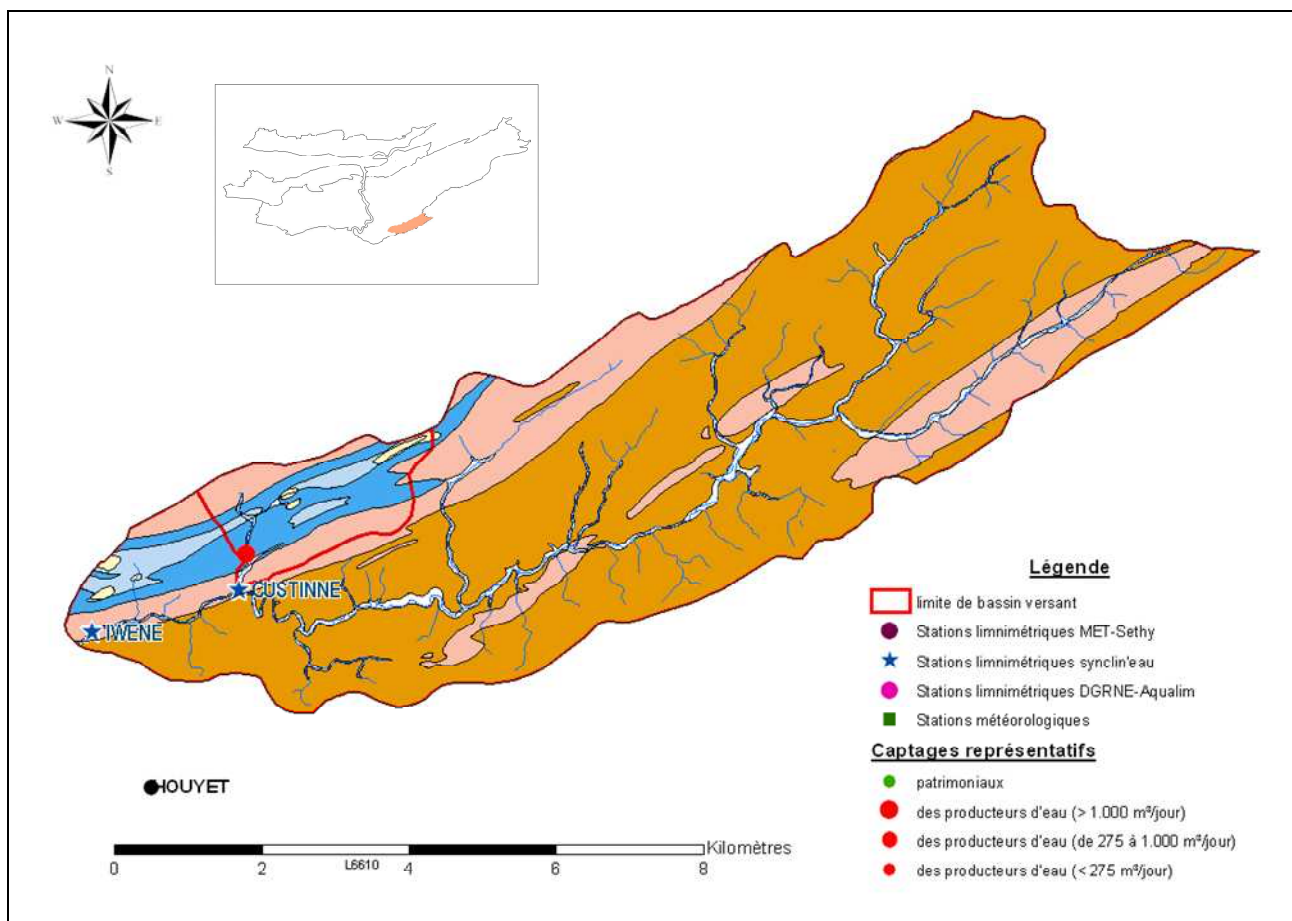


Figure 3.8-1 : Bassin hydrographique l'Iwagne, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

3.8.1 Station Synclin'EAU de Custinne

Le Ruisseau d'Al'Prée, affluent de l'Iwagne, traverse, du Nord au Sud, le synclinal des « Mauvais Monts ». Ce synclinal est bien individualisé grâce à un double ennoyage et est drainé par un seul cours d'eau, l'Al Prée, au bout duquel une station limnimétrique a été installée dans le cadre de ce projet. Le bassin versant de cette station est donc bien représentatif de la partie calcaire de bassin versant de l'Iwagne. La superficie du bassin versant de l'Al Prée est de 3,76 km², soit à peine 7% du bassin versant total de l'Iwagne.

Le captage SWDE Payenne G1, situé en amont de la station limnimétrique, exporte des volumes d'eau non négligeables à l'échelle du bassin. Le débit enregistré à cette station varie entre 0,016 et 0,16 m³/s. Le bilan hydrologique, calculé sur une période entre octobre 2006 et septembre 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Al Prée}	+ ΔR	+ Q _{exporté}	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
904,3 mm	= 574,9 mm	+ 279,1 mm	+ 44,9 mm	+ 61,8 mm	+ 38,7 mm	- 95,1 mm

100 % = 64 % + 31 % + 5 % + 7 % + 4 % -11%

Le terme de bouclage (-11%) indique que le bilan hydrologique de l'Al Prée présente un excès d'écoulement significatif. Ce résultat est interpellant pour deux raisons :

- l'étendue du synclinal calcaire dépasse clairement les limites du bassin hydrologique, ce qui, dans la plupart des cas, laisse présager un déficit plutôt qu'un excès d'écoulement.
- Les piézomètres situés à proximité du ruisseau affichent un niveau de nappe inférieur à la côte altimétrique de l'Al Prée, indiquant de fait la nature perdante du cours d'eau. Toutefois, le rabattement causé par le captage de Payenne peut avoir pour effet de biaiser localement le niveau piézométrique de la nappe.

Pour expliquer cet excès d'écoulement, nous supposons que l'Al Prée « draine » une zone plus vaste que son bassin hydrographique. Cette zone d'alimentation supplémentaire correspondrait à la partie occidentale du synclinal calcaire. La présence des formations hastariennes, qui composent la majorité du synclinal et dont certaines couches sont fort argileuses (donc peu perméable), aurait pour effet d'isoler la nappe des formations gréseuse qui l'entourent. Les eaux souterraines, au lieu de se déverser dans les aquifères voisins, s'écouleraient alors préférentiellement vers les points bas, tel le vallon du Ruisseau de l'Al Prée.

Il est également possible que le captage de Payenne draine des eaux souterraines situé au delà de la limite hydrographique du bassin. Cela signifierait que le terme de captage utilisé dans le bilan serait surévalué.

Rappelons enfin que la superficie du bassin de l'Al Prée est très faible (3,9km²). Puisque les débits mesurés à la station le sont également, la moindre « irrégularité » hydrologique entraîne nécessairement une erreur dans l'estimation des volumes sortant du bassin. Dans le cas présent, la station limnimétrique est située à proximité d'un étang. Le débordement de celui-ci lors d'intenses précipitations entraînerait un excès d'écoulement à la station, et expliquerait le terme de bouclage négatif sur le calcul du bilan.

3.8.2 Station Synclin'EAU de l'Iwène

Le bassin versant de l'Iwène (où Iwagne) est essentiellement composé de shales famenniens et frasniens, constituant une entité aquiclude. Le débit enregistré à cette station est par conséquent très variable (entre 0,07 et 4,2 m³/s), car fort dépendant du ruissellement de surface. Le bilan

hydrologique, calculé sur une période entre octobre 2006 et septembre 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Iwène}	+ ΔR	+ Q _{exporté}	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
1005,3 mm	=576,3 mm	+ 301,9 mm	+ 9,1 mm	+ 4,1 mm	+ 33,2 mm	+ 80,4 mm
100 %	= 57 %	+ 30 %	+ 1 %	+ < 1 %	+ 3 %	+ 8 %

Le terme de fermeture indique que le bilan ferme. On peut supposer que ce bassin versant n'échange que des volumes d'eau souterraine minimales avec les bassins voisins, le bassin étant situé majoritairement au droit d'un substratum de faible perméabilité limitant ainsi les échanges d'eau souterraine entre bassins. Le débit mesuré à la station limnimétrique étant 14 fois plus élevé qu'à la station de Custinne, il est normal que l'excès d'écoulement observé pour l'Al Prée ne transparaissent pas dans le bilan global de l'Iwagne.

Le taux d'infiltration, calculé grâce au rapport (écoulement de base annuel)/(surface du bassin versant), est estimé à 130mm, ce qui représente un coefficient d'infiltration de 33% de l'eau utile. A titre de comparaison, le coefficient d'infiltration calculé sur le bassin de l'Al Prée, dont le substrat est majoritairement composé de calcaires, est de l'ordre de 51% de l'eau utile.

3.9 Bilan hydrologique pour le bassin du Ruisseau de St-Hadelin

Le bassin du Ruisseau du Saint-Hadelin, d'une superficie de 30,3 km², est situé en rive droite de la Meuse, dans la masse d'eau RWM021, et borde la limite Nord du bassin de l'Iwagne (Figure 3.9-1). Le ruisseau est situé dans l'axe d'un synclinal calcaire et est alimenté par une série d'affluents s'écoulant depuis les crêtes topographiques, correspondant à des synclinaux gréseux. Une station limnimétrique a été implantée dans le cadre de ce projet à la confluence du St-Hadelin et de la Lesse. Aucun captage ne contribue à des transferts importants d'eau souterraine captée entre le bassin versant du St-Hadelin et d'autres bassins versants.

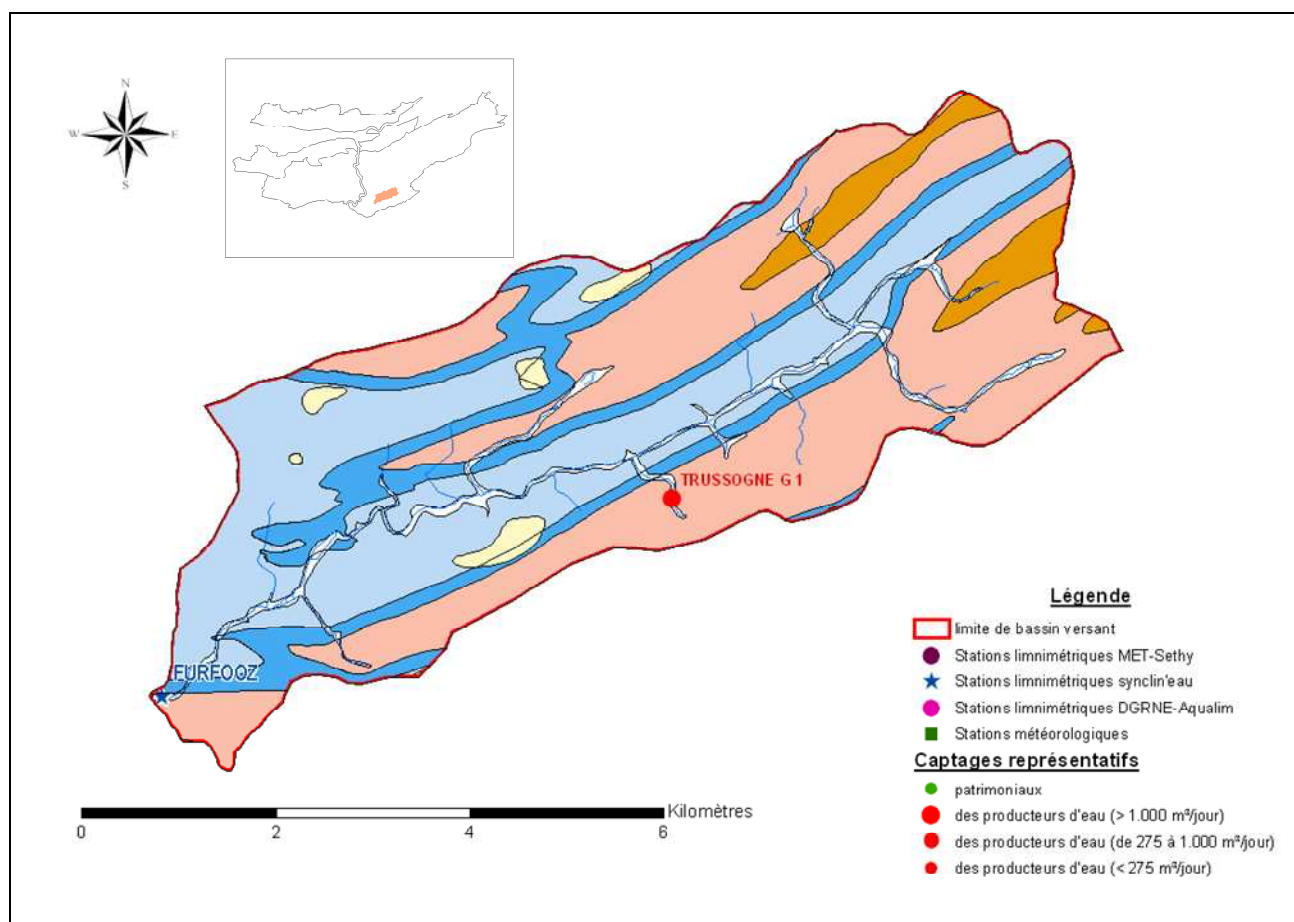


Figure 3.9-1 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Furfooz, sur le Ruisseau du St-Hadelin, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Le débit enregistré à cette station varie entre 0,19 et 0,95 m³/s. Le bilan hydrologique, calculé sur une période allant de septembre 2006 à août 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{St-Hadelin}	+ ΔR	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
931,0 mm	= 574,7 mm	+ 285,9 mm	- 0,2 mm	+ 44,4 mm	+ 26,3 mm
100 %	= 62 %	+ 31 %	- < 1%	+ 5 %	+ 3 %

Le faible terme de fermeture (3% des précipitations) indique que le bilan ferme très bien et confirme les résultats de bilans antérieurs réalisés sur ce cours d'eau (Hallet, 1984 ; De Schepper, 2007). Dans le cadre du projet Synclin'EAU des traçages supplémentaires ont été réalisés dans ce bassin versant. Ils sont explicités dans un délibérable spécifique intitulé « Compte rendu des essais de traçages Synclin'EAU ».

3.10 Bilan hydrologique pour le bassin versant des Fonds de Leffe

Le Bassin des Fonds de Leffe est bordé au Nord par le bassin du Bocq et au Sud par le bassin du Ravin sec de Sorinnes. Il est traversé par un synclinal calcaire orienté Est-Ouest, au sein duquel s'écoule la majeure partie de la rivière. Celle-ci se jette en rive droite de la Meuse, à l'aval immédiat de la ville de Dinant. Les caractéristiques hydrogéologiques du bassin versant sont analogues à celles du ruisseau du Saint-Hadelin (système condruzien typique).

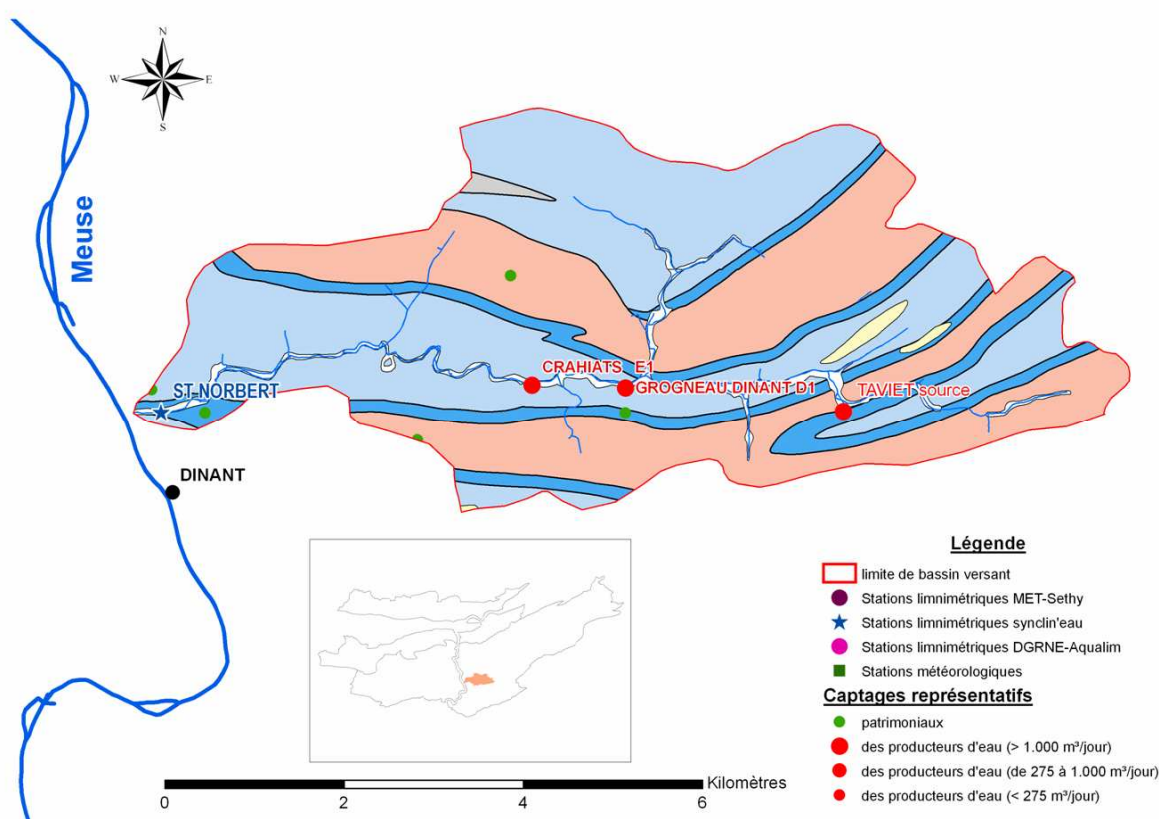


Figure 3.10-1 : Bassin hydrographique du Fond de Leffe avec indication des captages et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisée dans le cadre du calcul du bilan.

Le captage de Grogneau-Dinant de la SWDE exporte des volumes d'eau non négligeables vers la ville de Dinant (303 000 m³ en 2006). Remarquons également qu'une importante source émerge à Taviet à hauteur de la formation du Pont d'Arcole. Celle-ci, ainsi qu'un puits tout proche, sont captés par l'AIEC (223 000 m³ en 2006) et alimente principalement la zone de Taviet, située au sein du bassin versant.

Dans le cadre de ce projet, une station de jaugeage a été mise en place au niveau de l'Abbaye de Leffe (St-Norbert) à l'exutoire du bassin versant, au droit d'une limite hydrogéologique. Le débit enregistré à cette station varie entre 0,13 et 0,76 m³/s. Le bilan hydrologique, calculé sur une période allant de juillet 2006 à avril 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Leffe}	+ΔR	+ ΔStock	+Q _{exporté}	+ ε _{fermeture}
806,5 mm	= 453,5 mm	+ 211,2 mm	+35,0 mm	+ 4,8 mm	+ 8,3 mm	+ 94 mm
100 %	= 56 %	+ 26 %	+4 %	+ 1 %	+ 1 %	+ 12 %

Le terme de bouclage (12%) est au-delà des 10% d'erreurs inhérent au calcul du bilan. Cela indique clairement un déficit d'écoulement. Ces pertes se font probablement par le nord du bassin, au droit des calcaires carbonifères, en direction de la Meuse. L'étude portant sur les interactions ESO-ESU (cf D3.51) indique par ailleurs la nature perdante de l'affluent s'écoulant sur le plateau calcaire. Des pertes d'écoulements sont éventuellement possibles à l'exutoire du bassin versant. Cependant, il est démontré que le Ruisseau de Leffe au sein du synclinal calcaire est majoritairement drainant, ce qui laisse supposer que les pertes seraient uniquement limitées à la partie septentrionale du bassin.

3.11 Bilan hydrologique pour le bassin du Bocq

3.11.1 *Description générale du bassin versant*

Le bassin versant du Bocq, d'une superficie de 236 km², est situé en rive droite de la Haute Meuse, dans la Masse d'eau RWM021 (Figure 3.11-1). Il est situé au droit de plusieurs synclinaux de calcaires carbonifères et anticlinaux de grès famenniens. La partie la plus en aval de ce bassin est située en partie sur des formations détritiques du Dévonien moyen et inférieur. Comme pour le bassin du Burnot, il est probable que des transferts d'eau souterraine aient cours entre le bassin du Bocq et ses voisins, voire directement vers la Meuse, au niveau des synclinaux calcaires (orientés W-E).

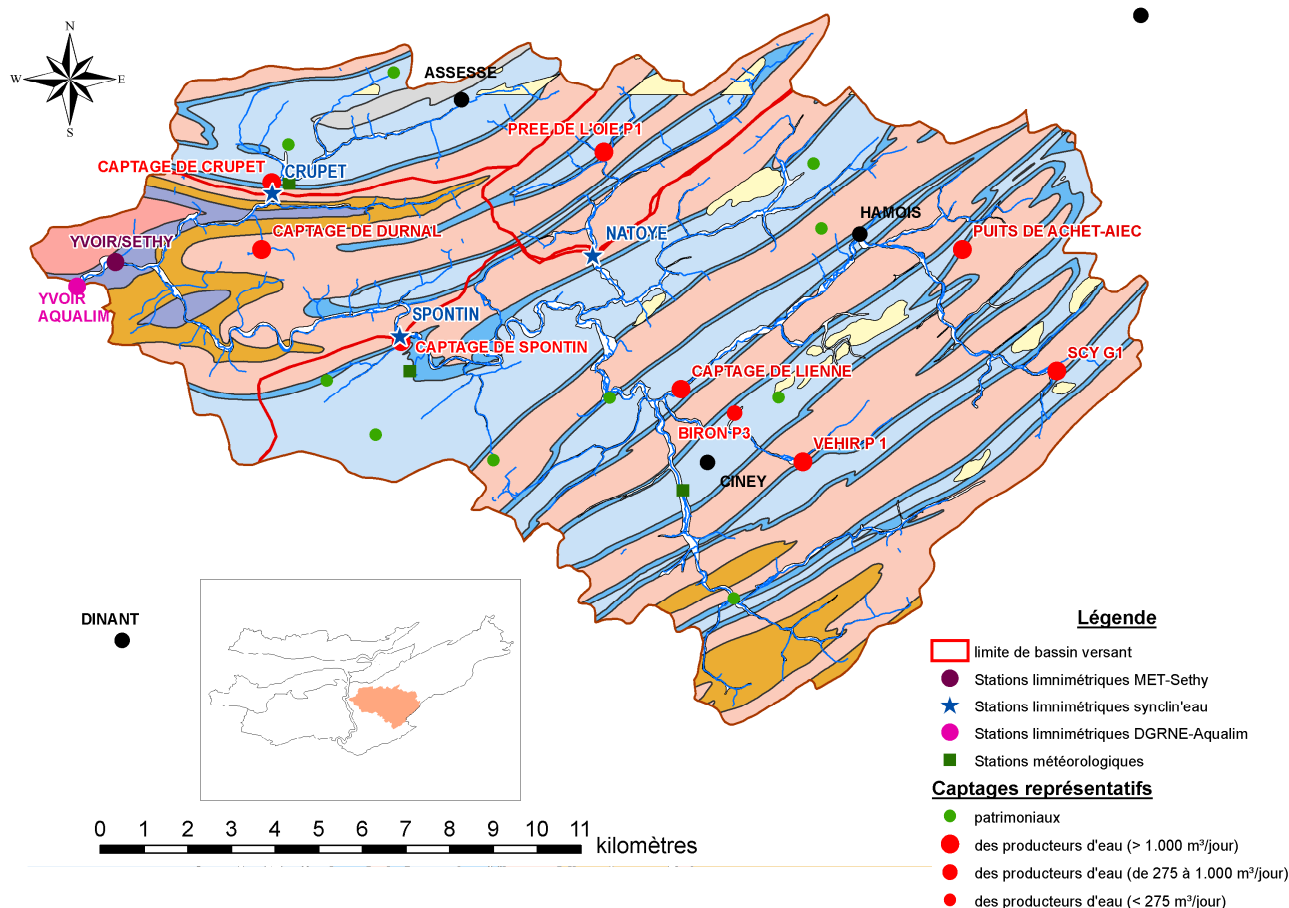


Figure 3.11-1 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de la DGRNE-Aqualim d'Yvoir, sur le Bocq, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Deux stations limnimétriques ont été installées dans la partie aval du bassin, à Yvoir. La première est gérée par le MET-Sethy tandis que la seconde, située à moins d'un kilomètre à l'aval, appartient à la DGRNE-Aqualim. Dans le cadre du projet Synclin'eau, quatre stations limnimétriques ont été installées à Crupet, Natoye, Spontin et Braibant, afin de mieux comprendre le comportement du Bocq dans sa partie amont, et au droit de ses principaux affluents.

Plusieurs captages importants réalisent des échanges entre le bassin versant du Bocq et d'autres bassins. Ces échanges sont principalement un export d'eau vers d'autres bassins par le biais des captages de la société Vivaqua situés, entre autres, à Spontin et Crupet ; ils alimentent la région bruxelloise en eau potable.

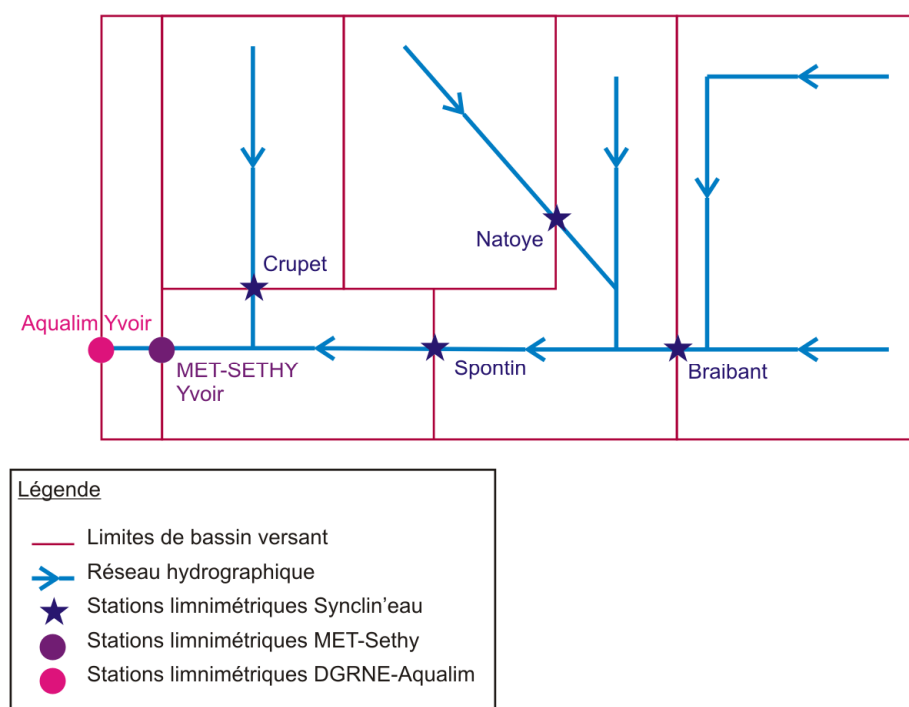


Figure 3.11-2 : Schéma synoptique des sous-bassins appartenant au bassin du Bocq.

Les transferts entre le bassin du Bocq et les bassins extérieurs ont été déterminés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998). L'étude porte sur la période 1985 – 1996. Les données ont été extrapolées (utilisation de la moyenne des données disponibles) pour les périodes non couvertes par l'étude. Les volumes captés et exportés varient peu d'une année à l'autre. L'utilisation de leur moyenne pour compenser les données manquantes ne devrait donc pas entraîner d'erreur importante.

Les transferts sont les suivants :

- Import : le seul import à prendre en compte est celui du captage de Flostoy-Barsy, à Havelange (environ 115 000 m³/an, soit 0,49 mm)².
- Exports : trois captages de Vivaqua (ex-CIBE) exportent des volumes d'eau relativement importants en dehors du bassin du Bocq, vers l'Escaut. Il s'agit des captages de Spontin (environ 9 000 000 m³/an, soit 38,13 mm), de Crupey (environ 4 000 000 m³/an, soit 16,95 mm) et de Lienne (environ 4 000 000 m³/an). Le captage de Scy alimente quant à lui plusieurs entités situées dans les bassins de l'Ourthe, du Hoyoux et de la Lesse. Le volume exporté par ce captage est de 273 000 m³/an (soit 1,16 mm), environ.

² Moyenne des données annuelles pour la période 1985 - 1996

3.11.2 Station Synclin'EAU de « Crupet ».

Le Crupet est situé dans la partie méridionale du bassin du Bocq et l'un de ses principaux affluents. La structure géologique du bassin est de type condruzienne : un synclinal calcaire ennoyé vers l'Est traverse le bassin tandis que les anticlinaux gréseux forment les crêtes topographiques. Une station limnimétrique a été installée en bordure du synclinal, à quelques kilomètres de la confluence avec le Bocq, et à quelques centaines de mètres seulement à l'aval du captage de Crupet de Vivaqua (Figure 3.11-3). Ce dernier est un captage par gravité situé juste au droit d'un seuil hydrogéologique.

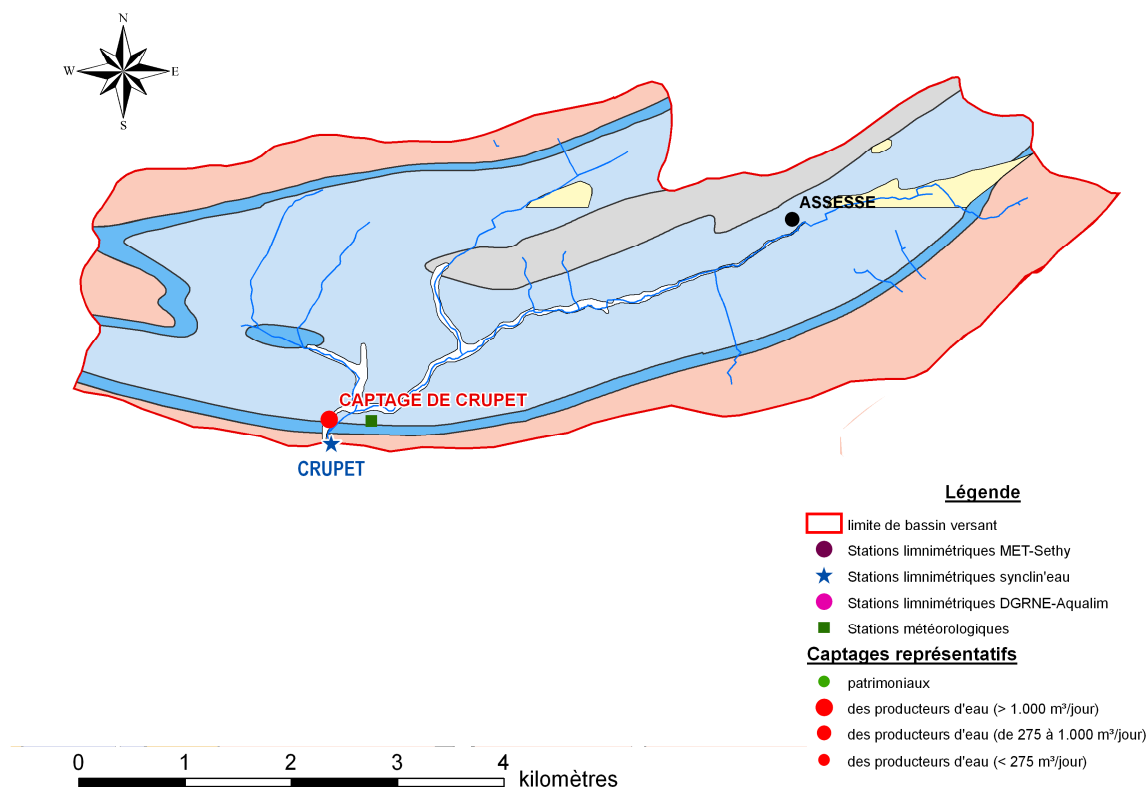


Figure 3.11-3 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Crupet, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

Les débits mesurés à cette station varient entre 0,03 et 1,34 m³/s. Le bilan hydrologique, calculé sur une période allant d'octobre 2006 à septembre 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Crupet}	+ ΔR	+Q _{exporté}	+ΔStock	+ε _{fermeture}
997,6 mm	= 581,6 mm	+ 160,2 mm	+ 21,3 mm	+206,3 mm	+ 33,2 mm	-5 mm

100%	= 58 %	+ 16 %	+ 2 %	+21 %	+ 3 %	-<1%
------	--------	--------	-------	-------	-------	------

Le terme de bouclage (-0,5% des précipitations), en tenant compte des volumes captés, reste très faible et indique une très bonne fermeture du bilan. Remarquons que le volume capté par les galeries drainantes de Vivaqua est plus élevé que le volume écoulé à la station de Crupet (206mm contre 160mm). En négligeant le terme de captage, le bassin présente un déficit d'écoulement égal à 22%. Les conséquences de cet important captage sur le débit du Crupet sont explicitées dans le rapport concernant les interactions ESU-ESO (délivrables D3.52 et D4.52).

3.11.3 Station Synclin'Eau de Natoye

Au même titre que le Crupet, le Petit Bocq est un des principaux affluents du Bocq. Son bassin versant est traversé par deux synclinaux calcaires, dans lesquels s'écoulent principalement le Petit Bocq et ses affluents (Figure 3.11-4). Ces derniers sont alimentés par une série de sources s'écoulant depuis les crêtes topographiques, correspondant à des anticlinaux gréseux. Dans le cadre de ce projet, une station limnimétrique a été installée à un kilomètre de la confluence avec le Bocq, dans le village de Natoye, au droit d'une limite hydrogéologique, de manière à individualiser l'effet des deux synclinaux calcaires sur le bilan hydrologique. Le débit enregistré à cette station varie entre 1 et 3,2 m³/s.

Un captage appartenant à la SWDE, Pré de l'Oie, alimente la commune d'Assesse, qui englobe le bassin du Petit Bocq et le bassin du Crupet. Dans le calcul du bilan, nous considérons que la totalité des eaux captées est exportée hors du bassin versant.

Le bilan hydrologique, calculé sur une période allant d'octobre 2006 à septembre 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Petit Bocq}	+ ΔR	+ Q _{exporté}	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
1057,2 mm	= 583,4 mm	+ 406,0 mm	+ 8,6 mm	+ 22,8 mm	+ 42,1 mm	- 5,7 mm
100 %	= 55 %	+ 39 %	+ 1 %	+ 2 %	+ 3 %	- < 1 %

A l'instar du Crupet, le terme de bouclage du Petit Bocq (-0,53% des précipitations) est très faible et indique une très bonne fermeture du bilan.

3.11.4 Station Synclin'EAU de Braibant

Malheureusement, les données récoltées à la station de Braibant, localisée à l'amont du principal synclinal calcaire, se sont avérées inutilisables. La modification constante de la section (érosion des berges, végétations, ...) n'a pas permis d'établir une courbe de tarage fiable. Par conséquent, aucun bilan n'a donc été réalisé pour cette station du Bocq.

3.11.5 Station Synclin'EAU de Spontin

Le bassin versant associé à la station de Spontin (74% de la superficie totale du bassin versant), situé à quatre kilomètres à l'aval de la confluence du Petit Bocq et du Bocq, est caractérisé par une succession d'anticlinaux gréseux et de synclinaux calcaires, tous orientés NE-SO. Cette station se trouve à proximité d'une limite hydrogéologique, au droit des formations hastariennes (Etage Tournaisien), afin de bien individualiser l'effet des synclinaux calcaires. Ces derniers traversent le bassin versant de part en part (Figure 3.11-4).

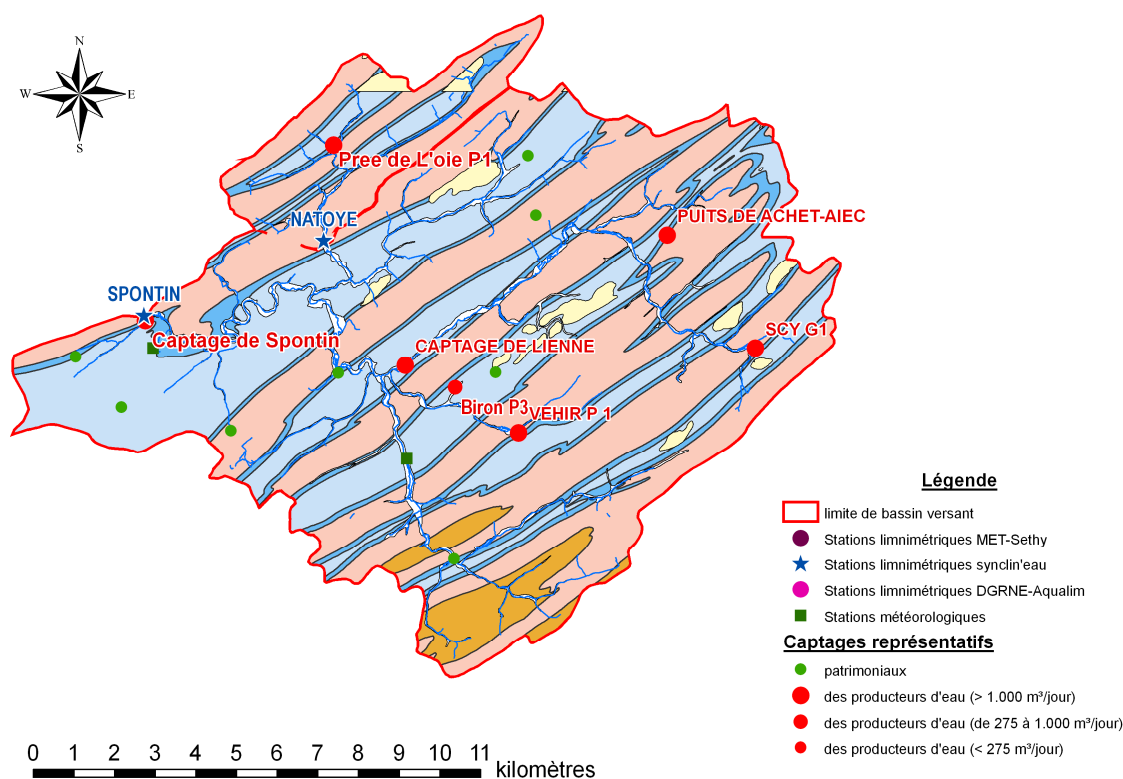


Figure 3.11-4 : Bassin hydrographique de la station limnimétrique de Spontin et Natoye, avec indication des captages représentatifs et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan

Le captage de Spontin de Vivaqua, situé à une centaine de mètres à peine en amont de la station limnimétrique, contribue à l'export de volumes d'eau non négligeables à l'échelle du bassin. Ce captage est donc pris en compte dans le calcul du bilan.

Le débit enregistré à cette station varie entre 0,47 et 6,81 m³/s. Le bilan hydrologique, calculé sur une période allant d'octobre 2006 à septembre 2007, donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Spontin}	+ ΔR	+ Q _{exporté}	+ ΔStock	+ ε _{fermeture}
1093,8 mm	= 580,0 mm	+ 312,6 mm	+ 44,2 mm	+ 63,3 mm	+ 41,5 mm	+ 75,5 mm
100 %	= 53 %	+ 29 %	+ 4 %	+ 6 %	+ 4 %	+ 4 %

Le terme de bouclage (4,1% des précipitations), en tenant compte des volumes captés, est faible (moins de 10%) et indique ainsi une bonne fermeture du bilan, malgré la présence de nombreux synclinaux calcaires s'étendant vers l'extérieur du bassin.

3.11.6 Station MET-SETHY d'Yvoir

Cette station est située dans la partie la plus en aval du bassin versant du Bocq, légèrement en amont du village d'Yvoir. Le bassin de cette station est de 230 km², soit 97 % de la surface totale du bassin du Bocq.

Afin de réaliser le bilan du Bocq, le débit mensuel moyen à la station MET-SETHY d'Yvoir a été calculé de décembre 1978 à décembre 2007. La Figure 3.11-5 présente son évolution, mise en parallèle à celle de l'eau utile. Le débit varie de 0,81 à 10,51 m³/sec.

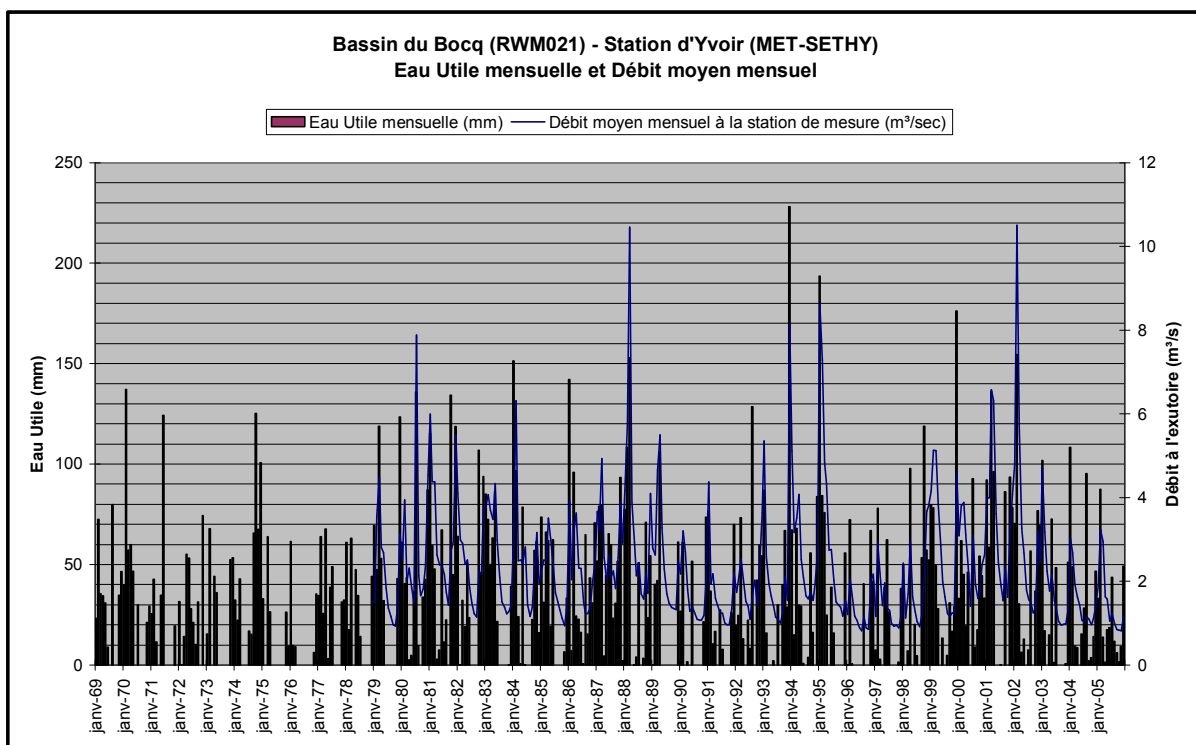


Figure 3.11-5 : Débit moyen mensuel à la station d'Yvoir (MET-SETHY) et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 1979 à 2007 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ Q_{Yvoir}	+ $Q_{exporté}$	+ $\epsilon_{fermeture}$
967,1 mm	= 535,4 mm	+ 324,7 mm	+ 63,4 mm	+ 43,6 mm
100 %	= 55 %	+ 34 %	+ 6 %	+ 5 %

Le terme de bouclage pour cette station de jaugeage est, en moyenne, de 5 % (Tableau 3.11-1) des précipitations à peine. On peut donc considérer que le bilan boucle bien. Il semble donc qu'il n'y ait pas de perte ou de gain en eau souterraine au niveau des synclinaux calcaires. Il est également possible que des gains et des pertes existent mais alors ceux-ci sont équivalents et s'annulent.

Certaines années peuvent cependant être déficitaires ou au contraire présenter un excédent d'écoulement (Figure 3.11-6). Un bilan déficitaire ou excédentaire ne se présente néanmoins jamais pour un grand nombre d'années consécutives (jamais plus de deux ou trois ans). L'hypothèse d'une vidange des aquifères au cours d'une année plus sèche et de leur réalimentation les années suivantes est applicable au bassin du Bocq.

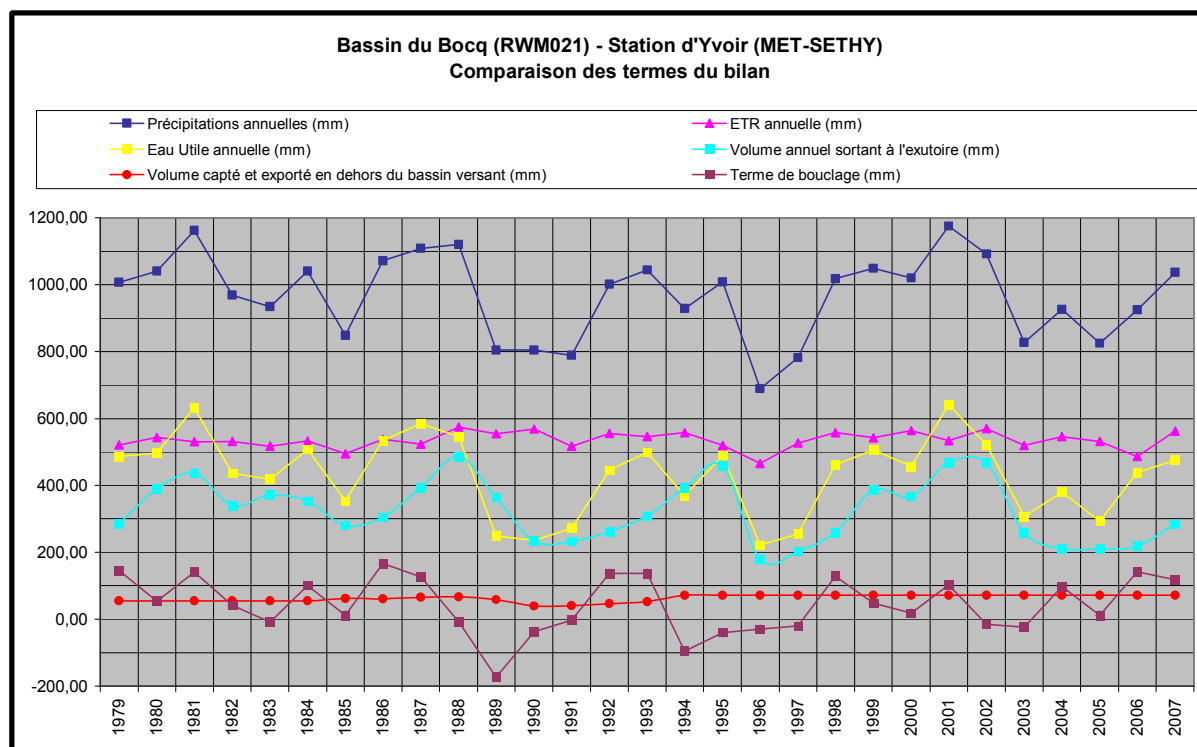


Figure 3.11-6 : Termes du bilan de la station d'Yvoir (MET-Sethy)

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant (mm)</u>	<u>Export captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1979	1007,3	520,4	486,8	286,6	55,0	145,2	14,4
1980	1040,5	543,0	497,6	388,8	55,0	53,8	5,2
1981	1162,1	530,2	631,8	436,4	55,0	140,5	12,1
1982	968,5	532,0	436,5	339,5	55,0	42,0	4,3
1983	934,7	516,8	417,9	370,6	55,0	-7,7	-0,8
1984	1040,6	532,6	508,0	352,4	55,0	100,6	9,7
1985	848,4	494,2	354,2	280,5	62,0	11,7	1,4
1986	1071,7	537,2	534,5	305,5	61,4	167,6	15,6
1987	1108,4	522,9	585,5	393,9	65,6	126,0	11,4
1988	1120,2	574,1	546,1	486,0	67,3	-7,3	-0,7
1989	803,9	554,5	249,4	363,3	59,0	-172,8	-21,5
1990	804,7	568,9	235,9	233,9	39,2	-37,3	-4,6
1991	788,7	517,5	271,3	232,6	41,3	-2,6	-0,3
1992	1001,1	555,4	445,7	262,0	46,6	137,2	13,7
1993	1043,7	545,5	498,3	308,4	52,4	137,4	13,2
1994	928,1	558,3	369,8	393,2	60,0	-83,4	-9,0
1995	1008,1	519,2	488,9	457,5	64,1	-32,7	-3,2
1996	688,4	466,4	221,9	179,2	47,8	-5,1	-0,7
1997	781,8	526,8	255,0	203,3	55,0	-3,3	-0,4
1998	1018,2	557,4	460,8	259,6	55,0	146,2	14,4
1999	1049,1	542,8	506,3	386,4	55,0	64,9	6,2
2000	1020,1	563,5	456,7	366,6	55,0	35,1	3,4
2001	1174,6	533,5	641,1	466,9	55,0	119,3	10,2
2002	1092,1	569,9	522,2	465,8	55,0	1,4	0,1
2003	827,0	519,4	307,6	259,5	55,0	-6,9	-0,8
2004	925,9	545,6	380,3	210,6	55,0	114,7	12,4
2005	825,0	531,6	293,5	209,3	55,0	29,1	3,5
2006	926,0	486,1	439,9	228,5	55,5	155,9	16,8
2007	1039,3	562,0	477,3	289,2	55,5	132,6	12,8
Moyenne	967,2	535,4	431,7	324,7	55,3	51,8	5,4

Tableau 3.11-1 : Termes du bilan de la station d'Yvoir (MET-Sethy)

La Figure 3.11-7 présente la valeur du terme de bouclage en fonction de celle de l'eau utile pour la station d'Yvoir. Les points se situent très majoritairement dans la zone des termes de bouclage positifs. Ceci tend à indiquer un déficit global en écoulement. Il y aurait donc bien des pertes en eau souterraine au profit du bassin direct de la Meuse dans la partie Ouest du bassin du Bocq et/ou vers l'Est, au sein des synclinaux de calcaires carbonifères, contrairement à ce que laisse croire le calcul de la moyenne du terme de bouclage entre 1979 et 2007.

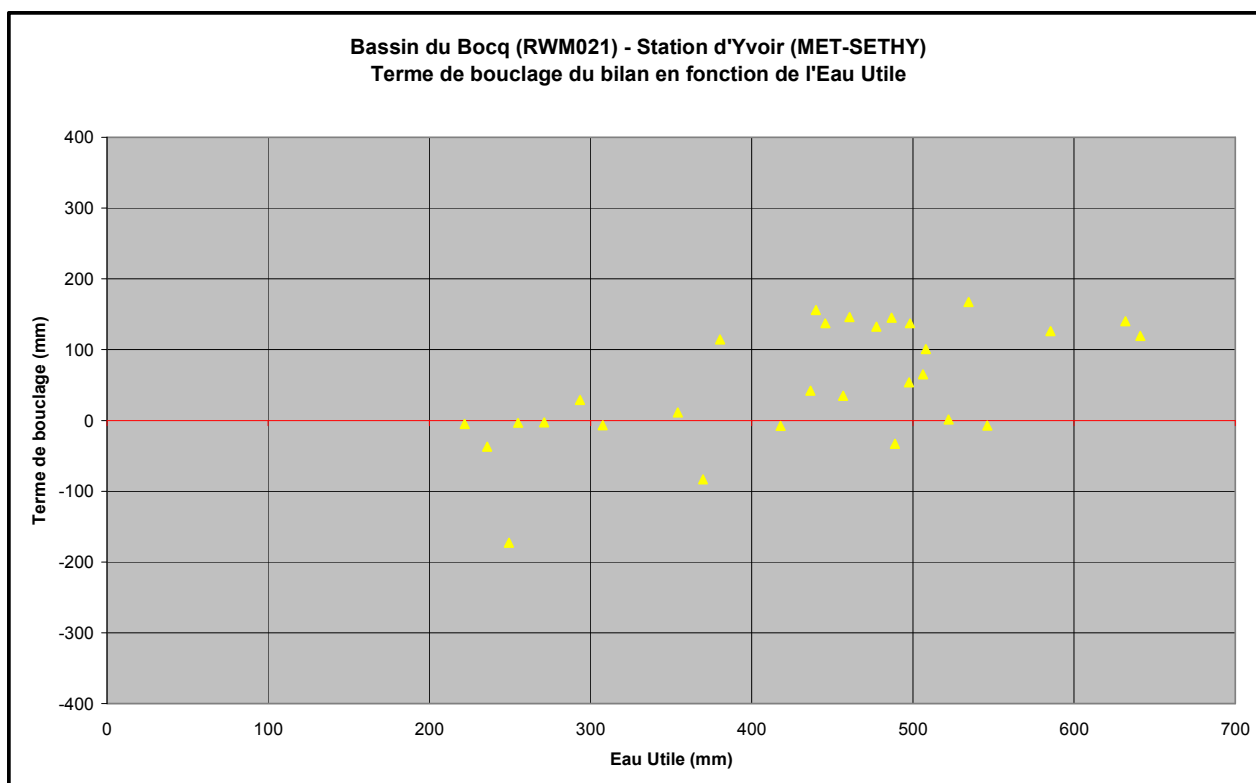


Figure 3.11-7 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station d'Yvoir (MET-SETHY)

3.11.7 Station DGRNE-Aqualim d'Yvoir

La station limnimétrique de la DGRNE-Aqualim, à Yvoir, est située juste à l'amont du village d'Yvoir et à proximité de la confluence du Bocq et de la Meuse (Figure 3.11-1). Elle est également située un kilomètre à peine plus en aval que la station du MET-Sethy sur le Bocq. Aucun affluent important ne rejoint le Bocq entre ces deux stations. On peut donc s'attendre à des conclusions identiques.

Afin de réaliser le bilan du Bocq, le débit mensuel moyen à la station DGRNE-Aqualim d'Yvoir a été calculé de décembre 1978 à décembre 2007. La Figure 3.11-8 présente son évolution, mise en parallèle à celle de l'eau utile. Le débit varie de 0,26 à 9,34 m³/sec. Notons que ces valeurs sont plus faibles que celles de la station du MET-SETHY.

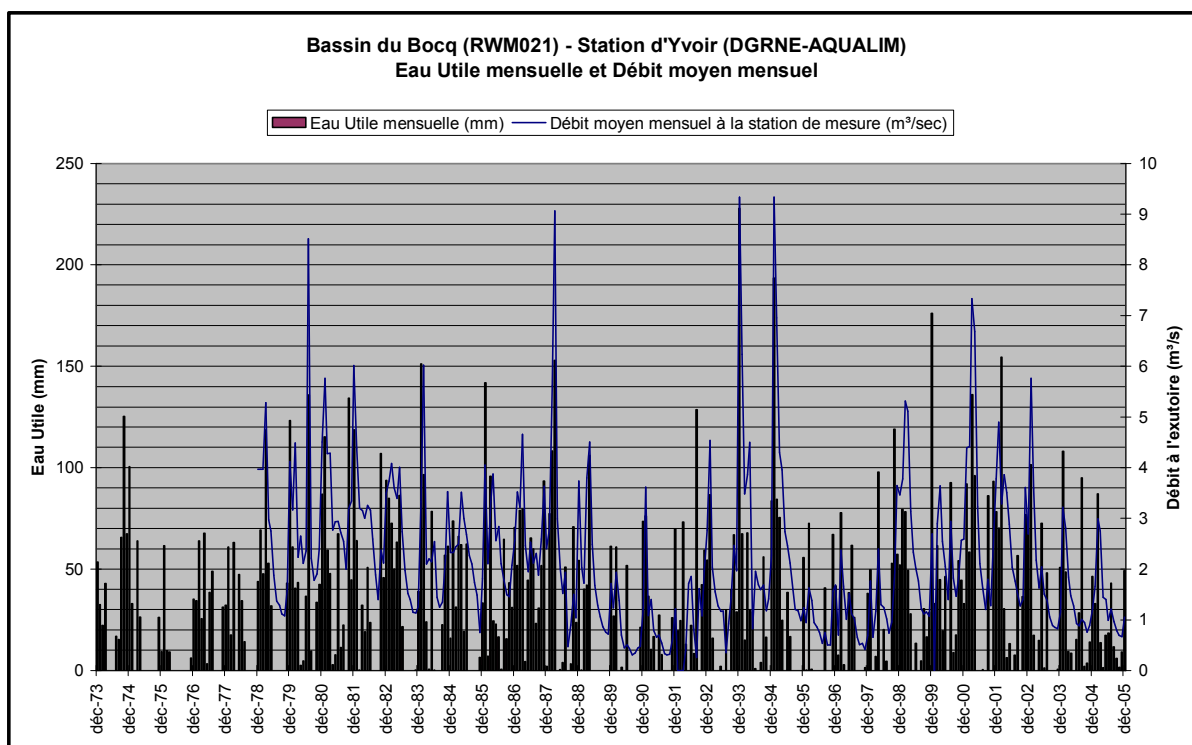


Figure 3.11-8 : Débit moyen mensuel à la station d'Yvoir (DGRNE-Aqualim) et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

Le bilan hydrologique calculé pour les années allant de 1979 à 2007 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) (Figure 3.11-9) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	=	ETR	+	Q_{Yvoir}	+	$Q_{exporté}$	+	$\epsilon_{fermeture}$
965,5 mm	=	535,3 mm	+	303,6 mm	+	62,8 mm	+	80,1 mm
100 %	=	56 %	+	31 %	+	6,5 %	+	6,5 %

Les conclusions sont logiquement les mêmes que pour la station du MET-SETHY. Le terme de bouclage pour cette station de jaugeage est, en moyenne, de 8 % (Tableau 3.11-2) des précipitations. On peut donc considérer, si on se base uniquement sur cette moyenne, que le bilan boucle bien.

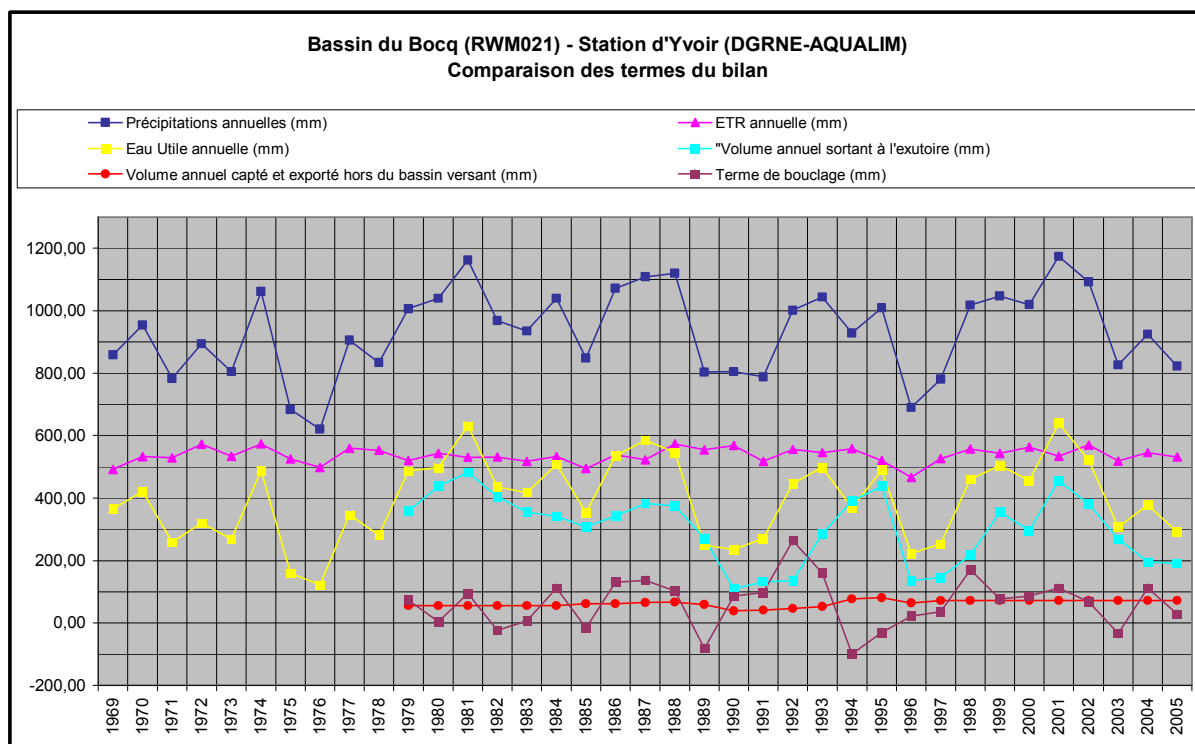


Figure 3.11-9 : Termes du bilan de la station d'Yvoir (DGRNE-Aqualim)

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant (mm)</u>	<u>Export captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1969	857,7	491,6	366,1				
1970	954,6	533,3	421,3				
1971	783,2	529,4	257,9				
1972	894,4	571,8	319,1				
1973	804,2	534,7	269,0				
1974	1061,8	573,4	488,4				
1975	683,8	525,1	158,6				
1976	620,6	498,9	121,8				
1977	906,0	560,2	345,8				
1978	833,8	552,7	281,2				
1979	1006,9	520,4	486,5	358,4	55,0	73,1	7,3
1980	1040,1	543,0	497,1	438,2	55,0	3,9	0,4
1981	1161,6	530,2	631,4	481,4	55,0	95,0	8,2
1982	968,3	532,1	436,2	404,5	55,0	-23,3	-2,4
1983	934,5	516,9	417,6	355,8	55,0	6,8	0,7
1984	1040,1	532,9	507,3	340,8	55,0	111,4	10,7
1985	847,9	494,3	353,7	308,0	62,0	-16,3	-1,9
1986	1071,3	537,4	533,9	342,2	61,4	130,3	12,2
1987	1107,9	523,0	584,9	382,2	65,6	137,1	12,4
1988	1120,0	574,2	545,8	376,0	67,3	102,4	9,1
1989	803,8	554,6	249,3	271,2	59,0	-80,9	-10,1
1990	804,5	568,9	235,6	110,4	39,2	86,0	10,7
1991	788,4	517,5	270,9	132,0	41,3	97,6	12,4
1992	1000,8	555,5	445,4	135,2	46,6	263,6	26,3
1993	1043,3	545,5	497,8	285,6	52,4	159,7	15,3
1994	928,0	558,5	369,5	391,6	77,0	-99,1	-10,7
1995	1008,5	519,5	489,0	438,6	81,1	-30,8	-3,1
1996	689,3	466,4	222,9	135,4	64,8	22,7	3,3
1997	780,4	526,8	253,6	145,4	72,0	36,2	4,6
1998	1017,5	557,4	460,1	217,2	72,0	170,8	16,8
1999	1047,8	542,9	504,8	355,3	72,0	77,5	7,4
2000	1019,2	563,6	455,6	297,2	72,0	86,4	8,5
2001	1173,4	533,4	640,0	456,7	72,0	111,2	9,5
2002	1091,5	569,9	521,5	381,2	72,0	68,3	6,3
2003	825,8	519,3	306,5	269,1	72,0	-34,5	-4,2
2004	924,5	545,7	378,8	196,0	72,0	110,9	12,0
2005	823,0	531,8	291,2	190,7	72,0	28,6	3,5
2006	925,0	486,3	438,7	214,6	72,0	152,1	16,4
2007	1037,4	562,0	475,3	291,3	72,0	112,0	10,8
Moyenne	966,6	535,5	431,1	300,1	63,4	67,6	7,0

Tableau 3.11-2 : Termes du bilan de la station d'Yvoir (DGRNE-Aqualim)

La Figure 3.11-10 présente la valeur du terme de bouclage en fonction de celle de l'eau utile pour la station d'Yvoir. Comme pour la station du réseau MET-SETHY, les points se situent très majoritairement dans la zone des termes de bouclage positifs.

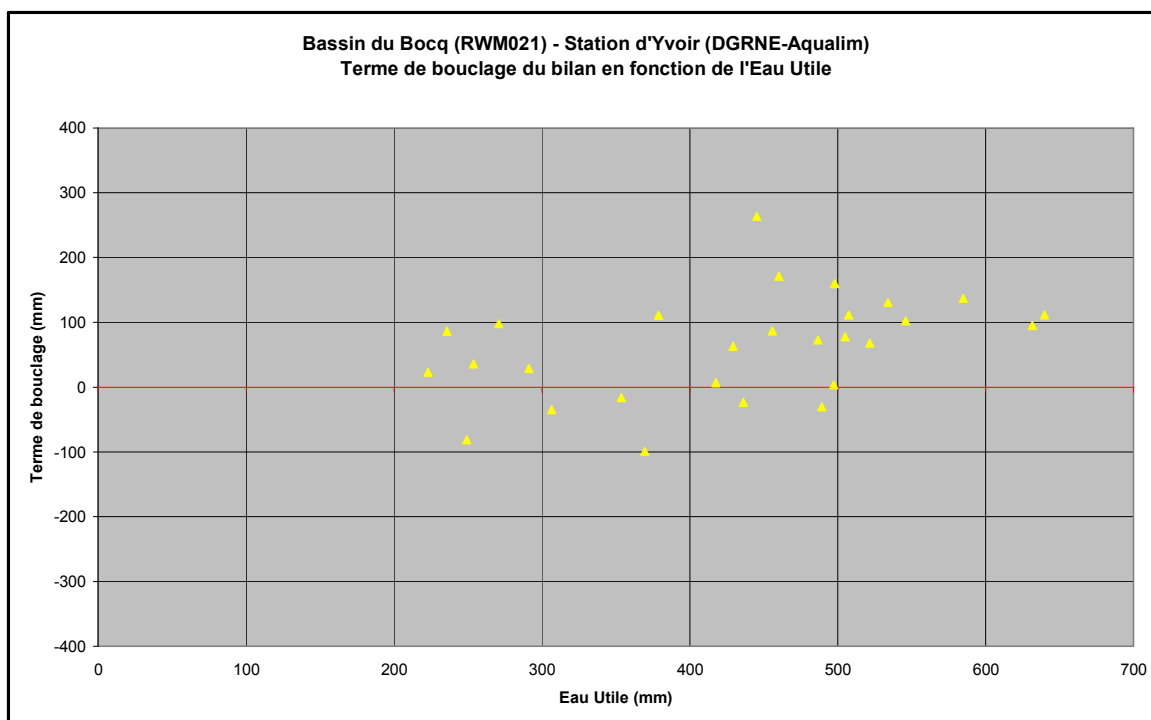


Figure 3.11-10 : Terme de bouclage du bilan en fonction de l'eau utile pour la station d'Yvoir (DGRNE-Aqualim)

3.11.8 Conclusion générales relatives au bassin versant du Bocq

Les stations MET-Sethy et DGRNE-Aqualim affichent globalement un déficit d'écoulement. La moyenne des termes de bouclage pour les deux stations à l'exutoire du Bocq est en dessous des 10% d'erreurs inhérents au calcul du bilan. Cependant, les figures illustrant l'évolution du terme de bouclage en fonction de l'eau utile (Figure 3.11-7 et Figure 3.11-10) montrent que les données sont essentiellement situées dans la zone des termes de bouclages positifs. Ceci tend à indiquer un déficit global en écoulement et donc une perte en eau via les eaux souterraines au profit du bassin direct de la Meuse dans la partie ouest du bassin du Bocq. Quelques années font figures d'exceptions, notamment 1983 (Figure 3.11-9 et Figure 3.11-6). Celles-ci affichent des excès d'écoulement, ce qui est vraisemblablement le résultat de la vidange du réservoir aquifère suite à plusieurs années particulièrement sèches. La Figure 3.11-11 reprend les valeurs du terme de bouclage pour ces deux stations. Très logiquement, les conclusions relatives à la station DGRNE-Aqualim d'Yvoir sont les mêmes que celles relatives à la station MET-SETHY. Les écarts observés sont vraisemblablement liés aux erreurs liées à l'estimation des débits.

Les pertes d'écoulements ne sont pas démontré au droit des stations Synclin'EAU de Natoye, Crupet ou Spontin. Il faut néanmoins être prudent quant aux conclusions relatives à ces sous-bassins, les bilans ayant été calculés sur une année hydrologique uniquement. Un écoulement externe via les formations des calcaires frasniens (Figure 3.11-1), fortement karstifiés dans la

région, n'est cependant pas à exclure et pourrait, du moins partiellement, expliquer le déficit observé aux stations implantées à l'exutoire du bassin versant. Une seconde hypothèse serait de supposer des pertes par le biais du synclinal calcaire en amont de Spontin, malgré la bonne fermeture du bilan au droit de cette station. En considérant un flux entrant par le sud du bassin, c'est-à-dire en provenance du bassin versant des Fonds de Leffe (qui lui présente un déficit d'écoulement avéré), compenserait, du moins partiellement, les pertes hypothétiques vers la Meuse par le biais du synclinal calcaire.

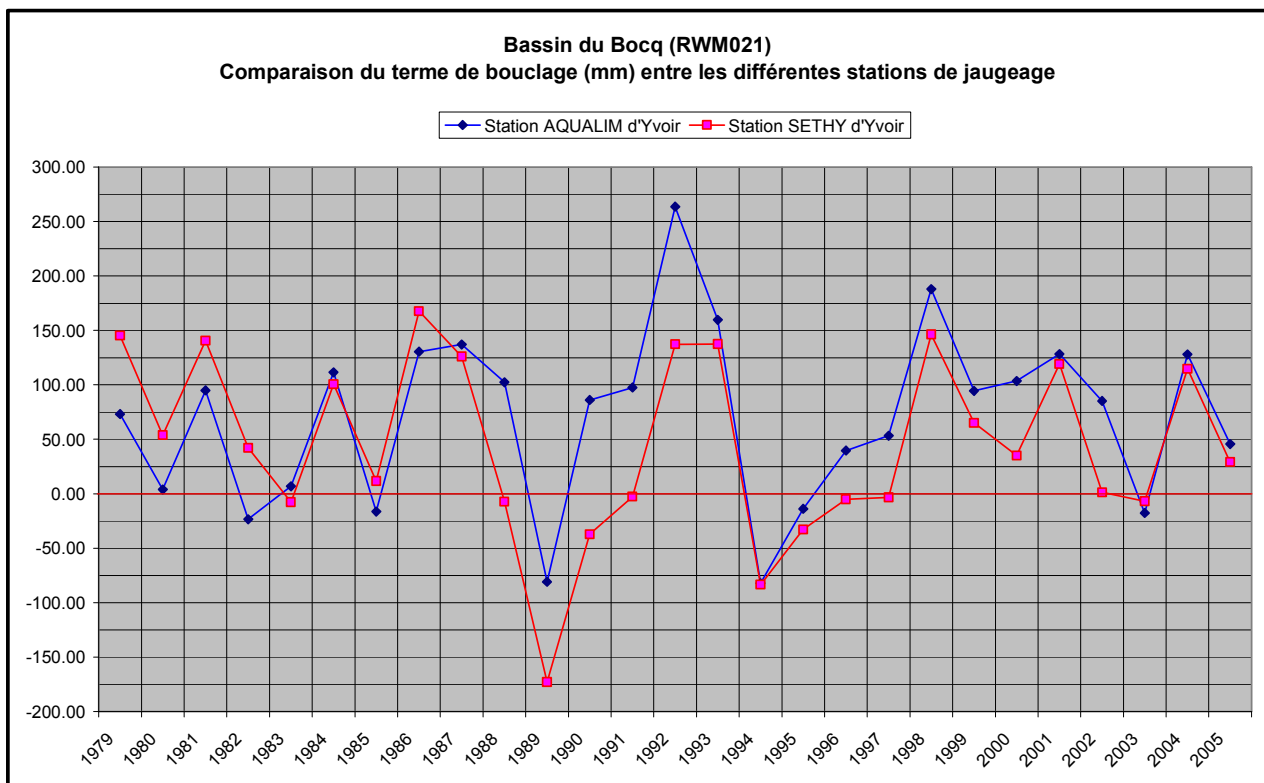


Figure 3.11-11 : Evolution du terme de bouclage du bilan pour les stations MET-Sethy et DGRNE-Aqualim d'Yvoir

3.12 Bilan hydrologique pour le bassin du Samson

3.12.1 Description générale du bassin du Samson

Le bassin hydrographique du Samson, d'orientation SE-NW, occupe une surface de 117 km². Il est limité à la station Synclin'EAU S4_Confluence située à environ 300 mètres de la confluence avec la Meuse. Le bassin du Samson s'étend à la fois sur les masses d'eau souterraines RWM021 et RWM012.

Le bassin du Samson s'étend sur les synclinoria de Dinant et de Namur, constitués principalement de formations calcaires et schisto-gréseuses. Ces deux grands ensembles sont

séparés par les formations schisto-gréseuses du Dévonien inférieur et du Cambro-Silurien correspondant à la bande calédonienne. La limite entre les masses d'eau souterraine RWM012 et RWM021 traverse les formations du Dévonien inférieur en suivant la ligne de crête topographique (voir Figure 3.12-1). Le bassin versant du Samson draine :

- Au Sud, l'alternance d'aquifères calcaires carbonifères et d'aquifères gréseux du Famennien caractéristique du Condroz ;
- Au centre, l'aquitard de grès du Dévonien inférieur et l'aquitard schisto-gréseux du socle Cambro-Silurien. ;
- Au Nord, l'aquifère des calcaires carbonifères partiellement dissimulé sous une couverture de terrains schisto-gréseux houillers.

Dans le cadre de ce projet, quatre stations de mesures de débit ont été installées sur le Samson. Elles portent les numéros S1 à S4, d'amont en aval. Ce bassin inclut également la station limnimétrique de Mozet (DCENN - réseau Aqualim), qui a servi de base pour le calcul des bilans historiques. Les deux premières stations S1_Vaux et S2_Gramptinne délimitent des bassins versant inclus dans la masse d'eau RWM021.

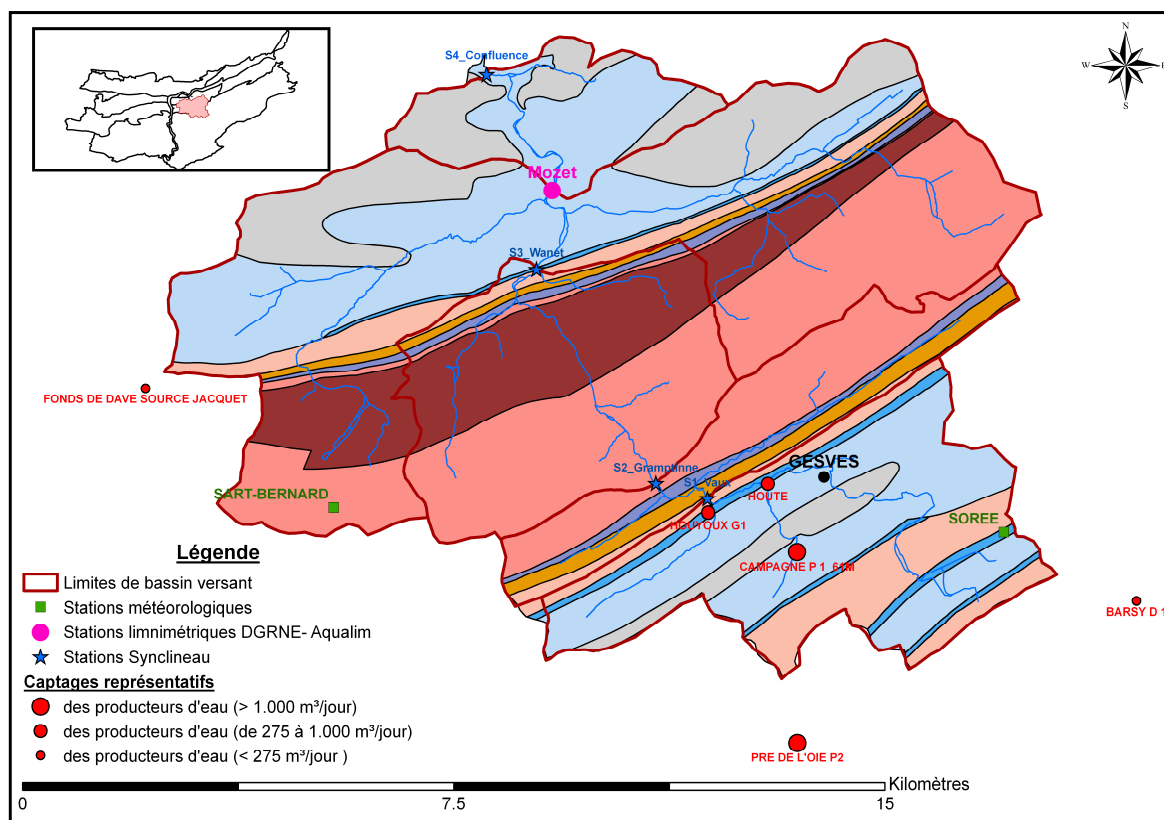


Figure 3.12-1 : Bassin hydrographique du Samson avec indication des captages et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

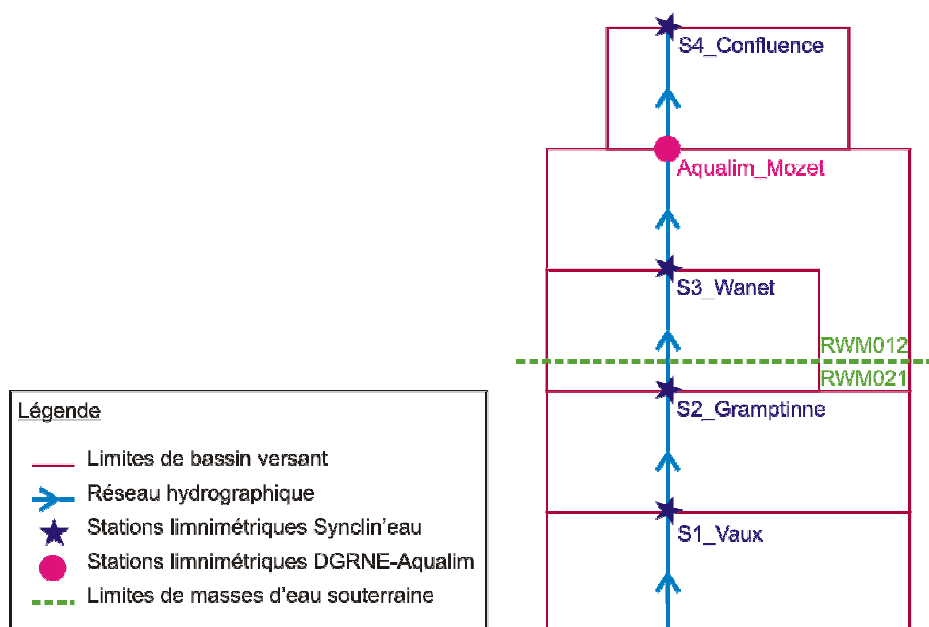


Figure 3.12-2 : Schéma synoptique des sous-bassins appartenant au bassin du Samson, avec limites des masses d'eau souterraine.

3.12.2 Inventaire des volumes d'eau importés et exportés

Les calcaires carbonifères sont exploités dans le synclinal de Gesves, au Sud du bassin, par trois captages de la SWDE : les captages de Gesves – Hoûte, de Gesves – Houyoux et d'Assesse – Campagne. Les volumes prélevés à ces trois prises d'eau atteignent pour l'année 2007 respectivement 289 000, 98 000 et 567 000 m³

Les transferts entre le bassin du Samson et les bassins extérieurs ont été déterminés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998) portant sur la période 1985 – 1996. Les volumes échangés considérés dans les bilans suivants ont été extrapolés pour les périodes non couvertes par l'étude (1997 – 2007) en s'appuyant sur les volumes effectivement captés au cours de cette période.

Les transferts sont les suivants :

- Importations : transfert du Bocq vers le Samson au départ du captage d'Assesse – Pré de l'Oie (environ 86 000 m³/an) ;
- Exportations : transfert du Samson vers la Meuse (environ 169 000 m³/an) au départ des trois captages de la SWDE et du Samson vers le Hoyoux au départ du captage d'Assesse – Campagne (environ 165 000 m³/an).

Les volumes exportés sont donc supérieurs aux quantités importées dans le bassin.

3.12.3 Station Synclin'EAU S1_Vaux

Le bassin hydrographique que délimite la sonde S1_Vaux reprend la partie la plus amont du bassin du Samson et occupe une superficie de 23,5 km². Du SE au NW, le bassin recoupe une succession de deux synclinaux calcaires carbonifères séparés par un anticlinal gréseux Famennien, appartenant au synclinorium de Dinant. Ces deux synclinaux ne comprenant pas de limites hydrogéologiques à l'Est et à l'Ouest, les échanges d'eau souterraine avec les bassins adjacents sont donc possibles.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{S1_Vaux}	- Q _{importé}	+ Q _{exporté}	+ ΔR	+ ε _{fermeture}
971,9	= 595,1	+ 53,7	+ 226,8	- 0,8	+ 35,3	+ 65,4	- 0,5 mm
100 %	= 61 %	+ 5 %	+ 23 %	- < 1%	+ 4 %	+ 7 %	- < 1%

L'évapotranspiration réelle atteint 61 % des précipitations. Les 39 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau

écoulée à l'exutoire du bassin représente 23 % des précipitations. Concernant les captages, la résultante des échanges entre le bassin considéré et les bassins adjacents n'est pas négligeable. En effet, les exports représentent 4% du volume des précipitations. La prise en considération des valeurs de variation de stock d'eau dans le sol et de réserve dans la nappe permet de compléter le bilan avec une erreur de fermeture inférieure au pourcent. Aucun flux d'échange souterrain ne semble se produire à priori aux limites de ce bassin hydrographique. Si toutefois des échanges souterrains avaient lieu, les flux sortants seraient sans doute en équilibre avec les flux entrants.

3.12.4 *Station Synclin'EAU S2_Gramptinne*

Le bassin hydrographique que délimite la sonde S2_Gramptinne occupe une superficie de 35 km² et prolonge vers le nord le bassin S1_Vaux par le flanc sud d'un anticlinal et est constitué du Sud au Nord de formations schisteuses, calcaires et gréseuses du Famennien au Dévonien inférieur.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{S2_Gramptinne} - Q _{importé}	+ Q _{exporté}	+ ΔRes	+ ε _{fermeture}
952,5	= 595,7	+ 55,3	+ 242,2 - 0,8	+ 21,7	+ 57,9	+ 19,4mm
100 %	= 63 %	+ 6 %	+ 25 % - < 1%	+ 3 %	+ 6 %	- 2%

L'évapotranspiration réelle atteint 63 % des précipitations. Les 37 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 25 % des précipitations. L'influence des captages précédemment considérés dans le bassin S1_Vaux reste importante et les exportations représentent encore 3 % du volume des précipitations. Le bilan a une erreur de fermeture de 2 %. Ce bassin semble ne pas subir d'import ou d'export majeurs via l'eau souterraine. Une faible quantité d'eau souterraine pourrait toutefois entrer dans le bassin via les calcaires du Givetien-Frasniens reconnus comme fortement karstiques. Il s'agit de la seule unité hydrogéologique permettant des transferts d'eau souterraine. En effet, ces calcaires sont limités au Nord et au Sud de formations détritiques peu perméables.

3.13 Bilan hydrologique pour le bassin du Hoyoux

3.13.1 *Description générale du bassin amont du Hoyoux*

Le bassin hydrographique du Hoyoux s'étend en rive droite de la Meuse au sein des masses d'eau souterraine RWM021 et RWM016 (masse d'eau virtuelle des schistes du Houiller de la vallée

de la Meuse). Il couvre une superficie de 211,5 km² et présente une orientation générale quasi Sud – Nord.

Le substrat géologique est constitué d'une succession de synclinaux calcaires carbonifères et d'anticlinaux gréseux famenniens du synclinorium de Dinant, orientés NE-SW. Le cœur des synclinaux calcaires est parfois occupé par des grès et des schistes du Namurien. Le Hoyoux suit un parcours Nord-Sud, recoupant transversalement la structure géologique générale. Ses principaux affluents s'écoulent quant à eux selon une direction Est-Ouest, au cœur des synclinaux calcaires à l'image des ruisseaux de Neuf Moulin, de Pailhe, de Vyle et de Triffoy en rive gauche, ainsi que du Torrent de Bonne sur la rive droite. Dans la partie amont du bassin les synclinaux présentent un double ennoyage, vers le NE dans la partie occidentale et vers le SW dans la partie orientale. Par conséquent, les structures anticlinales gréseuses du Famennien n'affleurent pas et les synclinaux calcaires s'en trouvent interconnectés.

La partie Nord-Est du bassin inclut une bande de formations schisteuses, calcaires et gréseuses du Famennien au Dévonien inférieur. De nombreux phénomènes karstiques sont à noter dans les calcaires givetien et frasniens.

Neuf stations limnimétriques sont disponibles dans le bassin du Hoyoux pour les besoins du projet. Six stations ont été expressément installées dans le cadre de cette étude : quatre directement sur le Hoyoux et deux à l'exutoire de certains de ses principaux affluents : les ruisseaux de Pailhe et de Triffoy. Les trois stations restantes sont gérées par le MET-SETHY (station de Modave) et par la DCENN (réseau Aqualim, stations de Marchin et de Rhisnes). Un schéma synoptique explicite la position des sous-bassins du bassin versant du Hoyoux à la Figure 3.13-2.

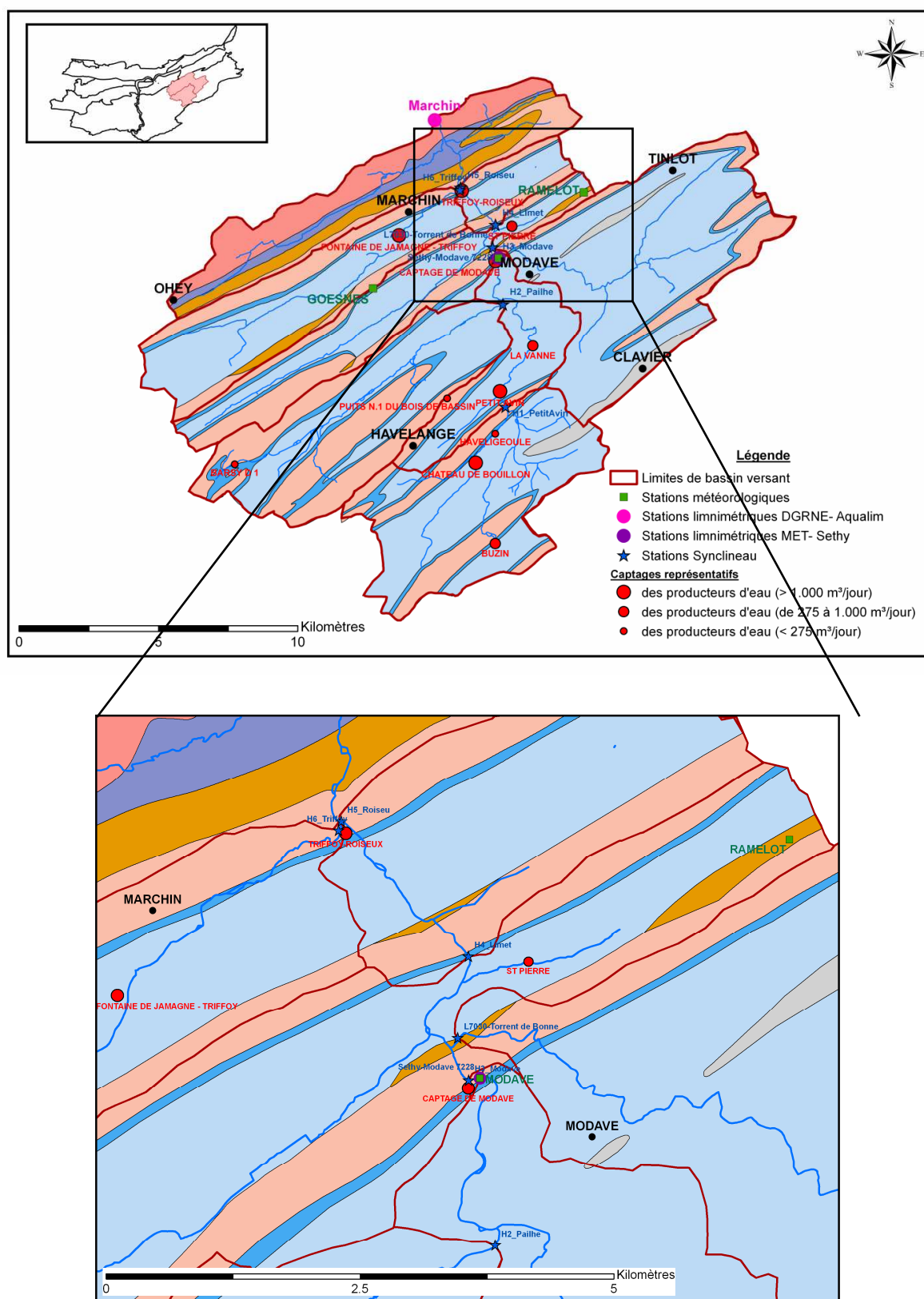


Figure 3.13-1. Bassin hydrographique du Hoyoux avec indication des captages et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

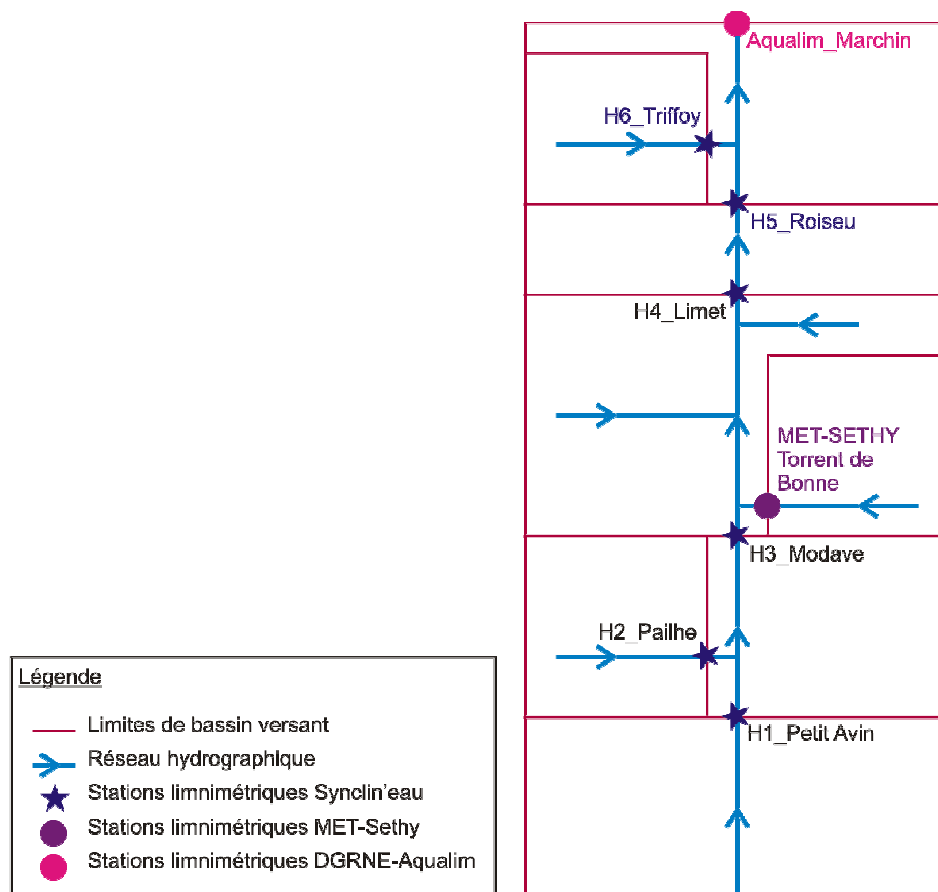


Figure 3.13-2 : Schéma synoptique des sous-bassins appartenant au bassin du Hoyoux.

3.13.2 Inventaire des volumes d'eau importés et exportés

Les calcaires carbonifères sont exploités par un nombre important de captages :

- Le captage de Modave exploité par Vivaqua dans le synclinal de Modave au moyen d'un ensemble de galeries drainantes interconnectées. Le volume exploité est d'environ 23 500 000 m³/an ;
- Le captage d'Havelange appartenant à Vivaqua. La galerie drainante a prélevé en 2006 1 744 747 m³;
- Le captage de Jamagne à Marchin. Géré par Vivaqua, il sollicite l'aquifère à raison de 2 780 000 m³/an;
- Des sources émergent des calcaires exploitées par l'Intercommunale des Eaux des Avins dans le synclinal des Avins. Le volume total exploité est d'environ 187 000 m³/an ;

- Le captage d'Haveligeoule, source à l'émergence exploitée par l'Intercommunale des Eaux du Condroz à raison de 75 000 m³/an ;
- Le captage de Buzin géré par l'Intercommunale des Eaux du Condroz. Il exploite 235 000 m³/an ;
- Le captage Saint-Pierre à Limet, géré par la CILE et drainant le synclinal de Limet avec un débit de l'ordre de 330 000 m³/an ;
- La galerie de Triffoy-Roiseu à Marchin, gérée par la CILE et drainant le synclinal de Marchin. Le volume prélevé était de l'ordre de 700 000 m³/an en 2004;
- La galerie drainante 'Malplaquaye' à Tinlot gérée par l>IDEN prélève des volumes annuels variant entre 10 000 à 20 000 m³/an.
- Le captage de Flostoy-Barsy géré par la SWDE exploite par drain les grès du Famennien. Le volume prélevé est de l'ordre de 83 600 m³/an.

Les exports d'eau entre le bassin amont du Hoyoux et les bassins extérieurs ont été déterminés sur base des résultats de l'étude des LGIH (Monjoie, 1998) portant sur la période 1985 – 1996. Les volumes exportés considérés dans les bilans suivants ont été extrapolés pour les périodes non couvertes par l'étude (1997 – 2007) en s'appuyant sur les volumes effectivement captés au cours de cette période.

D'après les indications de la CILE, seuls 20 raccordements sont alimentés par les par l'eau provenant du captage de Triffoy dans les limites du bassin du Hoyoux. Le reste du volume extrait par le captage est exportés vers la ville de Huy. Les captages de Saint-Pierre (CILE) et Tinlot (IDEN) sont destinés à alimenter les communes qui s'étendent à l'intérieur des limites du bassin.

En définitive, les imports / exports considérés sont les suivants :

- Importations :
 - Transfert du Samson vers le Hoyoux Amont à partir du captage d'Assesse – Campagne (environ 160 000 m³/an) ;
 - Transfert du Bocq vers le Hoyoux Amont depuis le captage de Scy (environ 38 700 m³/an) ;

- Exportations :
 - Transfert du Hoyoux Amont vers l'Escaut, principalement pour alimenter Bruxelles, au départ des captages de Modave et Havelange exploités par Vivaqua (25 000 000 m³/an) ;
 - Transfert du Hoyoux vers le Bocq depuis le captage de Flostoy-Barsy (83 000 m³/an) ;
 - Transfert du Hoyoux vers l'Ourthe à partir du captage de Buzin (199 000 m³/an).
 - Transfert du captage de Jamagne (Vivaqua) vers l'Escaut (2 778 000 m³/an) ;
 - Transfert du captage de Triffroy (CILE) pour alimenter le réseau de distribution d'eau de la commune de Huy (environ 700 000 m³/an).

3.13.3 Station Synclin'EAU H1_Petit Avin

Le bassin hydrographique que délimite la sonde H1_Petit Avin reprend la partie la plus amont du bassin du Hoyoux et occupe une superficie de 39,6 km². Il recoupe une succession de deux anticlinaux de grès du Famennien séparés par un synclinal de calcaires du Carbonifère. L'étirement SW-NE des synclinaux calcaires favorisent des échanges hydrogéologiques avec les bassins adjacents.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{H1_PetitAvin}	- Q _{importé}	+ Q _{exporté}	+ ΔR	+ ε _{fermeture}
1042,7	= 607,3mm	+ 50,7mm	+ 280,1mm	- 0,1mm	+ 5,6mm	+ 15,3mm	+ 83,0mm
100 %	= 58 %	+ 5 %	+ 27 %	- < 1%	+ 7 %	+ 1 %	+ 1 %

L'évapotranspiration réelle atteint 58 % des précipitations. Les 42 % restants correspondent à l'eau utile, soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 27 % des précipitations. Concernant les captages, la résultante des transferts par import / export d'eau captée entre le bassin considéré et les bassins adjacents représente 7% de la pluie annuelle. Avec un terme de bouclage un peu supérieur à 1 %. Ce bassin semble ne pas subir d'import ou d'export via l'eau souterraine. Si de tels transferts avaient lieu, les quantités importées et exportées devraient se trouver en équilibre.

3.13.4 Station Synclin'EAU H2_Pailhe

Le bassin hydrographique que délimite la sonde H2_Pailhe est celui d'un affluent du Hoyoux s'écoulant du SW au NE. Cet affluent draine un bassin de 38,8 km². Les cours d'eau drainent en leurs centres deux synclinaux calcaires du Carbonifère séparés par un anticlinal gréseux du Famennien.

Le bilan hydrologique calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{H2_Pailhe}	+ Q _{exporté}	+ΔR	+ ε _{fermeture}
1086,5	= 609,6mm	+ 47,0mm	+ 225,0mm	+ 37,5mm	- 2,7mm	-170,3mm
100 %	= 56 %	+ 4 %	+ 21 %	+ 3 %	-< 1 %	+ 16 %

L'évapotranspiration réelle atteint 56 % des précipitations. Les 44 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin ne représente que 21 % des précipitations ce qui indique que les écoulements souterrains peuvent être importants. Le captage de Barsy_Flostoy exporte un volume important d'eau, représentant dans ce bilan 3 % du total des précipitations. Le terme de fermeture du bilan de 16 % doit être interprété principalement comme un flux d'eau souterraine en direction du Hoyoux, via les synclinaux calcaires mais peut-être aussi vers le bassin du Bocq, au Sud-Ouest. Ces hypothèses sont confirmées par la présence de nombreuses sources et de galeries de captage de Vivaqua le long du Hoyoux à la limite avec le bassin versant du ruisseau de Pailhe, ainsi que par les conclusions découlant du bilan établi pour le ruisseau du Bocq. L'absence de piézomètres pouvant renseigner sur les sens d'écoulement des eaux souterraines dans la partie amont du bassin du Bocq ne permet pas de justifier d'avantage l'écoulement souterrain en direction du Sud-Ouest par examen des cotes piézométriques.

3.13.5 Stations Synclin'EAU H3_Modave et MET-SETHY Modave

La station H3_Modave placée dans le cadre du projet et la station MET-SETHY Modave se situent à l'exutoire du bassin amont du Hoyoux à environ 2 km en aval de la confluence avec le ruisseau de Pailhe. La sonde Synclin'EAU H3_Modave est située à une centaine de mètres en aval de la station du MET-SETHY. Ce choix découle du fait que la société Vivaqua procède, depuis leurs captages, à d'importants déversements de trop-plein d'eau peu après la station du MET-SETHY, cette dernière étant donc en partie court-circuitées. D'où la décision de positionner la

sonde H3_Modave après ces rejets afin de les intégrer à la totalité des volumes ruisselés à l'exutoire du bassin.

Le contexte géologique est identique à celui des bassins amont (Petit Avin et Pailhe), avec des successions d'anticlinaux gréseux et de synclinaux calcaires. L'exutoire du bassin est situé à la limite entre les calcaires carbonifères et les grès famenniens. Le bassin comprend donc l'entièreté de la partie Sud-Ouest de la structure synclinale de Modave et du synclinal de Clavier. Sa superficie est de 94,3 km².

Le bilan hydrologique calculé pour la période de 1987 à 2007, en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Modave}	+ Q _{exporté}	+ $\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
957,5 mm	= 532,2 mm	+ 319,0 mm	+ 262,6 mm	- 156,3 mm
100 %	= 56 %	+ 33 %	+ 27 %	- 17 %

Les précipitations moyennes annuelles sur le bassin amont du Hoyoux sont d'environ 960 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 56 % des précipitations. Les 44 % restants correspondent à l'eau utile, disponible pour le ruissellement et l'infiltration. L'observation des données mensuelles montre que l'eau utile est non nulle entre novembre et mars (Figure 3.13-3). La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin et le volume d'eau souterraine captée exporté en dehors du bassin représente respectivement 33 % et 27 % des précipitations. L'erreur de fermeture est importante et représente 17 % du volume des précipitations. Le bilan est systématiquement excédentaire (Tableau 3.13-1). Un flux important entrant dans le bassin est donc à prendre en compte.

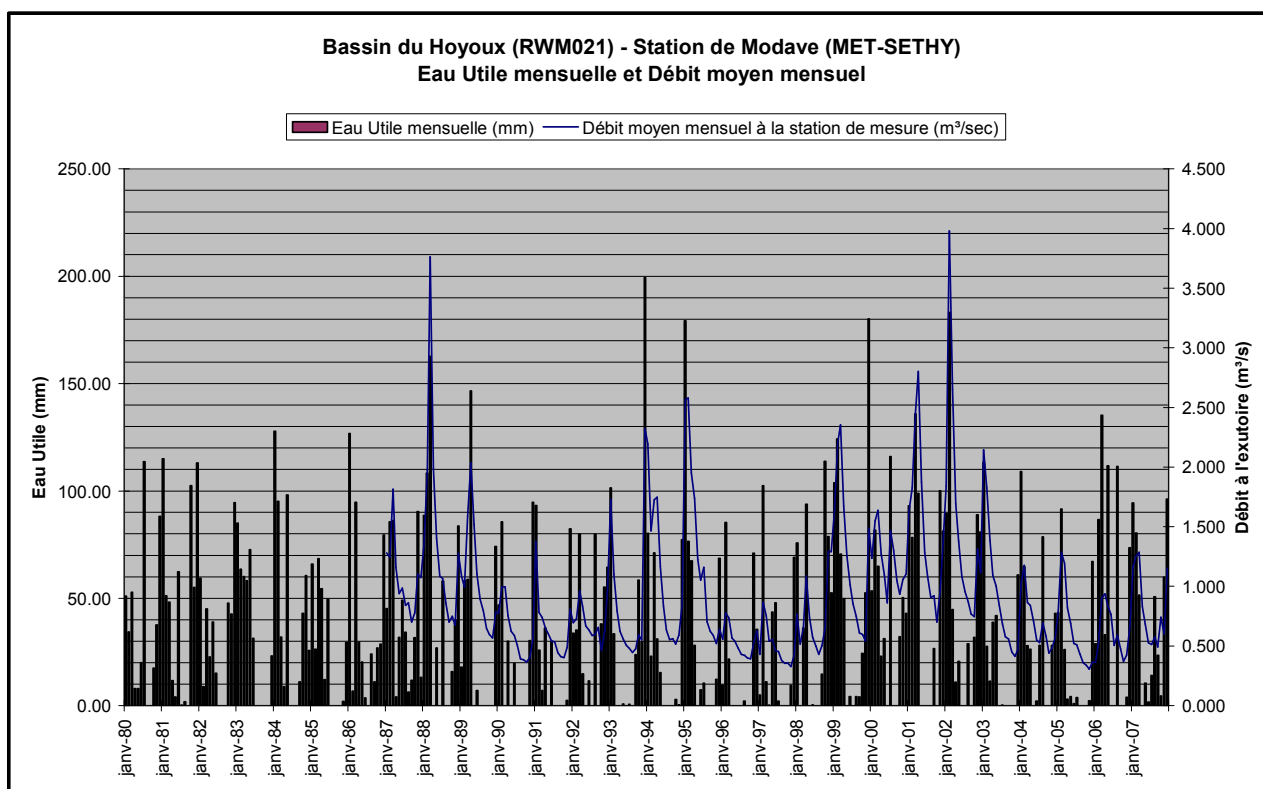


Figure 3.13-3 : Débit moyen mensuel à l'exutoire du bassin et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant à l'exutoire (mm)</u>	<u>Export par captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1980							
1981							
1982							
1983							
1984							
1985							
1986							
1987	999.2	510.2	489.0	363.4	289.4	-163.8	-16.4%
1988	1131.6	548.4	583.2	480.5	295.9	-193.3	-17.1%
1989	910.5	548.1	362.4	358.4	295.2	-291.3	-32.0%
1990	864.1	556.9	307.2	208.9	249.0	-150.6	-17.4%
1991	752.9	476.2	276.7	221.0	235.4	-179.7	-23.9%
1992	957.4	545.1	412.3	239.4	233.6	-60.7	-6.3%
1993	965.1	517.6	447.5	289.5	240.4	-82.4	-8.5%
1994	807.5	506.5	452.6	364.7	259.6	-323.1	-40.0%
1995	979.4	529.5	450.0	436.4	285.6	-272.2	-27.8%
1996	680.8	455.6	225.1	183.6	233.8	-192.1	-28.2%
1997	816.9	526.4	290.5	167.9	261.8	-139.2	-17.0%
1998	999.7	534.0	465.6	256.0	261.8	-52.1	-5.2%
1999	1174.8	557.0	617.8	425.3	261.8	-69.3	-5.9%
2000	1064.5	569.2	495.3	414.0	261.8	-180.5	-17.0%
2001	1130.9	516.7	614.2	507.2	261.8	-154.8	-13.7%
2002	1152.7	573.7	579.0	523.0	261.8	-205.7	-17.8%
2003	820.4	526.8	293.7	325.3	261.8	-293.4	-35.8%
2004	952.3	544.4	407.8	240.5	261.8	-94.5	-9.9%
2005	771.6	529.5	242.1	216.1	261.8	-235.8	-30.6%
2006	1119.4	535.2	584.2	205.0	270.0	109.2	9.8%
2007	1056.4	569.3	487.0	273.2	270.0	-56.1	-5.3%
MOYENNE	957.5	532.2	432.5	319.0	262.6	-156.3	-17.4%

Tableau 3.13-1 : Bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin versant de la station de Modave

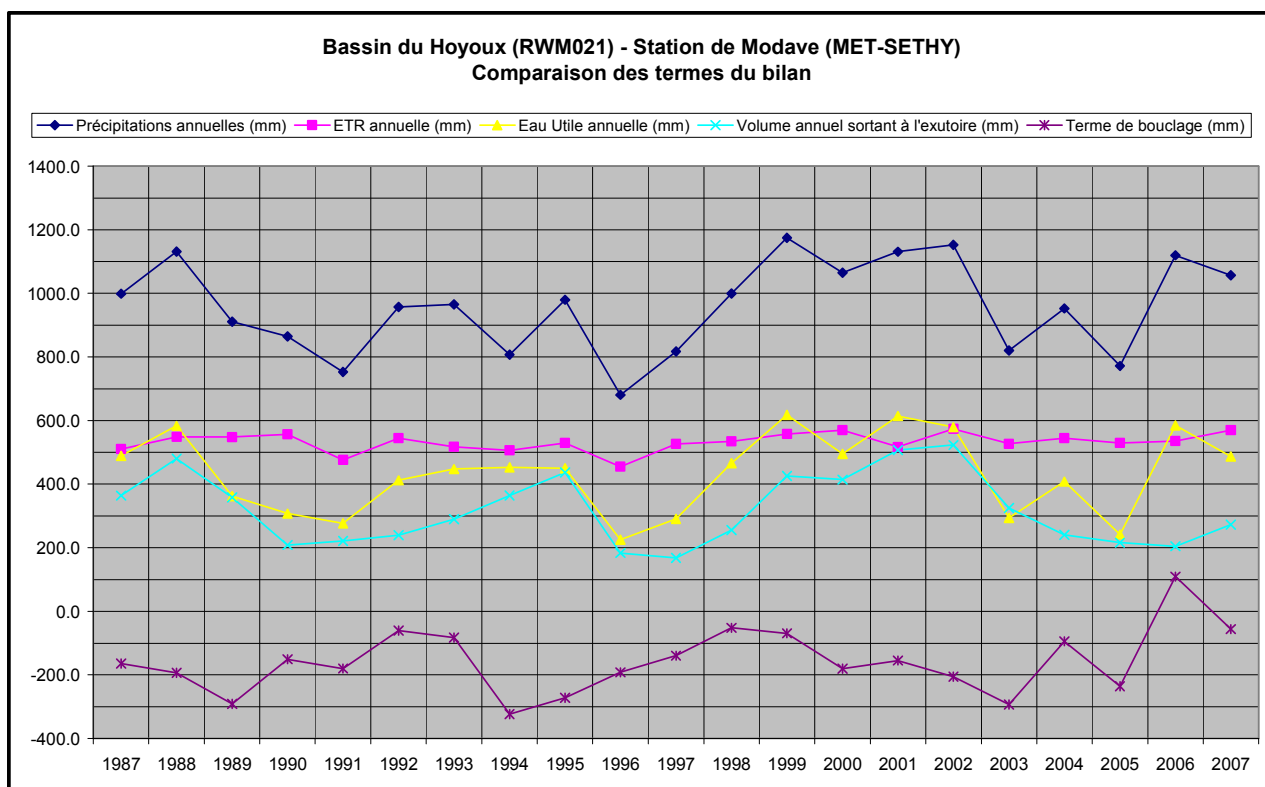


Figure 3.13-4 : Comparaison des termes du bilan pour le bassin Hoyoux Amont.

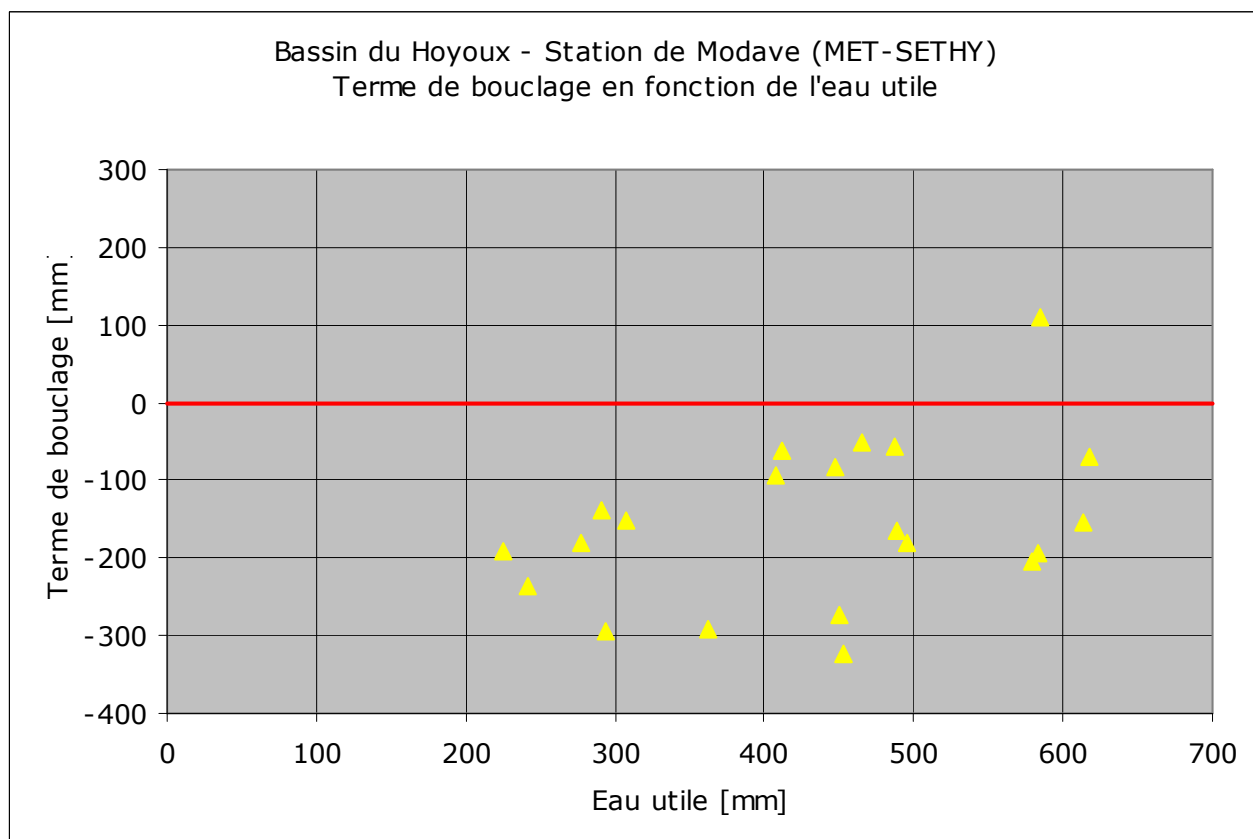


Figure 3.13-5 : Terme de bouclage en fonction de l'eau utile pour le bassin Hoyoux Amont.

L'analyse des bilans annuels indique que ceux-ci sont tous nettement excédentaires (Figure 3.13-4). L'examen des termes de bouclage en fonction de l'eau utile confirme cette tendance générale excédentaire pour ce bassin (Figure 3.13-5). Ceci suggère une différence entre les surfaces couvertes par les bassins hydrologique et hydrogéologique. Les bassins adjacents (Bocq, Néblon) présentant de faibles erreurs de fermeture, l'apport d'eau souterraine doit être considéré au sein même du bassin du Hoyoux, dans l'aquifère des calcaires carbonifères, essentiellement sur la partie orientale du synclinal de Modave, en rive droite du Hoyoux. Ceci est confirmé par l'étude hydrogéologique des captages de Modave réalisée en 2003 (Orban et al., 2003).

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q_{H3_Modave}	- $Q_{importé}$	+ $Q_{exporté}$	+ ΔR	+ $\epsilon_{fermeture}$
1067,1	= 608,4mm	+ 48,8mm	+ 243,7mm	- 0,1mm	+ 241,6mm	+ 6,6mm	- 1,9mm
100 %	= 57 %	+ 5 %	+ 23 %	- < 1 %	+ 23 %	+ < 1 %	- 8 %

L'évapotranspiration réelle atteint 57 % des précipitations. Les 43 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 23 % des précipitations. Le captage Vivaqua dans les galeries de Modave exporte un volume important d'eau représentant dans ce bilan 23 % du total des précipitations. Le terme de fermeture du bilan de -8 % est assez important. Il correspond à un volume d'eau d'environ 8 millions de m³ entrant chaque année dans le bassin. Ce volume peut être comparé avec le déficit, du même ordre de grandeur, observé dans le bassin du Torrent de Bonne. Des bilans calculés sur trois années (2000 à 2002) présentent par ailleurs des erreurs de fermeture inférieures à 10 % en considérant un bassin versant de 151 km² intégrant cette fois l'ensemble du synclinal de Modave (Orban *et al.*, 2003). L'ensemble de ces calculs semblent confirmer qu'un flux important d'eau souterraine transite depuis le bassin versant du Torrent de Bonne vers celui de Modave selon l'axe du synclinal calcaire de Modave.

3.13.6 Station Aqualim du Torrent de Bonne

Le bassin hydrographique que délimite la sonde Aqualim Torrent de Bonne se situe à l'extrémité Est du bassin du Hoyoux. La structure géologique de ce bassin est constituée pour l'essentiel de trois synclinaux calcaires interconnectés. Le caractère torrentiel de ce cours d'eau provoque des difficultés à mesurer son débit avec précision.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q _{Torrent Bonne}	+ $\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
1046,6	= 594,2mm	+ 47,3mm	+ 12,1mm	+ 392,9mm
100 %	= 57 %	+ 4 %	+ 1 %	+ 37 %

L'évapotranspiration réelle atteint 57 % des précipitations. Les 43 % restants correspondent à l'eau utile, soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. Les données récoltées ne permettent pas d'établir de chroniques utilisables des débits à l'exutoire. Une valeur annuelle moyenne a donc été utilisée. Le terme de bouclage atteint 37 %, ce qui reflète vraisemblablement un important flux sortant du bassin via les eaux souterraines en direction du Hoyoux en suivant la direction de la structure du synclinal calcaire de Modave. Il faut toutefois garder à l'esprit les incertitudes importantes concernant le terme 'débit ruisselé' de ce bilan. Il semble en effet légèrement sous-estimé. Ce qui signifie que le volume d'eau exporté du bassin du Torrent de Bonne peut être faiblement sur estimée lorsqu'il est calculé sur base de ce bilan.

Malgré le fait que le bassin du Torrent de Bonne présente un bilan aux caractéristiques clairement déficitaire, il est probable qu'un faible flux d'eau souterraine entre dans le bassin. En effet, le bassin du Torrent de Bonne présente une connexion hydrogéologique avec les deux synclinaux calcaires du bassin 05_Magrée appartenant au bassin versant de l'Ourthe. L'écoulement souterrain au sein de ces synclinaux calcaire du Carbonifère a été identifié comme ayant lieu du Nord-Est au Sud-Ouest. Ce faible flux entrant passerait donc inaperçu dans le bilan tant les flux sortant sont importants.

3.13.7 Station Synclin'EAU H4_Limet

Le bassin hydrographique que délimite la sonde H4_Limet prolonge le bassin délimité par la sonde H3_Modave, ce qui porte sa superficie à 173 km². Ce bassin comprend deux affluents supplémentaires du Hoyoux que sont le ruisseau de Vyle et le ruisseau Saint Pierre qui drainent le flanc Nord du synclinal calcaire carbonifère délimité au Nord par les grès du Famennien et au Sud par la Faille de Pont de Bonne mettant en contact direct les formations détritiques du Frasnien-Famennien et les calcaires du Carbonifère et formant une barrière hydrogéologique nette.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q _{H4_Limet}	+ Q _{exporté}	+ Δ R	+ $\epsilon_{\text{fermeture}}$
1061,8	= 604,4mm	+ 48,4mm	+ 175,9mm	+ 147,0mm	+ 4,3mm	+ 81,7mm
100 %	= 57 %	+ 5 %	+ 17 %	+ 14 %	+ <1%	+ 8 %

L'évapotranspiration réelle atteint 57 % des précipitations. Les 43 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin ne représente que 17 % des précipitations alors qu'elle en représentait au minimum 20% pour les bassins situés en amont. Le terme de fermeture du bilan s'élève à 8 % des précipitations. Le déficit que reflète éventuellement cette fermeture positive du bilan peut être interprété comme indicatif d'un flux d'eau souterraine quittant les synclinaux calcaires de Pailhe et de Vyle en direction du Sud-Ouest, vers le bassin du Bocq et du Samson amont. En effet si aucun écoulement n'avait lieu en dehors des limites du bassin versant de la station H4_Limet, le transfert mis en évidence entre le bassin et H2_Pailhe et le bassin du Bocq ne représenteraient pas à lui seul 7 %. Une quantité d'eau non négligeable quitte donc le bassin du ruisseau de Vyle pour rejoindre le bassin du Samson au SW.

3.13.8 Station Synclin'EAU H5_Roiseu

Le bassin hydrographique que délimite la sonde H5_Roiseu prolonge le bassin amont précédemment décrit par un synclinal calcaire supplémentaire limité au Sud par la faille de Goesnes mettant en contact direct les formations détritiques du Frasnien-Famennien et les calcaires du Carbonifère. En rive gauche, le Triffoy rejoint le Hoyoux. En rive droite, une vallée sèche se prolonge suivant l'axe du Synclinal calcaire. La station H5_Roiseu se trouve sur le Hoyoux, en amont de la confluence avec le ruisseau de Triffoy et délimite un bassin versant d'une superficie totale de 180,5 km².

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q _{H5_Roiseu}	+ Q _{exporté}	+ Δ R	+ $\epsilon_{\text{fermeture}}$
1062,6	= 604,8mm	+ 48,5mm	+ 184,3mm	+ 160,3mm	+ 2,5mm	+ 62,2 mm
100 %	= 57 %	+ 5 %	+ 17 %	+ 15 %	+ <1%	+ 6 %

L'évapotranspiration réelle atteint 57 % des précipitations. Les 43 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 17 % des précipitations. Le terme de bouclage du bilan s'élève à 6% du total des précipitations. Il est dû au flux d'eau souterraine mis en évidence entre le

bassin du Hoyoux et les bassins du Samson et du Bocq vers le Sud-Ouest via les syncylanux calcaires de Pailhe et de Vyle. Un faible flux sortant en direction du bassin O6_Oxhe via le synclinal calcaire n'est toutefois pas à exclure.

3.13.9 Station Synclin'EAU H6_Triffo

Le bassin hydrographique que délimite la sonde H6_Triffo est celui d'un affluent du Hoyoux s'écoulant du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Cet affluent draine 30,5 km² de calcaires faisant partie du flanc Nord d'un synclinal calcaire du Carbonifère. Tout comme le bassin versant du ruisseau de Vyle, le bassin du Triffo est délimité au Nord par les grès du Famennien et au Sud par une faille. Cette dernière met en contact direct les formations détritiques du Frasnien-Famennien et les calcaires du Carbonifère, formant ainsi une barrière hydrogéologique nette.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{H6_Triffo}	+ Q _{exporté}	+ ΔR	+ ε _{fermeture}
994,1	= 607,0mm	+ 54,0mm	+ 188,5mm	+ 62,4mm	+ 4,6mm	+ 77,5mm
100 %	= 61 %	+ 5 %	+ 19 %	+ 6 %	+ <1%	+ 8 %

L'évapotranspiration réelle atteint 61 % des précipitations. Les 39 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 19 % des précipitations. Le bilan se montre déficitaire (terme de bouclage de 8 %). Un flux d'eau souterrain quitte donc le bassin du Triffo vers les bassins adjacents. L'examen des données de piézométrie montre que l'eau contenue dans les calcaires carbonifères du synclinal de Triffo s'écoule naturellement dans deux sens. Le sens d'écoulement le plus important se produit du Sud-Ouest vers le Nord-Est, en direction du Hoyoux. Une partie importante de l'eau souterraine s'écoulant vers le Hoyoux est captée par les galeries de Vivaqua. Toutefois, une partie non négligeable de cette eau quitte le bassin du Triffo en direction du Hoyoux par écoulement souterrain. Le second sens d'écoulement, dicté par la piézométrie locale, a lieu dans la partie amont du bassin du Triffo et est dirigé vers le Sud-Ouest. Une très faible partie du terme de bouclage du bilan peut donc être due à l'écoulement souterrain en direction du bassin du Samson.

3.13.10 Station Aqualim sur le Hoyoux à Marchin

Le bassin hydrographique que délimite la station Aqualim sur le Hoyoux à Marchin a une superficie de 211,5 km². Cette station se situe à environ 5,5 km de la confluence du Hoyoux avec le Meuse. Le bassin de Marchin englobe les bassins H6_Triffooy et H5_Roiseu précédemment décrits et ajoute les bassins versants du ruisseau de Lilot, du ruisseau du Pont et du Fond de Wavelinse. Le Lilot s'écoule en rive gauche du Hoyoux sur une bande de calcaires fortement karstifiés du Givetien-Frasnien. Elle est limitée par des grès et schistes du Frasnien au Sud et du Dévonien au Nord. Sur la rive droite du Hoyoux, le ruisseau du Pont et le Fond de Wavelinse parcourent des formations détritiques plissées frasniennes et famenniennes dans leur partie amont et les calcaires du Givetien-Frasnien dans leur partie aval.

La station Aqualim de Marchin intègre l'ensemble du bassin versant du Hoyoux qui recouvre la masse d'eau souterraine RWM021.

Le bilan hydrologique calculé pour la période de 1983 à 2007 en négligeant les variations des réserves ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ Q _{Marchin}	+ Q _{exporté}	+ $\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
923,8 mm	= 528,7 mm	+ 240,5 mm	+ 115,3 mm	+ 37,9 mm
100 %	= 57 %	+ 26 %	+ 13 %	+ 4 %

Les précipitations moyennes annuelles sur le bassin du Hoyoux correspondant à la station de Marchin sont d'environ 925 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 57 % des précipitations. Les 43 % restants correspondent à l'eau utile, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. L'observation des données montre que l'eau utile est généralement non nulle entre novembre et mars (voir Figure 3.13-6). La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin et le volume d'eau souterraine captée et exportée en dehors du bassin représentent respectivement 26 % et 13 % des précipitations. Le bilan présente un caractère légèrement déficitaire avec une erreur de fermeture faible, de l'ordre de 4 % du volume des précipitations.

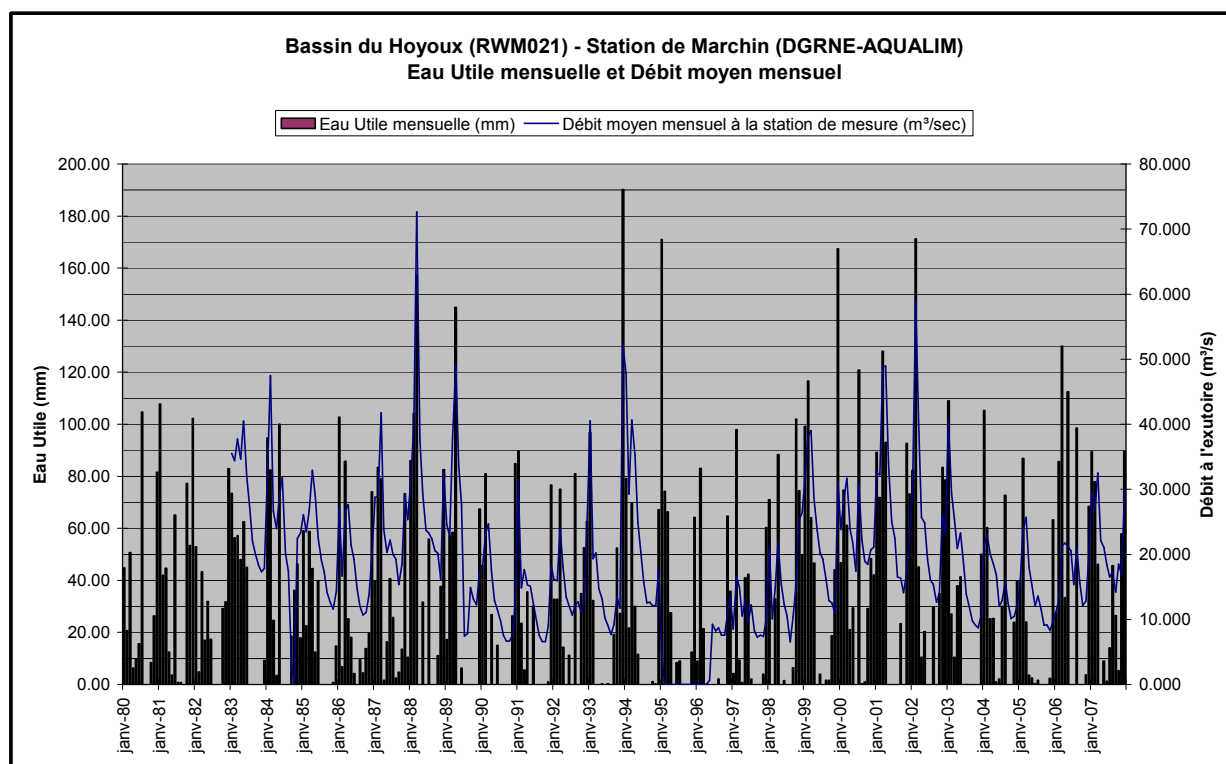


Figure 3.13-6 : Débit moyen mensuel à l'exutoire du bassin et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant à l'exutoire (mm)</u>	<u>Export par captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1980							
1981							
1982							
1983	815.4	491.9	351.7	337.3	113.0	-155.0	-19.0%
1984							
1985	718.3	466.1	252.6	249.9	122.2	-120.3	-16.8%
1986	882.2	517.7	364.1	220.8	118.8	25.3	2.9%
1987	899.7	508.7	391.0	293.4	124.4	-26.8	-3.0%
1988	1115.3	549.2	566.1	370.3	126.9	68.9	6.2%
1989							
1990	830.5	550.3	279.9	158.5	106.3	15.7	1.9%
1991	736.5	474.4	262.1	164.8	102.5	-5.3	-0.7%
1992	941.0	544.1	396.9	184.1	101.5	111.3	11.8%
1993	932.1	513.3	418.8	221.7	104.1	93.0	10.0%
1994	788.1	507.8	430.6	281.2	111.6	-112.5	-14.3%
1995							
1996							
1997	789.4	527.5	262.0	126.4	113.0	22.5	2.9%
1998	960.1	533.9	426.2	190.2	113.0	123.0	12.8%
1999	1120.9	557.2	563.7	284.8	113.0	165.9	14.8%
2000	1045.5	571.0	474.5	279.5	113.0	82.0	7.8%
2001	1092.4	521.1	571.3	332.1	113.0	126.2	11.6%
2002	1130.5	574.2	556.3	306.2	113.0	137.1	12.1%
2003	797.4	522.9	275.9	222.7	113.0	-62.6	-7.9%
2004	931.8	544.8	385.6	185.9	113.0	89.5	9.6%
2005	753.1	528.4	224.6	171.4	113.0	-59.8	-7.9%
2006	1090.5	531.1	559.4	205.7	136.9	216.8	19.9%
2007	1030.2	567.5	462.7	264.1	136.9	61.7	6.0%
MOYENNE	923.8	528.7	403.6	240.5	115.3	37.9	2.9%

Tableau 3.13-2 : Bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin versant de la station sur le Hoyoux à Marchin

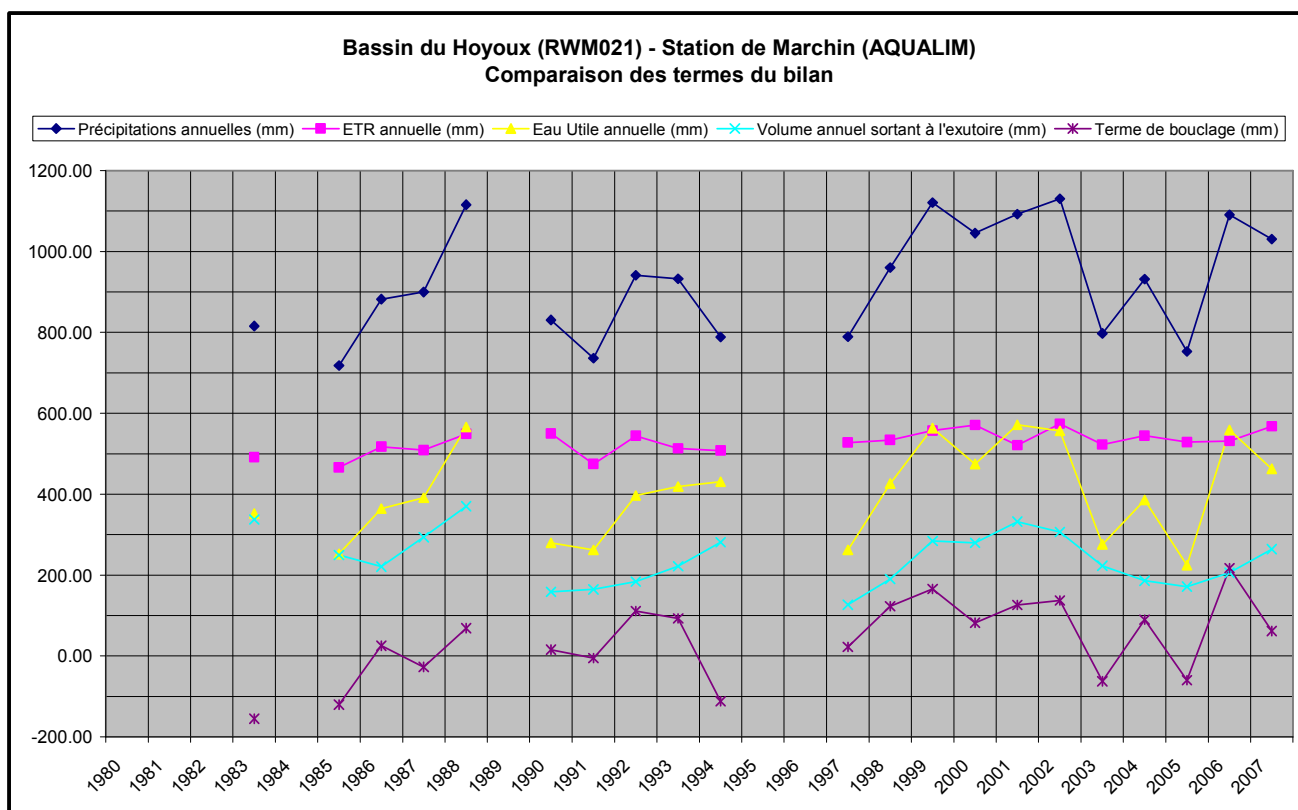


Figure 3.13-7 : Comparaison des termes du bilan pour le bassin Hoyoux Aval (Station limnimétrique Aqualim à Marchin).

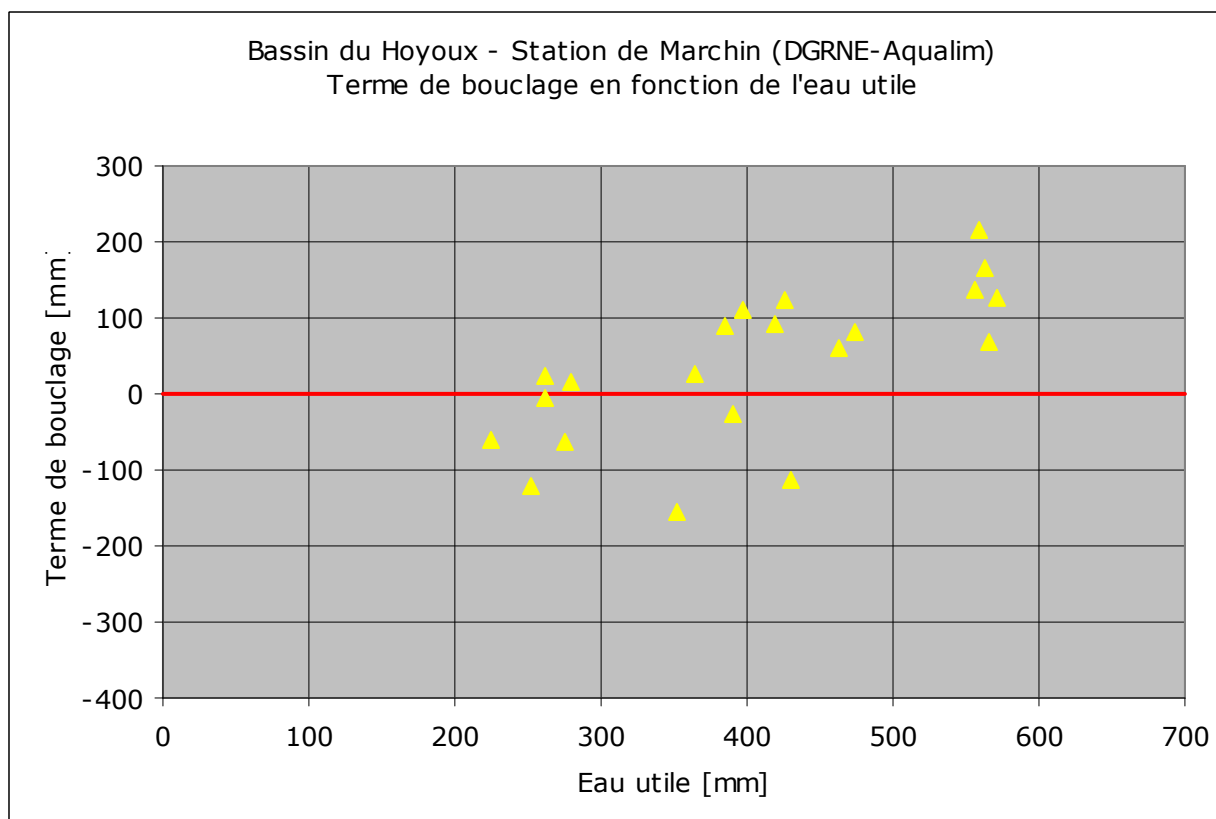


Figure 3.13-8 : Terme de bouclage en fonction de l'eau utile pour le bassin Hoyoux Aval (Station limnimétrique Aqualim à Marchin).

L'analyse des bilans annuels (voir Tableau 3.13-2, Figure 3.13-7 et Figure 3.13-8) indique que ceux-ci sont généralement excédentaires les années à pluviométrie faible et déficitaires les années à pluviométrie moyenne à élevée. Ces différences prennent vraisemblablement leur source dans les variations des réserves (diminution des réserves consécutivement à des périodes de faible pluviosité et augmentation suite à des périodes de précipitations abondantes).

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q _{Marchin}	+ Q _{exporté}	+ Δ Res	+ $\epsilon_{\text{fermeture}}$
1042,5	= 605,5mm	+ 50,2mm	+ 242,3mm	+ 136,9mm	-13,2mm	+19,8mm
100 %	= 58 %	+ 5 %	+ 23 %	+ 13 %	- 1%	+ 2 %

L'évapotranspiration réelle atteint 58 % des précipitations. Les 42 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 23 % des précipitations. Les volumes d'eau exportés en dehors des limites du bassin s'élèvent à 13 % du total des pluies annuelles. Le bassin du Hoyoux limité à la station de Marchin présente un terme de bouclage du bilan très faible (2 %). Il semble à priori que les volumes exportés soient supérieurs aux volumes importés. Les écoulements souterrains vers le Sud-Ouest en direction du bassin du Néblon et du Bassin du Bocq semblent ne peser que peu dans le bilan global du Hoyoux.

3.13.11 Conclusions générales relatives au bassin du Hoyoux

L'examen des résultats des bilans calculés pour les différents sous bassin du Hoyoux permet de tirer des conclusions intéressantes.

Premièrement le bilan pour à l'échelle de l'ensemble du bassin du Hoyoux couvrant le masse d'eau souterraine RWM021 montre que les échanges d'eau avec les bassins adjacents sont faibles. Les bilans établis sur base d'années calendriers ou d'années hydrologiques montrent tous deux des termes bouclages de faible amplitude.

Ensuite, la plupart des sous bassins de la rive gauche du Hoyoux drainant des surfaces calcaires présentent un déficit traduisant un flux d'eau souterraine sortant de ces sous bassins. Ces écoulements mis en évidence semblent se produire d'une part vers le Hoyoux, via les nombreuses sources et résurgences qui jalonnent sa rive gauche, mais aussi vers le Sud-Ouest selon la direction des synclinaux calcaires vers les bassins du Bocq et à travers celui du Samson.

Enfin les bassins H2_Pailhe et Torrent de Bonne situés dans l'axe du synclinal de Modave présentent des termes de bouclage élevés et nettement déficitaires alors que le bassin versant limité par la station H3_Modave présente lui-même un caractère nettement excédentaire. Ceci indique que d'importants écoulements souterrains ont lieu vers le synclinal calcaire de Modave à partir des bassins H2_Pailhe et du Torrent de Bonne. Le synclinal calcaire de Modave semble donc jouer un rôle majeur dans le transfert d'eau souterraine entre sous bassins.

3.14 Bilan hydrologique pour le bassin du Néblon

3.14.1 *Description générale du bassin du Néblon*

Le bassin hydrographique du Néblon, d'orientation Sud Ouest - Nord Est, occupe une surface de 75,7 km². Son exutoire est situé à Hamoir sur la rive gauche de l'Ourthe. Le bassin versant étudié (75,2 km²) couvre la quasi-totalité de la surface du bassin hydrographique. Il est limité à la station limnimétrique de Hamoir (réseau DCENN - Aqualim), environ 1,4 km en amont de la confluence avec l'Ourthe. La configuration des sous bassin est détaillée dans un schéma synoptique (Figure 3.14-2).

Le bassin du Néblon s'étend sur la partie orientale du Synclinorium de Dinant. Le cours d'eau draine une importante masse de calcaires carbonifères ainsi que des schistes houillers. Les anticlinaux gréseux n'affleurant pas dans la moitié Nord-Ouest du bassin, les synclinaux calcaires sont donc interconnectés. L'extrémité Sud du bassin versant est constituée de formations détritiques (shales et grès) du Dévonien moyen.

Le bassin occupe la partie Sud de la RWM021 à l'exception de son extrémité Est, proche de l'exutoire, qui s'étend dans la RWM023.

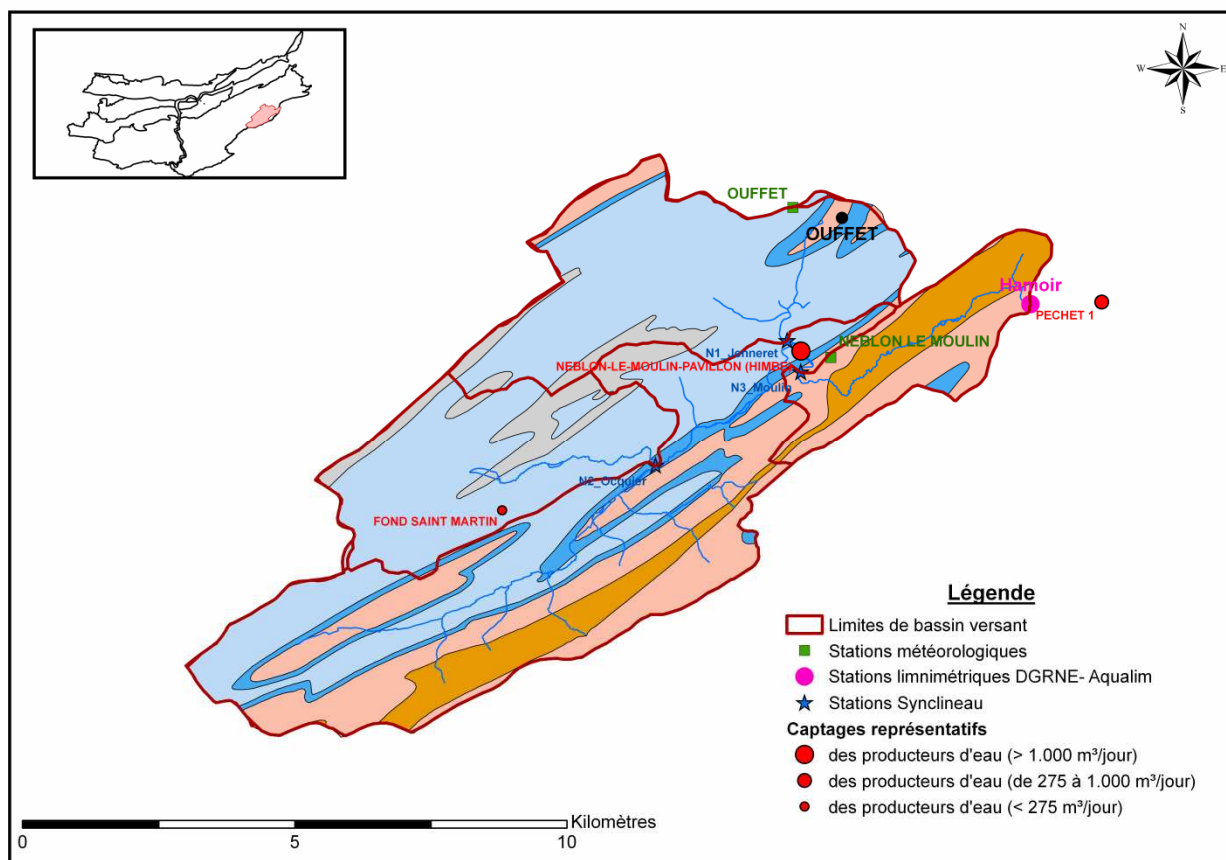


Figure 3.14-1 : Bassin du Néblon avec indication des captages et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

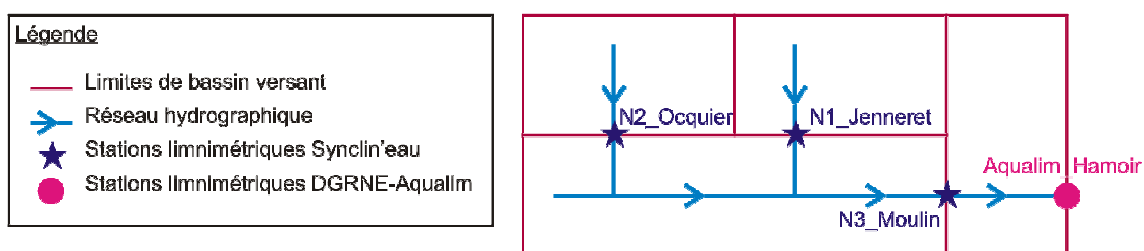


Figure 3.14-2 : Schéma synoptique des sous-bassins appartenant au bassin du Néblon.

3.14.2 Inventaire des volumes d'eau importés et exportés

La CILE exploite les calcaires carbonifères via un réseau de galeries à Néblon-le-Moulin. Le volume moyen annuel capté par les galeries est d'environ 9 000 000 m³. 98 % de ce volume est exporté en dehors du bassin versant du Néblon pour alimenter l'agglomération liégeoise, les 2 % restants sont distribués sur le territoire de la commune d'Ouffet.

La CIESAC exploite un petit captage par drain à Ocquier. Il est également situé dans les calcaires du Carbonifère. Le volume moyen annuel capté est de l'ordre de 30 000 m³. Cette eau est destinée à une distribution locale dans les limites du bassin.

La station d'épuration d'Ouffet traite les eaux usées de la commune d'Ouffet, dont l'eau de distribution provient des captages de la CILE à Néblon-le-Moulin. D'une charge nominale de 1500 équivalents-habitants, elle rejette les eaux traitées dans le ruisseau d'Ouffet. Un volume d'eau relativement faible par rapport aux volumes en jeu dans les bilans est donc importé dans le bassin délimité par la station Synclin'EAU N1_Jenneret.

- Exportations : transfert du Néblon vers le bassin de la Meuse et l'agglomération liégeoise d'environ 8 800 000 m³/an.

3.14.3 Station Synclin'EAU N1_Jenneret

Le bassin hydrographique que délimite la sonde N1_Jenneret est situé sur le ruisseau d'Ouffet à 130 mètres de sa confluence avec le Néblon. Il reprend la partie Nord-Est du bassin du Néblon. La densité du réseau hydrographique qui draine ce bassin de 19,2 km² est relativement faible. Sa superficie de 19,2 km² est relativement élevée par rapport à la faible densité du réseau hydrographique superficiel qui le draine. Les ruisseaux sillonnant ce bassin sont secs durant l'étiage.

La structure géologique sur laquelle repose le bassin versant limité à la station NI_Jenneret est composée de la partie NE du synclinal calcaire carbonifère d'Ocquier. Ce synclinal est parcouru par de nombreuses fractures définissant un important réseau karstique dont les manifestations en surface sont nombreuses. La quasi-totalité des précipitations s'infilte donc et circule à travers le bassin via l'écoulement souterrain.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{N1_Jenneret}	- Q _{importé}	+ ΔRes	+ ε _{fermeture}
991,0	= 592,5mm	+ 44,7mm	+ 36,9mm	- 0,6mm	- 0,4mm	+ 317,4mm
100 %	= 60 %	+ 5 %	+ 4 %	- <1 %	- <1 %	+ 32 %

L'évapotranspiration réelle atteint 60 % des précipitations. Les 40 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin ne représente que 4 % des précipitations. Ceci implique que 36 % des précipitations s'infiltreront dans le massif calcaire. Le terme de bouclage de 32 % montre que le

bassin est très largement déficitaire. Un volume d'environ 6 millions de m³ d'eau quitte chaque année ce sous bassin N1_Jenneret via l'aquifère du synclinal calcaire d'Ocquier. Le gradient hydrogéologique dans le bassin versant du ruisseau d'Ouffet est dirigé vers le Sud-Est. Les eaux souterraines traversent la limite du bassin hydrographique du ruisseau d'Ouffet pour alimenter le bassin du Néblon.

3.14.4 Station Synclin'EAU N2_Ocquier

Le bassin hydrographique que délimite la station N2_Ocquier reprend la partie Nord-Ouest du bassin du Néblon. Sa superficie est de 14,1 km². La structure géologique sous-jacente est composée de la partie Sud-Ouest du synclinal calcaire carbonifère d'Ocquier et schisteux du Houiller.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{N2_Ocquier}	+ΔRes	+ ε _{fermeture}
1011,8	= 592,6mm	+ 49,8mm	+ 258,8mm	- 8,7mm	+ 113,4mm
100 %	= 59 %	+ 5 %	+ 27 %	- <1 %	+ 11 %

L'évapotranspiration réelle atteint 59 % des précipitations. Les 41 % restants correspondent à l'eau utile, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 27 % des précipitations. Le terme de bouclage de 11 % indique un bassin déficitaire. Un flux sortant peut être à considérer via l'aquifère du synclinal calcaire d'Ocquier en direction du Sud – Est vers le bassin du Néblon. Cette affirmation est étayée par l'examen de la piézométrie et des sens d'écoulements des eaux souterraines.

3.14.5 Station Synclin'EAU N3_Moulin

Le bassin hydrographique que délimite la sonde N3_Moulin reprend 90 % de la superficie du bassin du Néblon, soit 66,9 km². Il inclut les deux bassins précédemment décrits ainsi que le flanc sud du synclinal d'Ocquier. Ce dernier est composé de calcaires carbonifères et de roches détritiques du Frasnien-Famennien.

Le bilan hydrologique calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q_{N3_Moulin}	- $Q_{importé}$	+ $Q_{exporté}$	+ Δ Res	+ $\epsilon_{fermeture}$
1002,7	= 593,5mm	+ 48,9mm	+ 158,6mm	- 0,0mm	+ 131,9mm	- 5,7mm	+ 75,6 mm
100 %	= 59 %	+ 5 %	+ 16 %	- 0 %	+ 13 %	- <1 %	+ 7 %

L'évapotranspiration réelle atteint 59 % des précipitations. Les 41 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin ne représente que 16 % des précipitations. En effet une partie importante de l'eau souterraine contenue dans ce bassin est captée avant de pouvoir alimenter le réseau hydrographique de surface. Ce bilan montre un bassin légèrement déficitaire. Ce résultat est interpellant car l'examen de la piézométrie et des sens d'écoulement des eaux souterraines dans le Nord du bassin exclu un flux sortant vers Nord en direction du bassin du Hoyoux. Au Sud, les formations détritiques du Frasnien-Famennien agissent comme des barrières hydrogéologiques. Le terme de bouclage de 7 % ce bilan trouverait alors son origine dans les incertitudes inhérentes aux mesures de débit du Néblon. En effet, quelques problèmes sont survenus au cours du monitoring du débit à la station N3_Moulin. Ils ont conduit à la correction d'une partie de la série de donnée sur base des débits mesurés à l'amont et à l'aval. Cette méthode ayant ses limites, quelques incertitudes planent encore quant au terme de débit ruisselé de ce bilan.

3.14.6 Station Aqualim sur le Samson à Hamoir

Le bassin hydrographique que délimite la sonde Aqualim Hamoir couvre la quasi-totalité du bassin du Néblon. Il prolonge le bassin limité à la station précédente de 8 km² de formations détritiques frasniennes et famenniennes.

Le bilan hydrologique calculé pour la période de 1987 à 2007 en négligeant les variations des réserve ($\Delta R = \Delta S = 0$) donne les valeurs annuelles moyennes suivantes :

P	= ETR	+ Q_{Hamoir}	+ $Q_{exporté}$	+ $\epsilon_{fermeture}$
934,4 mm	= 530,4 mm	+ 263,3 mm	+ 117,9 mm	+ 22,9 mm
100 %	= 57 %	+ 28 %	+ 13 %	+ 2 %

Les précipitations moyennes annuelles sont d'environ 935 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 57 % des précipitations. Les 43 % restants correspondent à l'eau utile, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. L'observation des données montre que l'eau utile est non nulle et relativement importante entre novembre et avril (Figure 3.14-3). La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin et le volume d'eau souterraine captée et exportée en dehors du bassin représentent respectivement 29 % et 13 % des précipitations. L'erreur de fermeture est faible et représente 2 % du volume des précipitations. Les échanges avec les bassins limitrophes, notamment

le Hoyoux, apparaissent dès lors très limités. Si ils avaient lien néanmoins, les pertes seraient compensées par des apports.

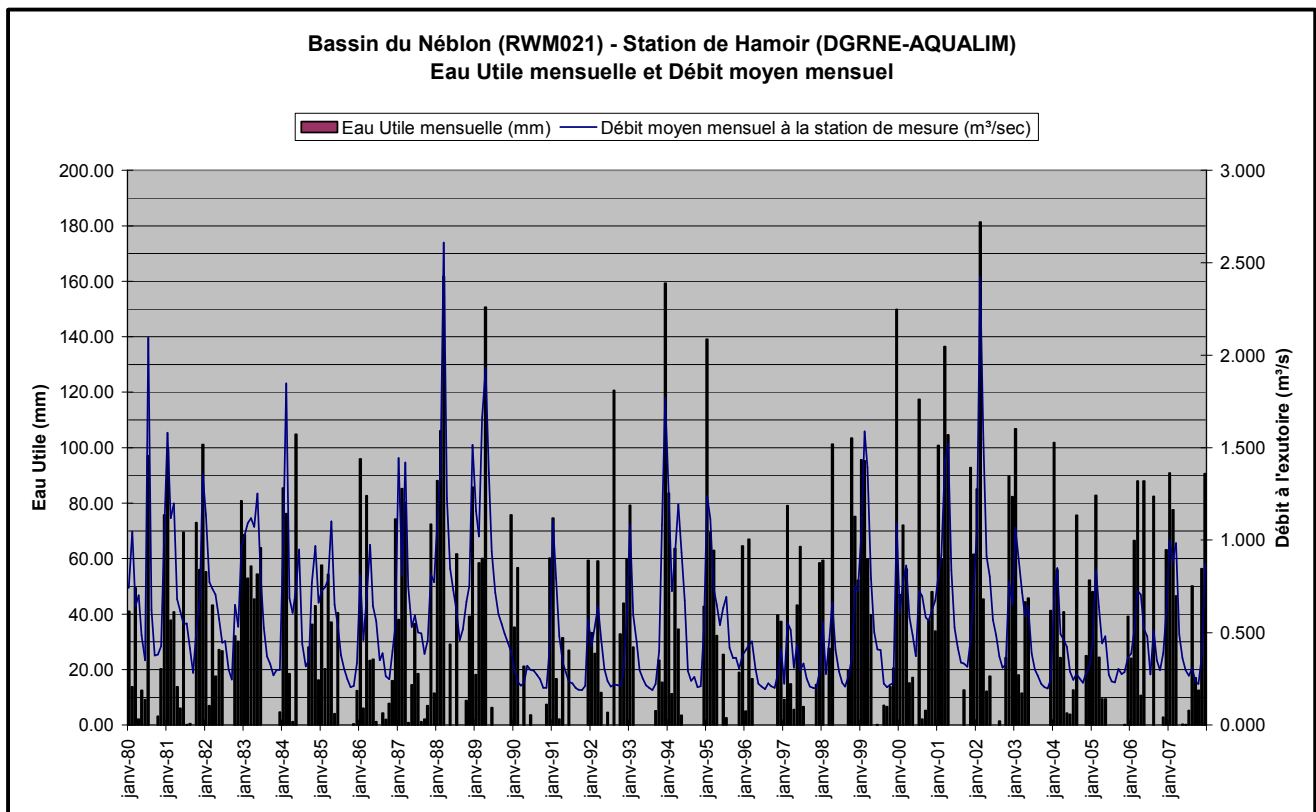


Figure 3.14-3 : Débit moyen mensuel à l'exutoire du bassin et eau utile calculée sur base de l'algorithme modifié de Thornthwaite.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant à l'exutoire (mm)</u>	<u>Export par captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1980	830.2	505.9	324.3	313.4	118.0	-107.1	-12.9%
1981	1010.1	511.9	498.2	333.4	118.0	46.9	4.6%
1982							
1983							
1984	914.4	478.6	409.5	326.6	118.0	-8.9	-1.0%
1985	695.3	468.7	226.6	216.9	118.0	-108.3	-15.6%
1986	857.7	521.0	336.7	221.2	118.0	-2.5	-0.3%
1987	882.5	514.8	367.7	314.1	118.0	-64.4	-7.3%
1988	1133.7	553.4	580.3	435.6	118.0	26.7	2.4%
1989	926.6	557.2	369.3	389.2	118.0	-137.9	-14.9%
1990							
1991							
1992	934.9	543.6	391.3	152.6	118.0	120.7	12.9%
1993							
1994							
1995	960.2	544.9	415.3	259.1	118.0	38.1	4.0%
1996							
1997	835.7	540.2	295.6	132.9	126.0	36.7	4.4%
1998	979.7	541.0	438.7	182.1	136.6	120.1	12.3%
1999	1042.5	554.1	488.4	281.0	140.0	67.4	6.5%
2000	1023.4	571.8	451.6	264.6	117.3	69.7	6.8%
2001	1074.4	505.5	568.8	301.7	104.1	163.1	15.2%
2002	1110.8	571.4	539.4	352.6	91.8	95.0	8.6%
2003	781.3	513.7	267.6	199.7	109.5	-41.5	-5.3%
2004							
2005	753.7	540.6	213.1	167.0	118.0	-71.9	-9.5%
2006	939.5	514.0	425.5	201.5	117.5	106.4	11.3%
2007	1002.6	555.5	447.0	220.3	117.5	109.2	10.9%
MOYENNE	934.5	530.4	402.7	263.3	117.9	22.9	2.4%

Tableau 3.14-1 : Bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin amont du Néblon

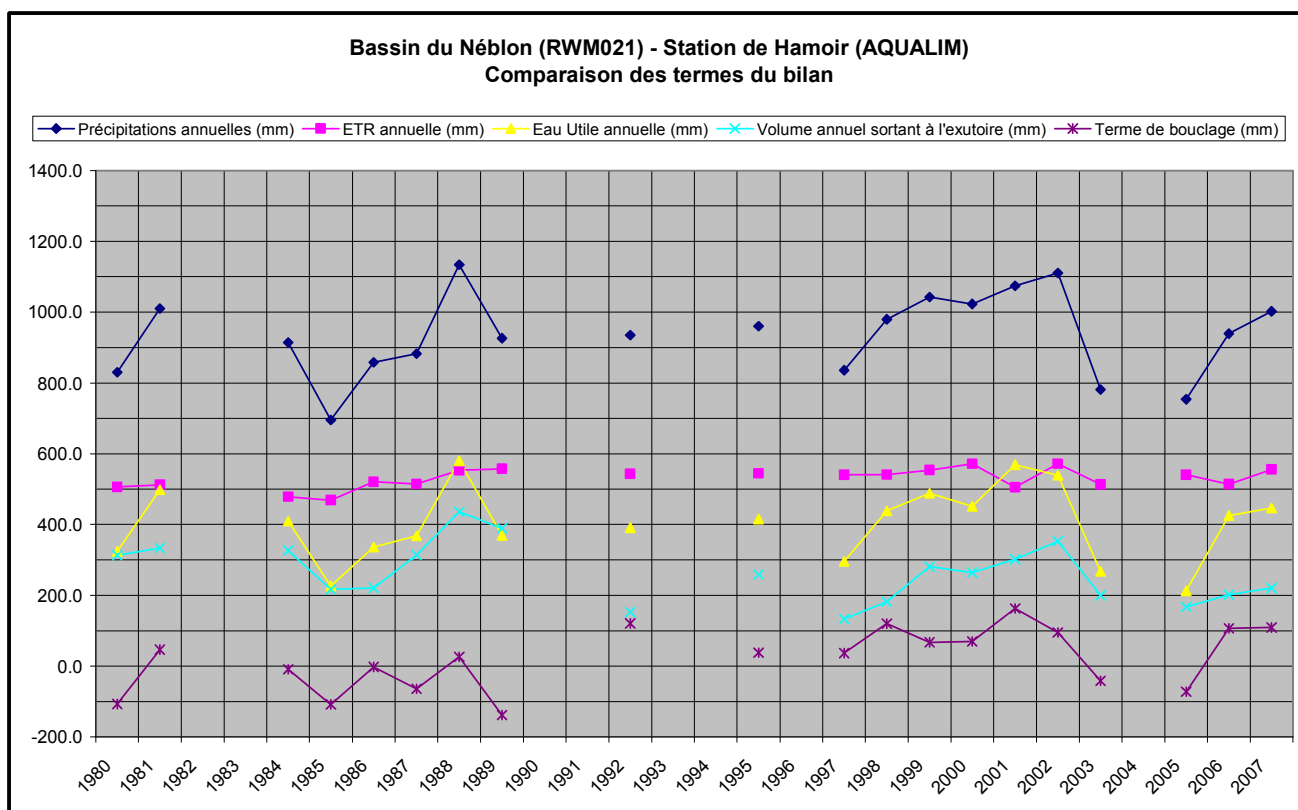


Figure 3.14-4 : Comparaison des termes du bilan pour le bassin du Néblon (Station limnimétrique Aqualim à Hamoir).

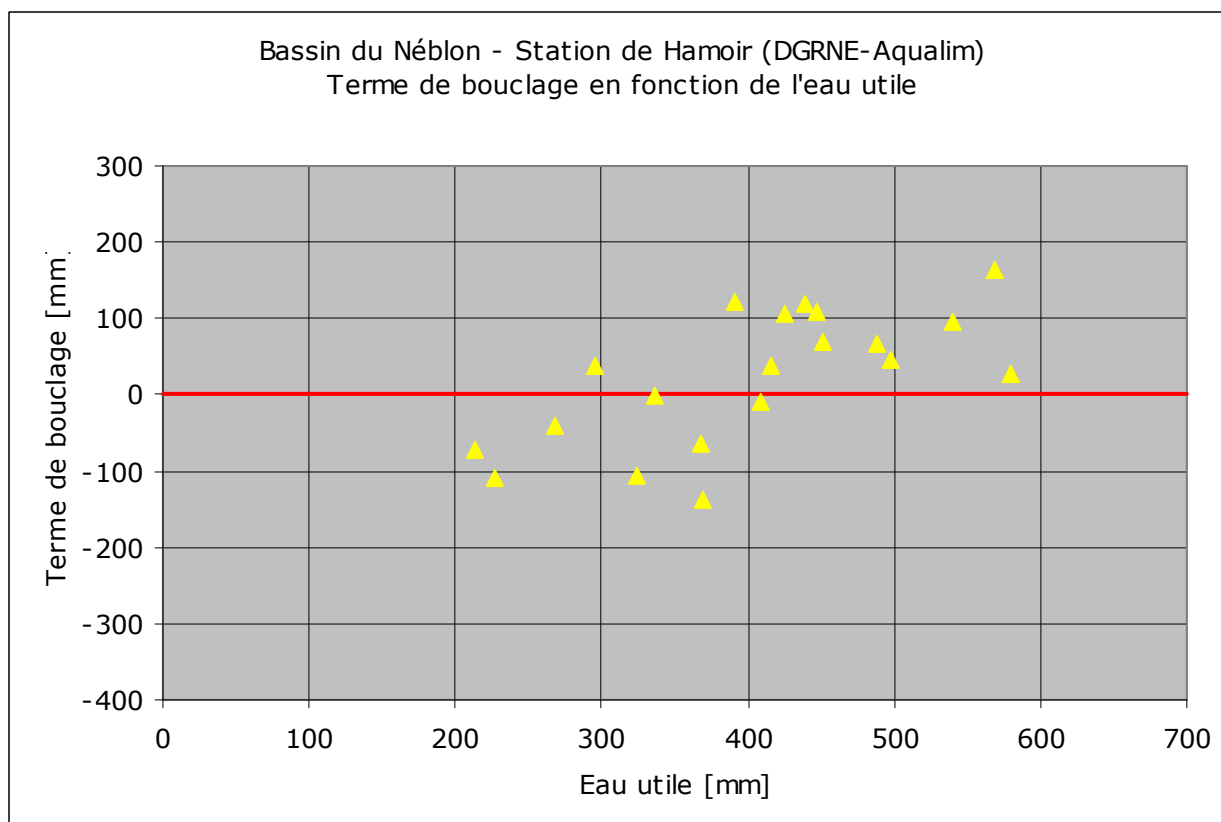


Figure 3.14-5 : Terme de bouclage en fonction de l'eau utile pour le bassin du Néblon (Station limnimétrique Aqualim à Hamoir).

L'analyse des bilans annuels (voir Tableau 3.14-1, Figure 3.14-4 et Figure 3.14-5) indique que ceux-ci présentent un caractère généralement excédentaire pour les années à pluviométrie faible à moyenne et déficitaire pour les années à pluviométrie élevée. Ces fluctuations prennent leur source dans les variations des réserves (diminution des réserves consécutivement à des périodes de faible pluviosité et augmentation suite à des périodes de fortes précipitations avec un retard significatif d'un ou deux mois). Le bilan global pour le bassin du Néblon semble donc en équilibre.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q_{Hamoir}	+ $Q_{\text{exporté}}$	+ Δ Res	+ $\mathcal{E}_{\text{fermeture}}$
1001,5	= 593,4mm	+ 48,4mm	+ 214,2mm	+ 117,5mm	- 4,5mm	+32,9mm
100 %	= 59 %	+ 5 %	+ 21 %	+ 12 %	- <1 %	+ 3 %

L'évapotranspiration réelle atteint 59 % des précipitations. Les 41 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 21 % des précipitations. Les résultats du bilan montrent un bassin légèrement déficitaire de 3 %. L'origine de ce flux minime sortant du bassin est vraisemblablement due aux imprécisions relatives au calcul des différents termes du bilan hydrologique. En effet, la géologie, la piézométrie et donc les sens d'écoulement de l'eau souterraine ne sont pas propices à des échanges inter bassins.

3.14.7 Conclusions générales relatives au bassin du Néblon

D'après les résultats des bilans effectués sur l'intégralité du bassin du Néblon, les échanges d'eau vers les bassins adjacents via l'écoulement souterrain sont faibles, voir inexistants. Les conclusions des bilans historiques et des bilans effectués sur base d'une année hydrologique convergent sur ce point. Toutefois, de tels écoulements peuvent avoir lieu et ne pas être détectés dans le bilan si les flux entrants compensent les flux sortants quoique cela soit improbable au regard des sens d'écoulement piézométriques.

En ce qui concerne les sous bassins Synclin'EAU, le sous bassin N1_Jenneret semble très largement déficitaire. Des échanges d'eau importants peuvent être interprétés au travers de l'aquifère du synclinal calcaire d'Ocquier en direction du Néblon. L'examen des données de piézométrie permet d'écarter la possibilité de transferts d'eaux souterraines vers le synclinal

d'Anthisnes. Le bassin N2_Ocquier est, lui aussi, vraisemblablement capable dans une moindre mesure de transferts d'eau via le synclinal d'Ocquier vers le Néblon.

3.15 Bilan hydrologique pour le bassin de l'Ourthe entre les stations de Tabreux et de Sauheid

Même si l'approche privilégiée dans le cadre de cette étude repose sur le calcul de bilans sur l'ensemble du bassin versant de chaque station limnimétrique considérée, une telle approche n'a pas été retenue pour le bassin de l'Ourthe. Prendre en compte l'ensemble du bassin versant alimentant la station limnimétrique de Tabreux, par exemple, nous amène à considérer une zone dépassant très largement le cadre de l'étude pour laquelle toutes les données météorologiques ne sont pas nécessairement disponibles. Seule l'extrémité aval du bassin de l'Ourthe (environ 8 % de la surface totale du bassin) est en effet inscrite dans la RWM021, la majeure partie drainant, en amont de Tabreux, la Calestienne-Famenne (RWM023) et le massif schisto-gréseux de l'Ardenne (RWM100).

Par ailleurs, après information prise auprès du MET, les données de débit calculées pour les stations de Sauheid, à l'exutoire du bassin, et de Tabreux à l'entrée de l'Ourthe dans la RWM021, ne sont pas exploitables pour les périodes d'étiage. Seules les données de la station de Martinrive sont exploitables. Les débits d'étiage ont tendance à être sous-estimés et la différence entre le débit entrant dans le bassin à Tabreux et le débit sortant à Sauheid apparaît fréquemment négative en période estivale. Les résultats du bilan calculé entre les stations de Tabreux et de Sauheid sont donnés à titre indicatif. Seule une approche par sous bassins est envisagée ici. Elle privilégie le réseau de mesure mis en place dans le cadre du projet.

3.15.1 *Description du bassin*

Le bassin versant étudié couvre l'extrémité Est des masses d'eau souterraine RWM021 et RWM023 depuis la station de Sauheid en aval jusqu'aux stations de Tabreux et de Martinrive en amont, respectivement situées sur les cours de l'Ourthe et de l'Amblève (voir Figure 3.15-1). L'ensemble de ces stations limnimétriques est géré par le MET-SETHY.

Six stations de mesure de débit ont été mises en place dans le cadre de ce projet. Elles se situent à l'exutoire de bassins indépendants les uns des autres à l'exception des bassins délimités par les sondes O4_Sce Martin et O5_Magrée. Trois de ces stations (O1_Comblain, O2_Trou Bleu et O4_Sce Martin) sont installées peu après des résurgences. Les bassins ont été spécifiquement sélectionnés pour leur prédisposition à présenter des écoulements souterrains importants.

Le bassin de l'Ourthe considéré dans cette étude draine du Sud vers le Nord :

- les calcaires et grès dévoniens de la Calestienne ;
- les schistes du Frasnien de la dépression de la Famenne ;
- les calcaires carbonifères et les grès famenniens du système condrusien ;
- la bande de calcaires givétiens ;
- les formations schisto-gréseuses du Dévonien moyen de la bande calédonienne.

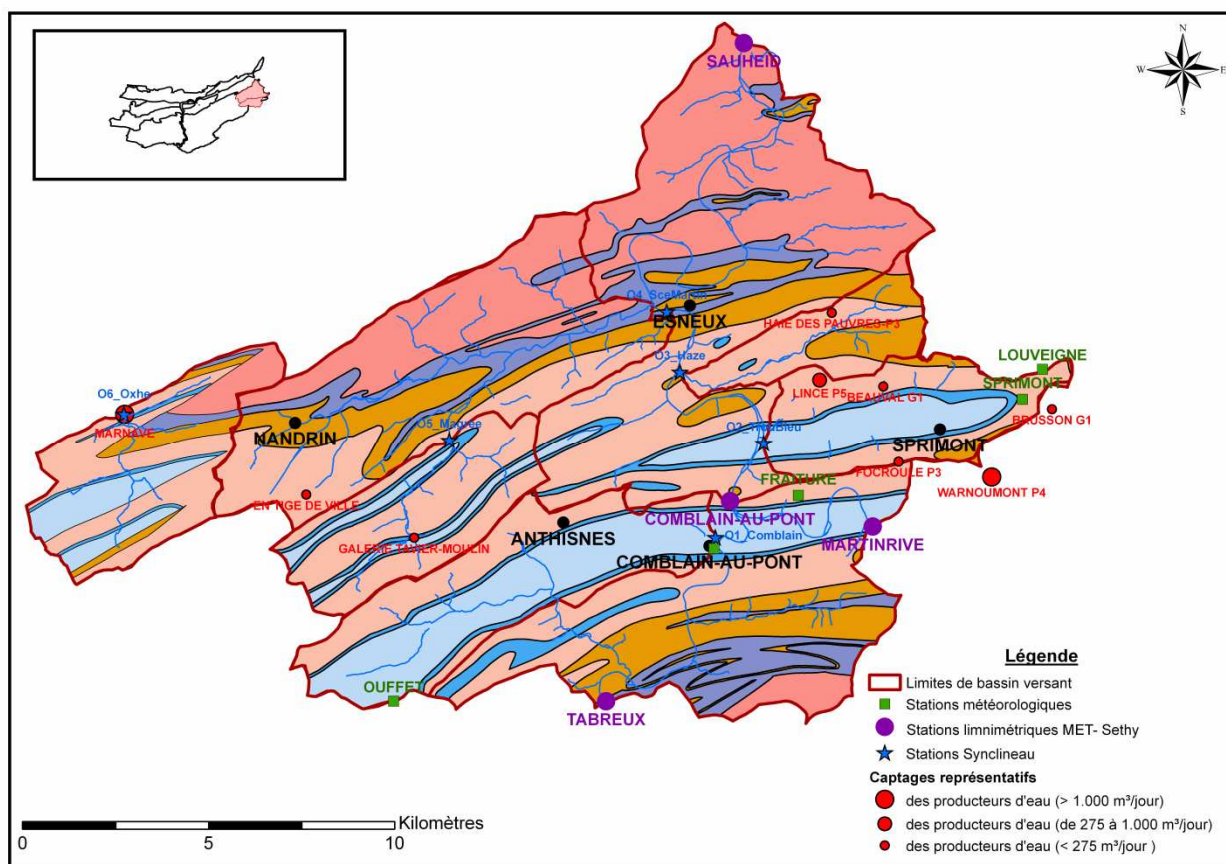


Figure 3.15-1 : Bassin de l'Ourthe entre les stations de Tabreux et Sauheid avec indication des captages et des différentes stations météorologiques et limnimétriques utilisées dans le cadre du calcul du bilan.

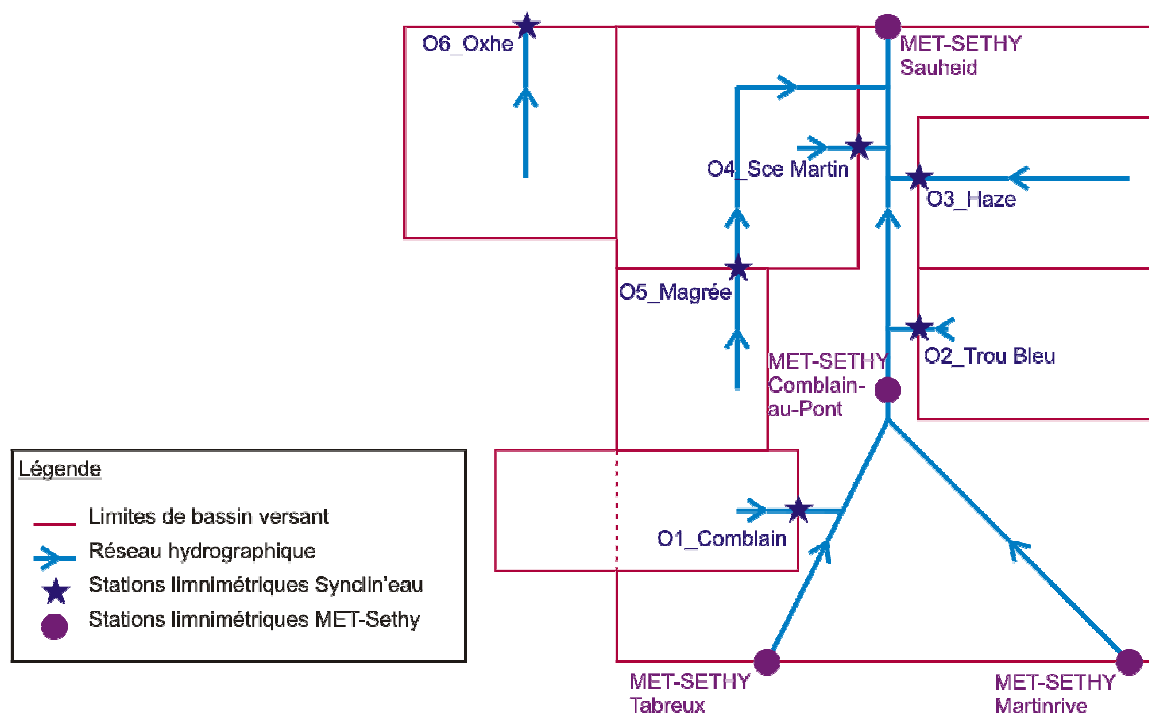


Figure 3.15-2 : Schéma synoptique des sous-bassins appartenant au bassin de l'Ourthe entre les stations de Tabreux et Sauheid.

3.15.2 Inventaire des volumes d'eau importés et exportés

La plupart des captages de ce bassin se situent dans les grès du Famennien. Les volumes exploités ne dépassent pas 100 000 m³ par an. Ces volumes sont utilisés à l'intérieur des limites du bassin. Parmi les plus importants captages on retrouve :

- Le captage de Lincé (SWDE) exploite les grès famenniens à raison de 70 000 m³ par an ;
- Le captage de Beauval (SWDE) sollicite également les grès du Famennien. Le volume annuel exploité s'élève à 76 000 m³ ;
- La source de Marnave exploitée par l'Intercommunale des eaux de Nandrin à raison de 400 000 m³ par an.

3.15.3 Station Synclin'EAU O1_Comblain

Les limites du bassin hydrographique que délimite la sonde O1_Comblain ont été délibérément étendues de façon à englober l'ensemble du synclinal calcaire d'Anthisnes. La station de mesure de débit se trouve peu après une exsurgence à Comblain-au-Pont. Le bassin hydrographique délimité par cette station ne comprend théoriquement que la partie Est du synclinal et est limité à Anthisnes, la partie Ouest étant drainée par le ruisseau de Lizin. Toutefois, ce ruisseau

est sec pendant la majeure partie de l'année. De plus une série de piézomètres installés à proximité de ce cours d'eau indiquent que le niveau piézométrique dans le synclinal calcaire se situe 10 à 70 m sous la surface du sol. L'examen des cotes piézométriques montre un gradient hydraulique nettement orienté d'Ouest en Est à travers tout le synclinal calcaire. Enfin des essais de traçage réalisés il y a plusieurs années ont permis de confirmer la connexion de l'Ouest du synclinal avec l'Est vers Comblain-au-Pont et ont mis en évidence un système karstique fonctionnel important. Ces données ont permis d'étendre les limites du bassin délimité par la station O1_Comblain au plateau calcaire vers l'Ouest jusqu'à la limite avec le bassin du Néblon. La surface totale est de 27,9 km².

Le substrat géologique est composé d'un synclinal calcaire du Carbonifère limité au Nord et au Sud par des anticlinaux gréseux du Famennien.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{O1_Comblain}	+ ΔRes	+ ε _{fermeture}
991,0	= 595,1mm	+ 45,1mm	+ 210,5mm	+ 134,3mm	+ 6,0mm
100 %	= 60 %	+ 5 %	+ 21 %	+ 13 %	+ 1 %

L'évapotranspiration réelle atteint 60 % des précipitations. Les 40 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 21 % des précipitations. La variation de réserves pour ce bassin et pour l'année hydrologique 2006-07 est très élevée (13 %). Le terme de bouclage quant à lui est à peine égal au pourcent. Cela tend à prouver que les limites du bassin considérées correspondent relativement bien aux limites réelles du bassin hydrogéologique. En effet le bilan effectué sans considérer la totalité du synclinal d'Anthisnes abouti à un terme excédentaire de 60 % qui traduit un apport d'eau très important. Les écoulements à l'intérieur du bassin O1_Comblain ont lieu essentiellement sous la surface et à travers l'important réseau karstique, d'Ouest en Est en direction de l'Ourthe. Il est donc impératif, lors de l'étude du système hydrologique de la résurgence de Comblain-au-Pont, de considérer l'ensemble du synclinal calcaire d'Anthisnes.

3.15.4 Station Synclin'EAU O2_Trou Bleu

« Trou Bleu » est le nom donné à une source située dans le village de Chanxhe sur la rive droite de l'Ourthe et à proximité de celle-ci. Le bassin versant délimité par cette station s'étend vers l'Est pour occuper une superficie totale de 18 km². Les écoulements dans le réseau hydrographique

de surface sont quasi inexistantes. De plus ce réseau ne converge pas vers l'exutoire du Trou Bleu. La totalité des précipitations tombant sur le bassin s'infiltré et ressort par la source du Trou Bleu.

Le bassin du Trou Bleu s'étire d'Est en Ouest selon la direction du synclinal calcaire du Carbonifère de Chanxhe-Sprimont. Il est limité au Nord et au Sud par des anticlinaux gréseux du Famennien.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{O2_Trou Bleu}	+ΔRes	+ ε _{fermeture}
980,4	= 610,8mm	+ 57,6mm	+ 405,2mm	+ 11,3mm	-104,5mm
100 %	= 62 %	+ 6 %	+ 41 %	+ 1 %	- 11 %

L'évapotranspiration réelle atteint 62 % des précipitations. Les 38 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 41 % des précipitations ce qui surpasse l'eau utile. Ceci implique un terme de bouclage excédentaire et donc un flux entrant à considérer. Ce flux entrant aurait une origine anthropique et non naturelle. En effet le bassin ne présente pas, à ses limites, de zones propices à un apport important d'eau souterraine. Par contre, le bassin présente une densité de population relativement élevée ainsi que quelques industries. Un volume d'eau considérable pourrait être importé pour la consommation et rejeter à l'intérieur du bassin.

3.15.5 Station Synclin'EAU O3_Haze

Le bassin de la Haze couvre un territoire de 10,5 km² en rive droite de l'Ourthe. Il se situe dans l'axe d'un anticlinal constitué de formations détritiques du Frasnien et du Famennien. L'extrémité NE se prolonge jusque dans les grès du Dévonien inférieur.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{O3_Haze}	+ΔRes	+ ε _{fermeture}
980,4	= 610,8mm	+ 57,6mm	+ 284,2mm	+ 44,1mm	-16,3mm
100 %	= 62 %	+ 6 %	+ 29 %	+ 5 %	- 2 %

L'évapotranspiration réelle atteint 62 % des précipitations. Les 38 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 29 % des précipitations. La prise en considération des valeurs de variation de stock d'eau dans le sol et de réserve dans la nappe permet de compléter le

bilan avec une erreur de fermeture de 2 %. Ce bassin semble ne pas subir d'import ou d'export via l'eau souterraine. Si de tels transferts se produisaient, les quantités importées et exportées devraient être en équilibre. Toutefois les formations géologiques constituant le bassin ne sont pas propices à d'importants écoulements souterrains. Ce terme de bouclage de 2% pourrait trouver son origine dans les incertitudes inhérentes à l'acquisition des données et à la méthode de calcul du bilan.

3.15.6 Station Synclin'EAU O5_Magrée

Le bassin que délimite la sonde O5_Magrée reprend la partie amont du ruisseau de Tavier. Sa superficie est de 19,3 km². La géologie locale montre une succession de deux synclinaux calcaires du Carbonifère entrecoupés et limités au Nord et au Sud d'anticlinaux gréseux du Famennien. Les synclinaux calcaires se prolongent vers le Sud-Ouest pour communiquer avec la structure synclinale d'Ocquier et le bassin du Torrent de Bonne.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{O5_Magrée}	+ΔRes	+ ε _{fermeture}
991,0	= 592,5mm	+ 44,7mm	+ 190,1mm	+ 3,9mm	+ 159,8mm
100 %	= 60 %	+ 5 %	+ 19 %	+<1 %	+ 16 %

L'évapotranspiration réelle atteint 60 % des précipitations. Les 40 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin représente 19 % des précipitations et le terme de bouclage s'élève à 16 %. Ce déficit implique un flux sortant du bassin. Ce transfert d'eau se ferait selon toute vraisemblance en direction du Sud-Ouest, vers le bassin du Torrent de Bonne. Un faible transfert pourrait également avoir lieu vers le Nord-Est via le synclinal calcaire à Villers-aux-Tours.

3.15.7 Station Synclin'EAU O4_Sce Martin

Ce bassin correspond au bassin du ruisseau Martin, lequel prolonge le bassin O5_Magrée précédemment décrit. Or la sonde O4_Source_Martin ne se trouve pas sur ce ruisseau. Elle est placée peu après une exsurgence (Source Martin) dans les calcaires du Givetien et du Frasnien. Cette source émerge dans un petit fond à 500 m au Sud de la confluence du ruisseau Martin avec l'Ourthe. Le choix de cette station s'appuie sur le fait que le réseau hydrographique de surface est sec la majeure partie de l'année et que des essais de traçage font état de nombreux karsts drainant le bassin à travers les calcaires givetien-frasniens jusqu'à la Source Martin. De plus, la partie du

ruisseau Martin s'écoulant sur ces calcaires est ponctuée de nombreuses pertes et résurgences lesquelles interceptent la majeure partie du débit du ruisseau. Il est important de noter que du à son emplacement, la station ne mesure pas le débit provenant du réseau hydrographique de surface ainsi que de quelques petite résurgences localisée dans la berge de l'Ourthe. Lors d'événements pluvieux intenses, les ruisseaux drainent une faible quantité d'eau qui n'est pas intégrée au bilan. De plus, la sonde a du être placée à proximité de la confluence avec l'Ourthe. Or, en période de crue, le niveau d'eau dans l'Ourthe est supérieur au niveau de la sonde. L'eau de l'Ourthe remonte alors vers l'amont et vers la sation limnimétrique ce qui influence le débit réellement écoulé. Le bassin pris en compte totalise une superficie de 44,6 km².

Le substrat géologique est constitué de couches plissées regroupant du Sud au Nord les grès famenniens, les formations schisteuses du Frasnien-Famennien, les calcaires du Givetien-Frasnien et enfin des grès du Dévonien inférieur.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ ΔStock	+ Q _{O4_SceMartin}	+ΔRes	+ ε _{fermeture}
935,0	= 598,9mm	+ 52,5mm	+ 139,1mm	- 0,6mm	+ 145,1mm
100 %	= 64 %	+ 6 %	+ 15 %	- <1 %	+ 15 %

L'évapotranspiration réelle atteint 64 % des précipitations. Les 36 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin ne représente que 15 % des précipitations. Cette faible valeur de ruissellement est due en partie au fait que la station ne mesure pas les volumes d'eau écoulés à travers le réseau hydrographique de surface et les résurgences. Une quantité importante d'eau quitte le bassin par écoulement souterrain et rejoint l'Ourthe considérée comme niveau hydrogéologique de base. Un flux sortant est donc à considérer et pourrait se produire via les axes de synclinaux calcaires du Givetien-Frasnien en direction du NE.

3.15.8 Station Synclin'EAU O6_Oxhe

Le bassin que délimite la sonde O6_Oxhe est un bassin dont le réseau hydrographique abouti directement à la Meuse. La station se situe en aval d'Outrelouxhe peu après que cinq ruisseaux et fonds se soient rejoints pour former le ruisseau de Neufmoulin. Le contexte géologique est assez complexe car constitué de structures plissées et faillées. Au sud, deux synclinaux calcaires du Carbonifère sont chacun recoupés par une faille inverse mettant en contact direct ces calcaires avec les grès famenniens ou avec les schistes frasniens-famenniens. En remontant vers le Nord, se

trouve un anticlinal faillé à cœur dévonien inférieur, un mince synclinal calcaire hastarien et enfin la succession des schistes du Frasnien-Famennien, des calcaires du Givetien-Frasnien et des grès du Dévonien inférieur.

Le bilan calculé pour l'année hydrologique allant d'octobre 2006 à septembre 2007 donne les valeurs suivantes :

P	= ETR	+ Δ Stock	+ Q _{O6_Oxhe}	+ Q _{exporté}	+ Δ Res	+ $\epsilon_{\text{fermeture}}$
873,7	= 604,0mm	+ 63,8mm	+ 187,7mm	+ 18,3mm	+ 9,2mm	- 9,3mm
100 %	= 69 %	+ 7 %	+ 21 %	+ 2 %	+1 %	- 1 %

L'évapotranspiration réelle atteint 69 % des précipitations. Les 31 % restants correspondent à l'eau utile soit la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. La lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin ne représente que 21 % des précipitations. Le captage de Marnave intervient pour 2 % dans ce bilan. Le bilan est excédentaire de 1 %. Aucun flux d'échange souterrain ne semble se produire a priori aux limites de ce bassin hydrographique. Si toutefois des échanges souterrains avaient lieu, les flux sortants seraient sans doute en équilibre avec les flux entrants.

3.15.9 Conclusions relatives au bassin de l'Ourthe entre les stations de Tabreux et de Sauheid

Le bilan hydrologique calculé pour la période de 1987 à 2005 est donné ci-dessous à titre indicatif. Les précipitations moyennes annuelles sont d'environ 850 mm. L'évapotranspiration réelle atteint 63 % des précipitations. Les 37 % restants correspondent à l'eau utile, la quantité d'eau disponible pour le ruissellement et l'infiltration. Le bilan présente un caractère légèrement excédentaire. L'incertitude sur le calcul des débits sortant à l'exutoire enlève toute possibilité d'interprétation de ces résultats pour l'ensemble du bassin de l'Ourthe entre les stations de Tabreux et Sauheid.

<u>ANNEE</u>	<u>Pluies (mm)</u>	<u>ETR annuelle (mm)</u>	<u>Eau Utile annuelle (mm)</u>	<u>Volume annuel sortant à l'exutoire (mm)</u>	<u>Export par captage (mm)</u>	<u>Delta (mm)</u>	<u>% Delta (fonction des pluies)</u>
1980							
1981							
1982							
1983							
1984							
1985							
1986							
1987	910.3	527.0	383.3	175.6	0.0	207.7	22.8%
1988	958.7	559.9	398.7	478.5	0.0	-79.8	-8.3%
1989	763.2	536.2	227.1	408.1	0.0	-181.1	-23.7%
1990	696.2	541.2	154.9	358.9	0.0	-204.0	-29.3%
1991	659.7	472.7	187.0	221.4	0.0	-34.4	-5.2%
1992	907.4	560.0	347.5	229.8	0.0	117.7	13.0%
1993	798.5	508.0	290.5	451.3	0.0	-160.8	-20.1%
1994	779.5	561.2	218.3	647.2	0.0	-429.0	-55.0%
1995	886.8	531.3	355.5	516.8	0.0	-161.3	-18.2%
1996	595.7	452.7	143.0	-41.6	0.0	184.6	31.0%
1997	781.2	545.3	235.9	134.7	0.0	101.3	13.0%
1998	897.9	543.1	354.8	296.7	0.0	58.0	6.5%
1999	896.7	571.2	325.5	550.1	0.0	-224.7	-25.1%
2000	935.3	577.3	358.0	457.3	0.0	-99.3	-10.6%
2001	1051.7	528.8	522.9	202.5	0.0	320.4	30.5%
2002	1094.5	577.2	517.4	576.0	0.0	-58.6	-5.4%
2003	762.4	502.8	262.0	498.2	0.0	-241.0	-31.6%
2004	928.3	555.6	370.3	350.0	0.0	25.1	2.7%
2005	846.4	554.5	293.9	348.5	0.0	-58.6	-6.9%
MOYENNE	850.0	537.2	313.0	361.1	0.0	-48.3	-6.3%

Tableau 3.15-1 : Bilans hydrologiques annuels calculés pour le bassin de l'Ourthe entre les stations de Tabreux et Sauheid.

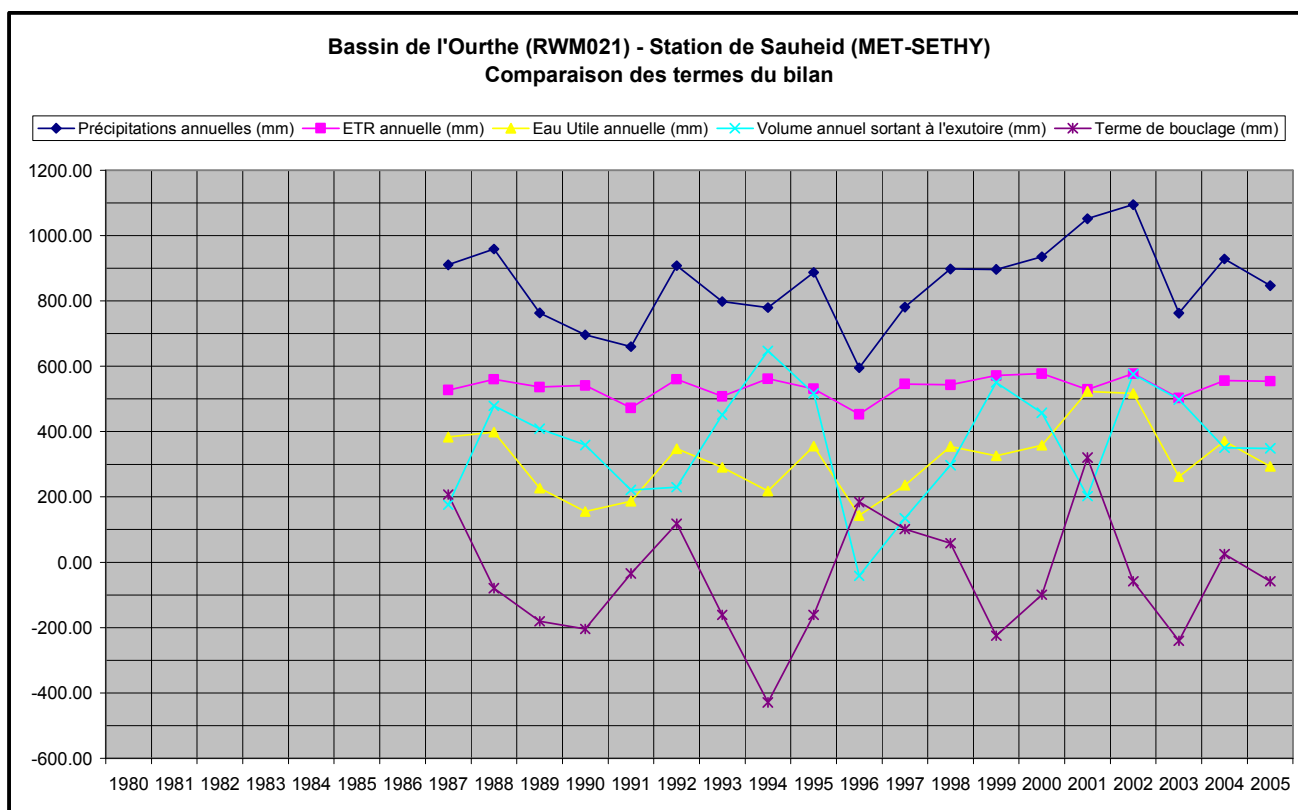


Figure 3.15-3 : Comparaison des termes du bilan pour le bassin de l'Ourthe (Stations limnimétriques de Sauheid et Tabreux MET-SETHY).

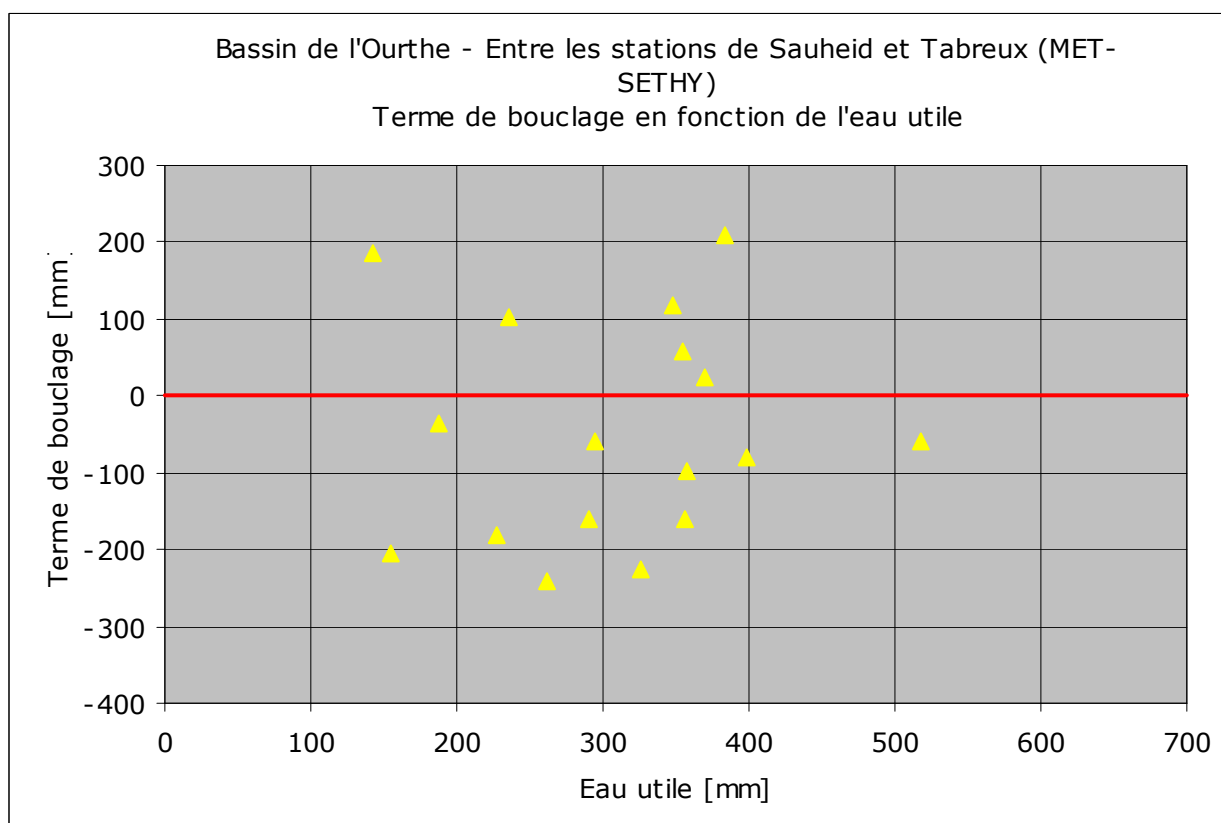


Figure 3.15-4 : Terme de bouclage en fonction de l'eau utile pour le bassin de l'Ourthe (Stations limnimétriques de Sauheid et Tabreux MET-SETHY).

3.16 Conclusion générales de l'étude des bassins par bilans hydrologiques

Le calcul de bilans hydrogéologiques sur les bassins hydrographiques de la masse d'eau souterraine RWM021 a permis de caractériser les quantités d'eau en jeu dans leurs cycles hydriques. Les précipitations annuelles sur l'ensemble de la masse d'eau RWM021 varient entre 550 et 1150 mm entre 1970 et 2008. L'évapotranspiration est le terme le plus important du bilan car elle retourne près de 60% de l'eau à l'atmosphère, laissant au bassin 40% pour le ruissellement et l'infiltration (« eau utile »). Le ruissellement représente 15 à 30% des précipitations annuelles. Les variations de stock d'eau dans la zone non saturée consistent pour chaque bassin environ 6% du bilan annuel alors que les variations de réserves dans la nappe (zone saturée) dépassent rarement 5% et sont souvent inférieures à 1% du bilan annuel.

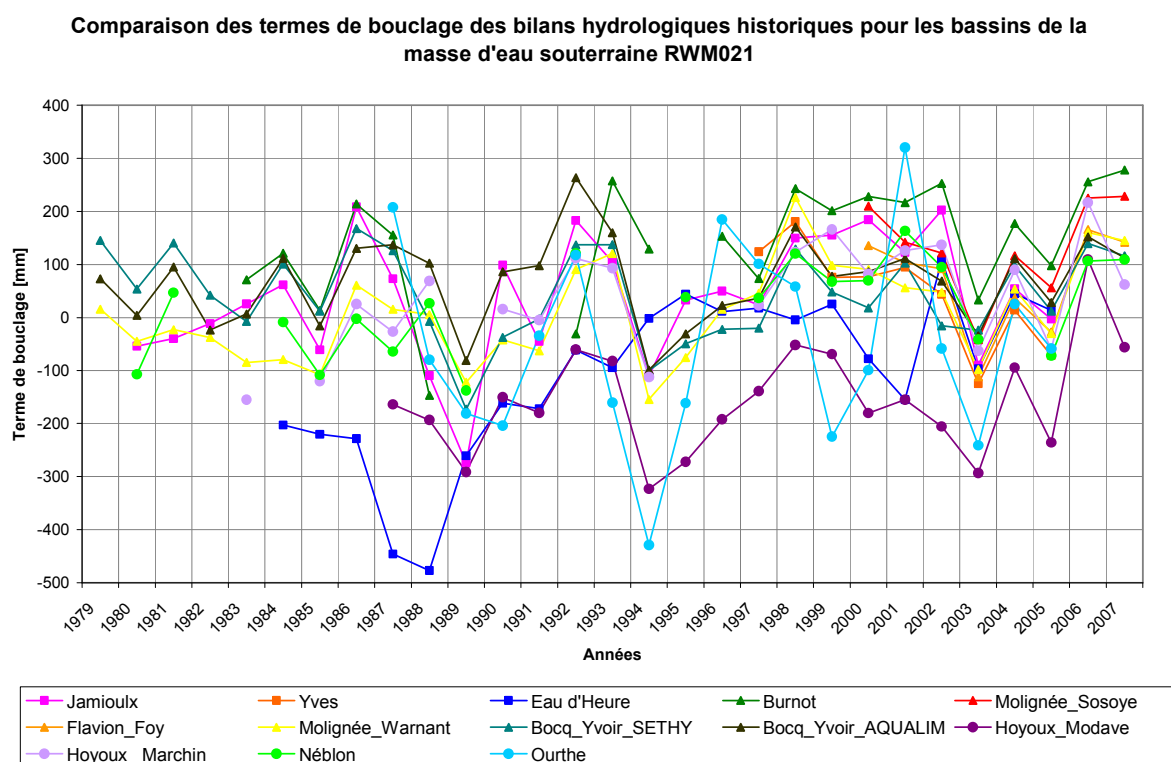


Figure 3.16-1 : Terme de bouclage annuels pour les stations limnimétriques de la RWM021.

La comparaison des termes de bouclage des bilans historiques calculés pour chaque bassin montre que ces bassins ont des comportements hydrologiques semblables. La fluctuation des termes de bouclage au cours du temps reflète les variations de réserve d'eau dans les aquifères et de stock d'eau dans le sol, lesquelles apparaissent lors des bilans effectués sur base d'années calendaires.

Le bassin de l'Eau d'Heure est le seul à présenter un comportement distinct. Cela est sans doute dû à l'intervention anthropique sur les débits d'eau par le biais des barrages en place autour des Lacs de l'Eau d'Heure.

Le calcul des bilans hydrogéologiques a permis de mettre en évidence de nombreux transferts d'eau entre les bassins hydrographiques de la masse d'eau souterraine RWM021. Ces transferts mettent parfois en jeu des quantités d'eau importantes qui ne peuvent rester ignorées. A l'Ouest de la RWM021, l'hypothèse selon laquelle les synclinaux calcaires du Carbonifère drainent les eaux des bassins versants en direction de la Meuse semble être vérifiée notamment pour les bassins du Burnot. Cette hypothèse est également d'application, dans une moindre mesure, pour le bassin du Bocq, situé en rive droite de la Meuse. Les autres transferts pointés par l'établissement des bilans ont lieu principalement à l'intérieur des bassins donc entre les sous bassins. C'est le cas entre le bassin du Torrent de Bonne et le bassin du Hoyoux en amont de Modave ainsi qu'à l'intérieur du bassin du Néblon où les flux d'eau souterraine se propagent des bassins du ruisseau d'Ouffet et du ruisseau d'Ocquier en direction du Néblon situé en aval hydrogéologique.

Certains transferts restent toutefois matière à discussion. En effet les termes de bouclages des bilans étant faibles, les transferts mis en évidence peuvent être sur- ou sous-estimés. C'est le cas pour le transfert d'eau entre le bassin du Hoyoux et le bassin du Bocq. Un flux est soupçonné au travers du synclinal calcaire de Vyle. Même si la direction de cet écoulement est confirmée, l'importance de ce transfert du point de vue quantitatif reste délicate à préciser.

4 Estimation des ressources renouvelables de la RMW021

4.1 Introduction

Les ressources renouvelables en eau souterraine représentent le flux moyen (et non un stock) d'eau qui s'infiltré annuellement dans le sol pour atteindre la zone saturée des terrains. Ces ressources doivent être estimées sur de longues périodes. L'évaluation des ressources renouvelables est en général délicate à réaliser. Cela demande en effet de calculer non pas l'eau utile mais la composante de l'eau utile qui recharge effectivement la nappe ($R_{nappe} = P - ETR - \text{Ruissellement}$).

Afin d'estimer les ressources renouvelables à l'échelle des masses d'eau, une méthode « exploratrice » a été développée lors du projet. Cette méthode prend pour hypothèse l'assimilation du débit de base à l'infiltration, et, via un raisonnement mathématique, tente de répondre à deux difficultés engendrées par le manque de disponibilité de données en tout point de la masse d'eau et par l'ampleur de la région étudiée. La méthode développée est une tentative d'estimation, sur des bassins de référence, de coefficients d'infiltration moyens propres aux différentes unités hydrogéologiques qui peuvent ensuite être extrapolés à l'ensemble de la masse d'eau. Ces coefficients permettent alors d'estimer les ressources renouvelables.

Les ressources renouvelables ne doivent pas être confondues avec les ressources exploitables. Une partie seulement de ces ressources renouvelables est exploitable du fait de différentes contraintes hydrogéologiques, hydrologiques, écologiques, environnementales, technico-économiques, politiques et sociales, et notamment le soutien du débit d'étiage des rivières. De plus, d'un point de vue hydrogéologique, les caractéristiques hydrogéologiques telle que la conductivité hydraulique des roches, ne permettent pas d'exploiter économiquement toutes les formations pour la production d'eau.

4.2 Détermination des coefficients d'infiltration

Une méthode d'estimation globale des ressources renouvelables par les coefficients d'infiltration est exposée au point 2.3 de ce rapport. Elle nécessite la détermination d'autant de coefficients d'infiltration moyens CI_i que de grande catégorie de terrains distingués pour cette estimation. L'équation utilisée est celle du bilan, exprimée de manière à identifier la recharge comme le produit d'un coefficient d'infiltration par la surface concernée. Elle est reprise ci-dessous (Point 2.3, Equation 6) :

$$\sum(CI_i . Si) . (P - ETR) / (Qw + Qout) = 1$$

Les masses d'eau RWM021, RWM012 et RWM011 et RWM023 présentent des terrains de natures lithologiques similaires. Pour ces masses d'eau, 5 coefficients CI_i , regroupant certaines formations aux propriétés hydrodynamiques semblables, peuvent être définis:

- $CI_{cc+hast}$: coefficient d'infiltration pour l'aquifère des calcaires du Carbonifère et pour l'aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien ;
- CI_g : coefficient d'infiltration pour l'aquifère des grès du Famennien ;
- CI_{cgf} : coefficient d'infiltration pour l'aquifère des calcaires du Givetien – Frasnien ;
- CI_{h+a} : coefficient d'infiltration pour l'aquiclude à niveaux aquifères du Houiller et pour l'aquiclude du Famennien – Frasnien ;
- CI_{ats+at} : coefficient d'infiltration pour l'aquitard à niveaux aquicludes du socle cambro-silurien et pour l'aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur.

La détermination de ces coefficients nécessite d'écrire au minimum autant d'équations que d'inconnues CI_i , soit cinq équations.

Dans les masses d'eau concernées, 15 bassins ont été retenus, considérant que la connaissance et les données acquises sur ceux-ci étaient suffisamment fiables. Il s'agit, d'une part, des bassins sur lesquels les données couvrent des périodes suffisamment longues (point 3 du rapport) pour lisser les variations temporelles et spatiales, et d'autre part de bassins pour lesquels les données ont été acquises dans le cadre de l'étude et dont les résultats sont propices à l'expression d'une équation fiable. Il s'agit d'une sélection de bassins pour lesquels les résultats des bilans hydrogéologiques traduisent un certain équilibre de la nappe. Cet équilibre est indiqué par un terme de fermeture proche de 0 (à +/- 10%). La nappe du système n'est ni dans une phase de vidange (excès d'écoulement) ni dans une phase de recharge (déficit d'écoulement). On peut alors considérer que le débit de base à l'exutoire du bassin est fort proche de la quantité d'eau infiltrée.

Il s'agit des bassins suivants (cfr Point3):

1. Bassins dont l'historique des données (données MET-SETHY et Aqualim) est suffisamment long :
 - Samson
 - Yves
 - Bocq
 - Molinee
 - Hoyoux aval
 - Néblon
 - Brouffe (bassin situé dans la masse d'eau RWM023)
2. Bassins suivis dans le cadre de l'étude :
 - Reumont
 - S3 Wanet

- H1 PetitAvin
- L5990-Hoyoux
- S1-Vaux
- 01-Comblain
- 03-Haze
- 06-Oxhe

L'équation (6) est écrite pour chaque bassin sélectionné. Le Tableau 4.2-1 reprend l'ensemble de ces équations.

$$\sum (CI_i \cdot S_i) \cdot (P - ETR) / (Q_w + Q_{out}) = 1 \quad (6)$$

Pour chaque bassin, chacun des coefficients d'infiltration est multiplié par un terme multiplicateur qui reprend :

- S_i , la surface à l'affleurement de l'unité hydrogéologique relative au coefficient d'infiltration ;
- $(P - ETR)$ et Q_w , et Q_{out} relatifs à l'ensemble du bassin.

MESO	Nom du bassin	Type de bilan												
RWM012	Samson	Historique		0,647		0,234		0,062		0,33		1,019		
	Reumont	Synclin'eau		0		0		0		0		5,153		
	S3 Wanet	Synclin'eau		0,293		0,151		0,042		0,107		0,512		
RWM021	Yves	Historique	Cl _{CC+hast} ·	0,744	+	0,266	Cl _g ·	0	+	0,68	Cl _{h+a} ·	0		
	Bocq	Historique		0,635		0,647		0,02		0,107		0,004		
	Molignée	Historique		0,871		0,581		0		0,292		0		
	Hoyoux Aval	Historique		0,644		0,272		0,025		0,061		0,056		
	Néblon	Historique		0,735		0,292		0		0,21		0		
	H1 PetitAvin	Synclin'eau		0,761		0,233		0		0,031		0		
	L5990 -Hoyoux	Synclin'eau		0,627		0,265		0,025		0,06		0,055		
	S1-Vaux	Synclin'eau		0,67		0,286		0		0,102		0		
	01-Comblain	Synclin'eau		0,593		0,326		0		0		0		
	03-Haze	Synclin'eau		0,008		0,733		0		0,429		0,03		
	06-Oxhe	Synclin'eau		0,249		0,451		0,045		0,103		0,11		
RWM023	Brouffe	Synclin'eau		0		0		0		4,99		0		

Tableau 4.2-1: Equations des bassins retenus.

cc : aquifère des calcaires carbonifères ;

hast : aquifère, aquitard et aquiclude de l'Hastarien ;

g : aquifère des grès du Famennien ;

gf : aquifère des calcaires givetien-frasnien ;

h : aquiclude à niveaux aquifères du Houiller ;

a : aquiclude du Famennien-Frasnien ;

ats : aquitard à niveaux aquicludes du socle cambro-silurien ;

at : aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur.

La résolution du système d'équations à cinq inconnues a été menée suivant une méthode mathématique.

4.2.1 Détermination des coefficients d'infiltration par la méthode mathématique

Le système global à résoudre est un système de 15 équations linéaires à 5 inconnues, qui peut s'écrire sous la forme matricielle $A.X = B$, où X est le vecteur des solutions CI_i , et A la matrice des coefficients (voir tableau des équations des bassins retenus). Le nombre d'équations étant supérieur au nombre d'inconnues, le système est surdimensionné et ne possède pas de solution unique.

Dans un premier temps, la résolution directe par inversion de matrice a été tentée en sélectionnant des systèmes où le nombre d'équations était égal au nombre d'inconnues. Cependant cette méthode de résolution conduit à des valeurs non réalistes physiquement (valeurs négatives ou supérieures à 1). Par ailleurs, ces systèmes se trouvent être « mal conditionnés », c'est-à-dire qu'une faible perturbation des coefficients de la matrice A ou du vecteur B conduit à une solution tout à fait différente. Cette erreur rend la solution numérique inexploitable.

Dans un second temps, une méthode itérative a donc été employée sur le système global de 15 équations à 5 inconnues, $A.X=B$ où B est le vecteur unitaire. Une fonction de Matlab a été utilisée afin de résoudre ce système et optimiser la solution au sens des moindres carrés (minimalisation de la norme euclidienne de $A.X-B$). Cette fonction a l'avantage de permettre la spécification de contraintes, c'est-à-dire dans notre cas, de chercher des coefficients d'infiltration compris dans des fourchettes de valeurs plausibles admises au départ par les experts du groupe d'étude.

Ces fourchettes de valeurs plausibles ont été proposées de commun accord et de façon conventionnelle pour les différentes unités hydrogéologiques:

- Aquifère des calcaires carbonifères
et aquifère, aquitard et aquiclude de l'Hastarien : $0.7 \leq CI_{cc+hast} \leq 0.8$
- Aquifère des grès du Famennien: $0.5 \leq CI_g \leq 0.7$
- Aquifère des calcaires givétiens-frasnien : $0.7 \leq CI_{caf} \leq 0.9$
- Aquitards à niveaux aquicludes du socle
Cambro-silurien et du Dévonien inférieur : $0.1 \leq CI_{ats+at} \leq 0.3$
- Aquiclude à niveaux aquifères du Houiller
et aquiclude du Famennien-Frasnien : $0.1 \leq CI_{n+a} \leq 0.3$

Les résultats obtenus mathématiquement sont les suivants :

$CI_{cc+hast}$	CI_G	CI_{Cgf}	CI_{ats+at}	CI_{h+a}
80 %	70 %	90 %	20.6 %	21.6 %

Tableau 4.2-2: Estimation des coefficients d'infiltration par résolution matricielle.

4.2.2 Discussion sur la validité des coefficients d'infiltration

L'infiltration est un phénomène très complexe, qui dépend d'une série de facteurs variables dans l'espace et dans le temps. Elle dépend de la nature du substratum, mais aussi du taux et du type de couverture végétale, de la topographie, de l'urbanisation, du degré préalable de saturation dans le sol, de l'intensité des précipitations,... Pour une même unité hydrogéologique, le coefficient d'infiltration réel varie (localement) suivant la configuration de ces facteurs de bassin à bassin. On peut dès lors comprendre la difficulté à résoudre un système d'équation qui intègre plusieurs bassins différents.

Les coefficients d'infiltration sont déterminés pour des groupes d'unités hydrogéologiques, c'est-à-dire des regroupements de formations géologiques aux propriétés hydrodynamiques jugées globalement similaires. Cependant, il se trouve que certains des regroupements rassemblent des formations géologiques dans lesquelles la différence d'infiltration peut être marquée. C'est le cas, par exemple, de l'unité aquiclude du Famennien-Frasnien. Cette dernière est constituée de formations silto-gréseuses (formations de Esneux et de Souverain-Pré) considérées comme peu perméables et de formations schisteuses (formations de Neuville et de Famenne) qui le sont encore moins. L'infiltration sera, logiquement, plus importante dans les formations silto-gréseuses. L'infiltration propre à cette unité hydrogéologique sera différente d'un bassin à l'autre suivant la répartition des formations silto-gréseuses et schisteuses.

Comme signalé à la section 2.3, la détermination des coefficients d'infiltration se base sur l'hypothèse que les variations spatiales et temporelles des paramètres qui régissent l'infiltration réelle sont totalement lissées si on les considère sur de grandes surfaces et des périodes suffisamment longues. En réalité, à l'échelle d'une MESO, la variabilité des paramètres qui régissent l'infiltration peut varier significativement. Les coefficients d'infiltration déterminés constituent donc des moyennes pour la masse d'eau, auxquelles il faut idéalement associer un intervalle de confiance. Les valeurs des coefficients d'infiltration calculés, réintroduites dans les équations des bassins (Tableau 4.2-1), laissent penser que les coefficients amènent une marge certaine d'imprécision puisqu'idéalement, les valeurs recalculées au second membre devraient être égales à 1. Cette imprécision peut être quantifiée en calculant un intervalle de confiance qui dépend de la distribution statistique des valeurs du second membre.

La distribution des valeurs (colonne « Résultat » du tableau 1.2.3) calculées au second membre permet d'estimer une valeur moyenne ainsi que la dispersion autour de cette moyenne, en prenant l'hypothèse d'une distribution gaussienne.

Le poids statistique de chacune de ces valeurs est dépendant de l'importance du bassin associé. Cette importance est principalement liée à la superficie du bassin, ce qui permet de définir une moyenne pondérée des résultats et l'écart type pondéré de la distribution par les relations suivantes :

$$\text{Moyenne pondérée (MP)} = \sum \text{résultat}_i \cdot S_i / \sum S_i$$

$$\text{Ecart type pondéré} = \sqrt{\sum [(\text{résultat}_i - \text{MP})^2 \cdot S_i] / \sum S_i}$$

où - résultat_i est la valeur du second membre pour le bassin i,

-S_i est la surface du bassin i.

MESO	Nom du bassin	Type bilan	0,8		0,7		0,9		0,216		0,206		Résultat					
RWM012	Samson	Historique	Cl _{CC+hast} ·	0,647	+	Cl _g ·	+	Cl _{cgf} ·	+	Cl _{h+a} ·	+	Cl _{ats+at} ·	=	1,018				
	Reumont	Synclin'eau		0										0	0	0	5,153	1,062
	S3 Wanet	Synclin'eau		0,293										0,151	0,042	0,107	0,512	0,506
RWM021	Yves	Historique		0,744										0,266	0	0,68	0	0,928
	Bocq	Historique		0,635										0,647	0,02	0,107	0,004	1,003
	Molignée	Historique		0,871										0,581	0	0,292	0	1,167
	Hoyoux Aval	Historique		0,644										0,272	0,025	0,061	0,056	0,753
	Néblon	Historique		0,735										0,292	0	0,21	0	0,838
	H1 PetitAvin	Synclin'eau		0,761										0,233	0	0,031	0	0,779
	L5990 -Hoyoux	Synclin'eau		0,627										0,265	0,025	0,06	0,055	0,734
	S1-Vaux	Synclin'eau		0,67										0,286	0	0,102	0	0,758
	01-Comblain	Synclin'eau		0,593										0,326	0	0	0	0,703
	03-Haze	Synclin'eau		0,008										0,733	0	0,429	0,03	0,618
	06-Oxhe	Synclin'eau		0,249										0,451	0,045	0,103	0,11	0,600
	RWM023	Brouffe		Synclin'eau										0	0	0	4,99	0

Ecart-type pondéré:

Moyenne pondérée:

0,164

0,889

Tableau 4.2-3 : Estimation de la marge d'erreur associée au calcul des ressources renouvelables.

La moyenne pondérée par les surfaces est de 0.889 et l'écart-type pondéré de 0.164 (ou 18,4 %).

L'incertitude liée à la méthode peut alors être exprimée grâce à la valeur de l'écart type pondéré. En prenant deux fois l'écart-type autour de la valeur calculée, la confiance à accorder à l'intervalle est statistiquement de 95 % (en prenant l'hypothèse que les écarts suivent une loi de Gauss). Les différentes estimations réalisées ci-dessous sont alors accompagnées d'une incertitude de +/- 37 %.

4.2.3 Estimation des ressources renouvelables pour la MESO RWM021

A partir des coefficients d'infiltration calculés, on peut estimer la recharge annuelle de la MESO RWM021. La recharge est définie comme étant la quantité d'eau infiltrée à travers le sol pour rejoindre la nappe, c'est la composante de l'« eau utile » qui recharge effectivement la nappe. On peut l'écrire de différentes manières:

$$\text{Recharge} = P - \text{ETR} - \text{Ruissellement}$$

$$\text{Recharge} = \text{EU} - \text{Ruissellement}$$

$$\text{Recharge} = \text{CI.EU}$$

Pour la MESO RWM021, il suffit d'introduire les coefficients d'infiltration dans l'équation (6). L'eau utile annuelle utilisée a été calculée pour l'ensemble de la MESO, de la même manière que dans le calcul des bilans, avec le logiciel WaterBudget. Le Tableau 4.2-4 reprend les valeurs de recharge annuelle calculées pour la période de 1980 à 2007. La recharge annuelle varie en fonction de l'eau utile (voir Figure 4.2-1), elle a été la moins importante pour l'année 2005 où elle est estimée à 222 (+/- 82) millions de m³, et la plus importante pour l'année 2001 avec 628 (+/- 233) millions de m³.

Les ressources renouvelables en eau souterraine sont définies comme étant le flux d'eau annuel **moyen** qui s'infiltré dans le sol pour atteindre la zone saturée des terrains. L'estimation des ressources renouvelables pour la masse d'eau RWM021 correspond à la moyenne de la recharge annuelle sur une période de 27 ans : 406 millions de m³ avec une incertitude de +/- 37% soit :

406 (+/-150) millions de m³ d'eau par an

Il faut rappeler qu'une partie seulement de ces ressources naturelles est exploitable du fait de différentes contraintes hydrogéologiques, hydrologiques, écologiques et technico-économiques.

En raison de l'importance que peut avoir un tel chiffre sur la gestion des ressources en eau et de l'incertitude élevée liée à l'estimation de ces ressources, on peut conseiller, par prudence, d'utiliser comme valeur des ressources renouvelables, une estimation « basse » des ressources renouvelables qui consiste à considérer la valeur la plus basse de l'estimation engendrée par le degré d'incertitude (406 millions de m³ - 37%, voir Figure 4.2-1) soit :

Estimation «basse » des ressources renouvelables

= 256 millions de m³ d'eau par an

RWM021			
	EU (mm)	Recharge annuelle répartie +/- 36% (mm)	Recharge annuelle +/- 36% (millions m³)
1980	407,11	260,8	433
1981	537,647	344,4	572
1982	361,85	231,8	385
1983	371,374	237,9	395
1984	433,628	277,7	462
1985	267,853	171,6	285
1986	423,511	271,3	451
1987	459,914	294,6	490
1988	495,612	317,4	528
1989	266,181	170,5	283
1990	213,589	136,8	227
1991	224,74	143,9	239
1992	375,05	240,2	399
1993	427,183	273,6	455
1994	309,761	198,4	330
1995	432,607	277,1	460
1996	229,639	147,1	244
1997	260,706	167,0	277
1998	448,221	287,1	477
1999	465,77	298,3	496
2000	452,444	289,8	482
2001	590,156	378,0	628
2002	539,962	345,9	575
2003	245,243	157,1	261
2004	320,193	205,1	341
2005	208,624	133,6	222
2006	421,71	270,1	449
2007	451,698	289,3	481

Tableau 4.2-4 : Recharge annuelle de la RWM021 (estimation à +/-37% près) calculée de 1980 à 2007 en mm et en millions de m³.

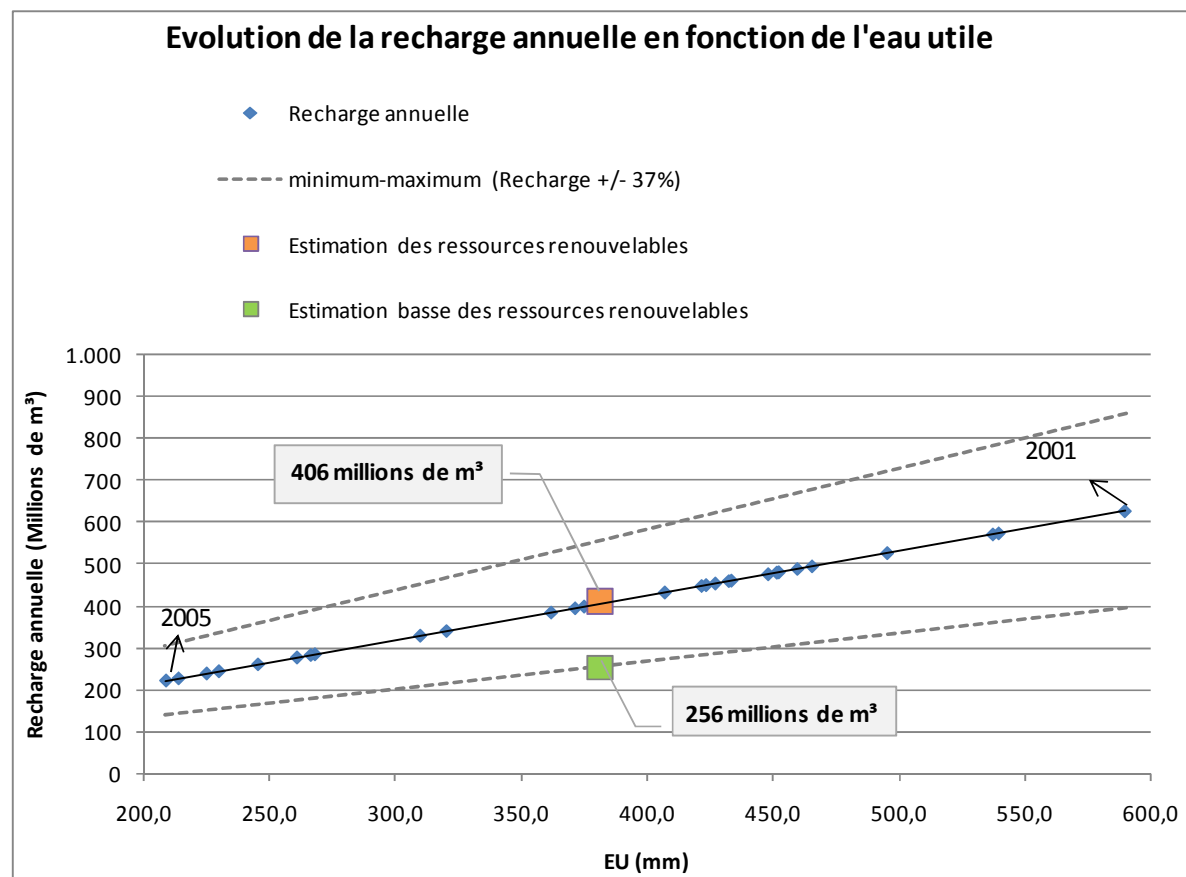


Figure 4.2-1 : Recharge annuelle en fonction de l'eau utile. Avec indication des ressources renouvelables.

4.2.4 Répartition des ressources renouvelables au sein de la masse d'eau RWM021

Connaissant la surface affleurante de chaque unité hydrogéologique, la répartition des ressources renouvelables par unité hydrogéologique peut être estimée. Le diagramme de la Figure 4.2-2 représente le pourcentage des ressources renouvelables totales engendré pour chaque unité hydrogéologique.

L'aquifère des calcaires carbonifères génère la plus grande partie des ressources renouvelables avec un volume de 168 (+/- 62) millions de m³ par an, ce qui représente 41% des ressources renouvelables totales. Cette prédominance est due au coefficient d'infiltration élevé des calcaires carbonifères (80%) ainsi que leur superficie affleurante très importante (33%) au sein de la masse d'eau (Figure 4.2-3).

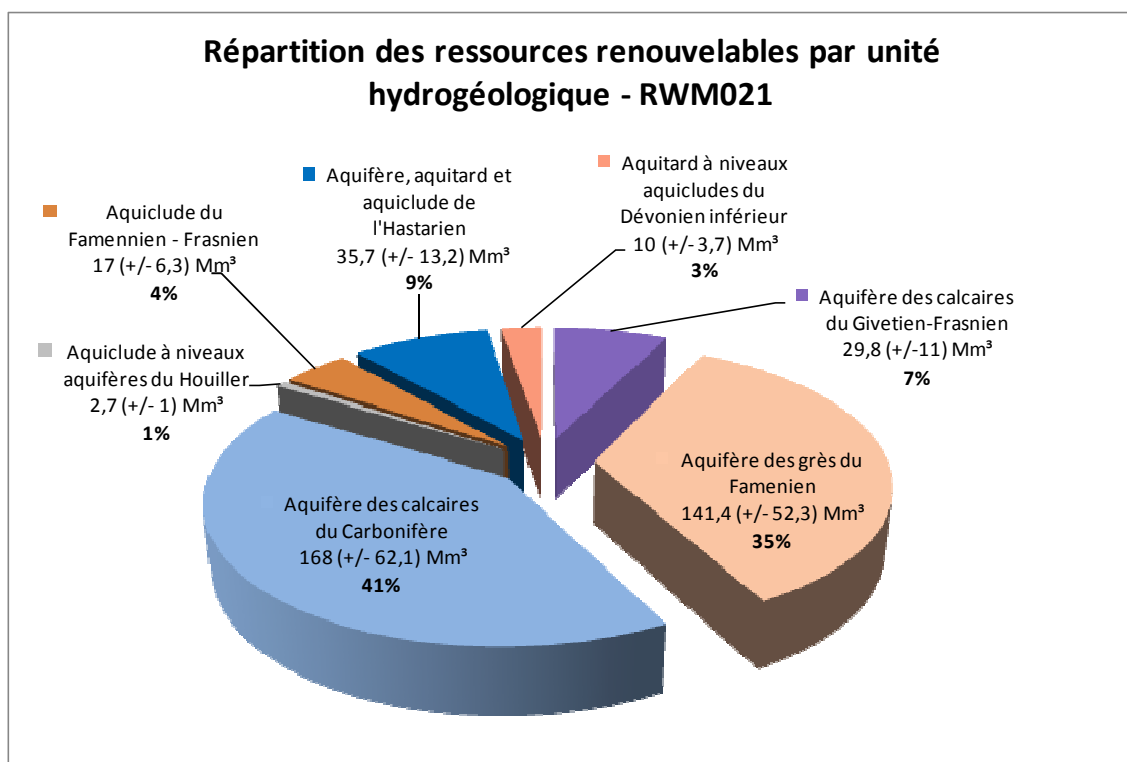


Figure 4.2-2 : Ressources renouvelables par unité hydrogéologique en millions de m³ (Mm³) et pourcentage que cela représente par rapport aux ressources renouvelables totales de la RWM021.

Les ressources renouvelables au sein de l'aquifère des grès du Famennien sont estimées à 141 (+/- 52,3) millions de m³, soit 35% des ressources renouvelables totales. Sa superficie importante (32%, voir Figure 4.2-3) et son coefficient d'infiltration estimé à 70% expliquent la grande quantité d'eau infiltrée.

24% des ressources renouvelables se répartissent entre les unités hydrogéologiques restantes. L'aquiclude du Famennien-Frasnien ainsi que l'aquitard à niveaux aquicludes du

Dévonien inférieur qui recouvrent respectivement 13% et 8% de la superficie de la masse d'eau, représentent 1% et 6% des ressources renouvelables.

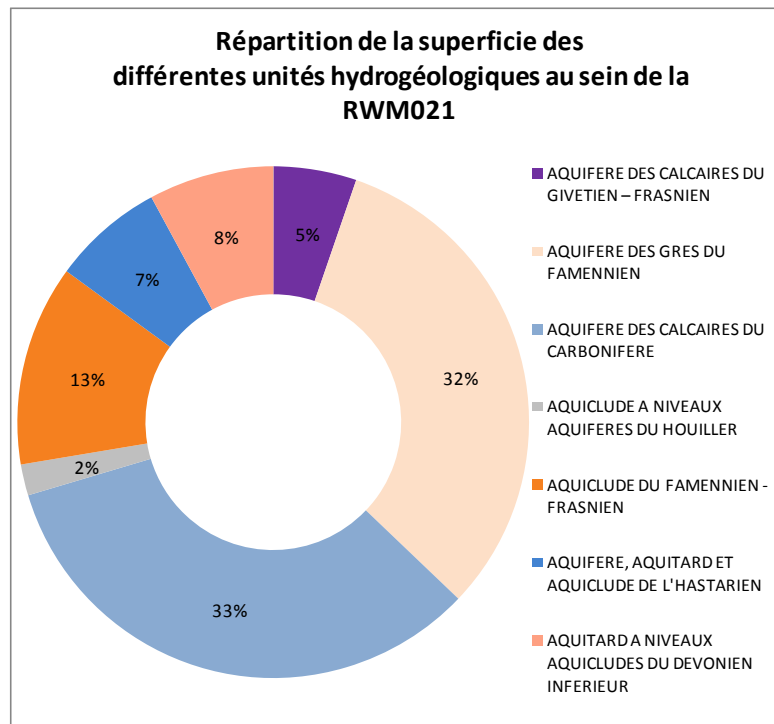


Figure 4.2-3 : Pourcentage de la superficie des différentes unités hydrogéologiques par rapport à la superficie totale de la RWM021.

4.2.5 Comparaison des ressources prélevées aux ressources renouvelables

A titre indicatif, on peut comparer le volume annuel prélevé dans la masse d'eau RWM021 aux ressources renouvelables pour visualiser la proportion que cela représente. On peut aussi faire cette comparaison pour certaines unités hydrogéologiques.

Un volume 124 millions de m³ d'eau est prélevé en moyenne annuellement³ dans la masse d'eau RWM 021. De ce volume, 40 millions de m³ sont prélevés par les captages de Tailfer. Il s'agit d'une usine de captage d'eau de surface. Les eaux de surface de la Meuse sont prélevées par des conduites aménagées sous le lit du fleuve. Il est très difficile d'évaluer la part des ressources renouvelables de la masse d'eau drainée par la Meuse qui est captée par l'usine de Tailfer. C'est pourquoi, pour calculer le pourcentage du volume prélevé sur les ressources renouvelables, on ne

³ En fait, volume prélevé pour l'année 1999 considéré comme représentatif du volume prélevé moyen annuel.
Données provenant de l'atlas du karst wallon

tient pas compte de ce prélèvement d'eau de surface. On considère donc un volume moyen annuel de 84 millions de m³ prélevé sur les ressources renouvelables.

La Figure 4.2-4 représente le pourcentage du volume prélevé sur les ressources renouvelables pour la masse d'eau RWM021 dans son entièreté. Le volume prélevé considéré est le volume moyen annuel⁴ de 84 millions de m³. Celui-ci est comparé aux ressources renouvelables en considérant trois estimations :

- estimation « théorique » des ressources renouvelables : estimation des ressources renouvelables calculée à partir des coefficients d'infiltration ;
- estimation « basse » des ressources renouvelables: estimation qui minimise les risques d'une surestimation des ressources renouvelables, en considérant comme valeur, la limite inférieure de la marge d'imprécision, soit, les ressources renouvelables - 37% (deux fois l'écart-type);
- estimation « haute » des ressources renouvelables : estimation qui maximise les risques d'une surestimation des ressources renouvelables, en considérant comme valeur, la limite supérieure de la marge d'imprécision, soit, les ressources renouvelables + 37% (deux fois l'écart-type).

⁴ En fait, volume prélevé pour l'année 1999 considéré comme représentatif du volume prélevé moyen annuel. Chiffres provenant de l'atlas du karst wallon.

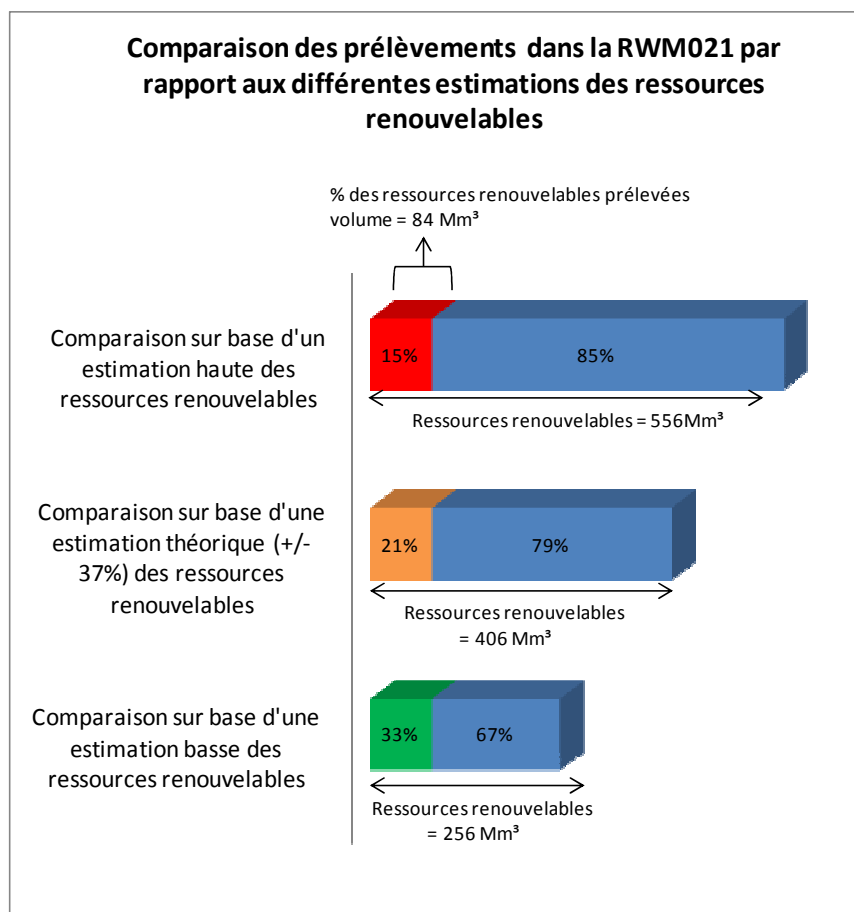


Figure 4.2-4 : Prélèvement au sein de la masse d'eau RWM021 rapporté sur les différentes estimations des ressources renouvelables.

En considérant la limite inférieure de l'estimation des ressources renouvelables soit 256 millions de m³ (406 millions de m³ - 37%, voir Figure 4.2-1), on voit que le volume prélevé dans la masse d'eau représenterait 33% des ressources renouvelables.

On peut appliquer cette comparaison par unité hydrogéologique. Cependant la séparation par unité n'est pas toujours judicieuse, des transferts d'eau pouvant se produire d'une unité à l'autre. Le Tableau 4.2-5 reprend les volumes prélevés dans chaque unité hydrogéologique de la RWM021, ainsi que leur comparaison avec les différentes estimations des ressources renouvelables engendrées au droit de l'unité hydrogéologique. 76% des volumes prélevés dans la masse d'eau sont prélevés au sein de l'aquifère des calcaires carbonifères. Ces volumes représentent 60% (selon l'estimation basse) des ressources renouvelables engendrées au sein de cet aquifère. Par rapport aux autres unités hydrogéologiques, celle-ci est bien exploitée. L'aquifère des grès du Famennien, dont la quantité en ressources renouvelables est importante (90 millions de m³ pour l'estimation basse) est largement sous-exploité par rapport aux calcaires carbonifères. Le volume prélevé au sein de cet aquifère ne représente que 4,1% des ressources renouvelables engendrées (estimation basse). L'aquifère des grès du Famennien n'est pas plus exploité car les forages de production d'eau ne sont pas rentables. La rentabilité d'un forage dépend essentiellement des

caractéristiques hydrauliques de l'aquifère. L'aquifère des calcaires givetiens-frasniens qui présente des caractéristiques hydrauliques semblables à celle des calcaires carbonifère est faiblement exploité (9,3% des ressources renouvelables de cet aquifère y sont prélevées, selon une estimation prudente des ressources renouvelables). La potentialité exploitable des calcaires givetiens-frasniens reste toutefois limitée par la quantité des ressources renouvelables engendrées (18,8 millions de m³, selon l'estimation prudente).

RWM021 captages Versus Ressources renouvelables								
	Volume prélevé (m ³)	Volume prélevé/Volume prélevé total	Ressources renouvelables (m ³)			Pourcentage (Volume prélevé/Estimation des Ressources)		
			Estimation basse	Estimation théorique	Estimation haute	Estimation basse	Estimation théorique	Estimation haute
Total RWM021	83.947.444	100,00	255.623.391	405.751.415	555.879.438	32,8	20,7	15,1
AQUIFERE DES CALCAIRES DU CARBONIFERE	64.221.121	76,50	106.123.976	168.450.755	230.777.535	60,5	38,1	27,8
AQUIFERE, AQUITARD ET AQUICLUDE DE L'HASTARIEN	13.500.464	16,08	22.509.342	35.729.114	48.948.886	60,0	37,8	27,6
AQUIFERE DES GRES DU FAMENNIEN	3.617.188	4,31	89.059.211	141.363.827	193.668.443	4,1	2,6	1,9
AQUIFERE DES CALCAIRES GIVETIENS-FRASIENS	1.745.612	2,08	18.758.825	29.775.913	40.793.001	9,3	5,9	4,3
AQUICLUDE DU FRASNIEN-FAMENNIEN	648.812	0,77	10.936.013	17.358.750	23.781.488	5,9	3,7	2,7
AQUITARD A NIVEAUX AQUICLUDE DU DEVONIEN INFÉRIEUR	213.738	0,25	6.502.123	10.320.830	14.139.537	3,3	2,1	1,5
AQUICLUDE A NIVEAUX AQUIFERES DU HOUILLER	3.918	0,00	1.707.682	2.710.606	3.713.531	0,2	0,1	0,1

Tableau 4.2-5 : Comparaison du volume prélevé annuel moyen aux différentes estimations des ressources renouvelables. Pour l'ensemble de la MESO RWM021 et pour chaque unité hydrogéologique.

L'aquifère des calcaires carbonifères est fort sollicité par rapport aux autres unités hydrogéologiques. Le diagramme de la Figure 4.2-5 illustre le pourcentage du volume prélevé au sein des calcaires carbonifères par rapport aux différentes estimations des ressources renouvelables. Les ressources renouvelables dont il est question ici, sont les ressources engendrées au droit des aquifères calcaires carbonifères. Selon une estimation des ressources renouvelables que l'on peut qualifier « d'optimiste » (estimation haute), le volume prélevé (64 millions de m³) représenterait 28% des ressources renouvelables. Selon l'estimation théorique, le prélèvement serait de 38%, et enfin selon l'estimation basse, les volumes prélevés correspondraient à 56% des ressources renouvelables. A ce niveau, il paraît bon de rappeler que les ressources renouvelables ne constituent pas les ressources exploitables.

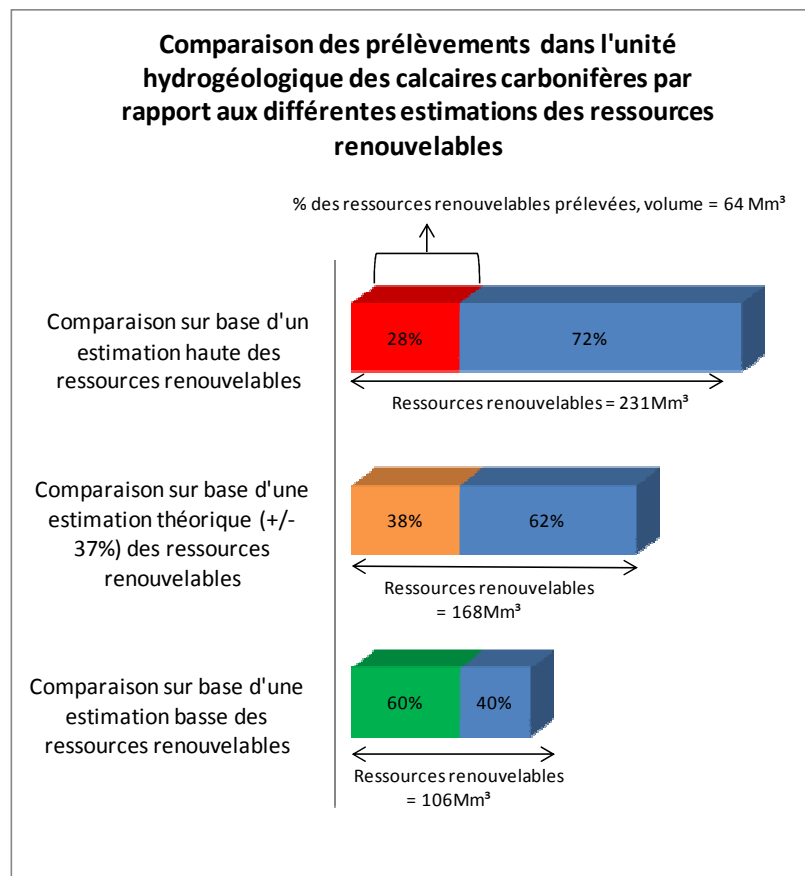


Figure 4.2-5 : Volume prélevé au sein des calcaires carbonifères comparé aux différentes estimations des ressources renouvelables engendrées au sein des calcaires carbonifères.

4.2.6 *Ressources renouvelables et ressources exploitables*

Si la détermination des ressources renouvelables à l'échelle d'une masse d'eau est une tâche délicate engendrant un degré d'incertitude important associé à l'estimation, la détermination, d'une manière objective, des ressources exploitables est un exercice encore plus difficile et sort du cadre strict de l'hydrogéologie. Au regard de la DCE, la ressource exploitable peut être comprise comme étant le flux annuel moyen calculé à long-terme (les ressources renouvelables) pour la masse d'eau diminué du flux moyen annuel nécessaire pour atteindre les objectifs de qualité écologique⁵ pour les eaux de surface associées (Wojciech, 2006).

Du point de vue hydrologique, il faut rappeler que les eaux souterraines contribuent au maintien du débit des cours d'eau, en particulier en période d'étiage. Ecologiquement, beaucoup de zones humides sont liées à la présence des nappes d'eau souterraine.

L'exploitation des ressources renouvelables de chaque bassin doit être examinée à la lumière de critères spécifiques, et tout particulièrement le maintien d'un débit d'étiage suffisant garantissant

⁵ Défini dans l'article 4 de la DCE

la qualité des eaux de surface. L'estimation de ce débit réservé de qualité acceptable nécessite des études environnementales qui n'entrent pas dans le cadre des objectifs du projet Synclin'Eau.

5 Caractéristiques hydrauliques – écoulement

La partie "caractérisation hydraulique" a pour but de mieux comprendre les écoulements souterrains au sein des différents types d'aquifères rencontrés dans la région étudiée. Ces écoulements sont imposés par les propriétés hydrauliques du réservoir, d'une part, et par les conditions aux limites géologiques et hydrodynamiques de l'autre (Castany, 1982).

Les conditions aux limites sont déterminées, sur le terrain, par l'identification des structures hydrogéologiques et par les mesures de niveau piézométriques et leurs fluctuations. Une importante campagne de mesures piézométriques a été effectuée en ce sens dans le cadre de ce projet, grâce auquel une carte régionale contenant les informations piézométriques a été réalisée. Les directions principales d'écoulement y sont également spécifiées dans la mesure où les données disponibles le permettent. Les résultats des mesures piézométriques sont exposés au point 5.2.

Les propriétés hydrauliques sont identifiées, sur le terrain, grâce aux essais de traçage et aux essais de pompage. Une synthèse des données relatives aux paramètres hydrauliques des principales formations aquifères (conductivité hydraulique, transmissivité, dispersivité) a été réalisée sur base d'informations provenant d'études antérieures, mais également sur base de données récoltées dans le cadre du projet. La variabilité de ces paramètres et les facteurs pouvant les influencer sont examinés au point 5.1.

5.1 Propriétés hydrauliques des unités hydrogéologiques

Ce chapitre est consacré aux propriétés hydrauliques des unités hydrogéologiques de la masse d'eau RWM021. Sur le terrain, il existe plusieurs moyens de déterminer ces propriétés : la modélisation de traçages permet l'estimation des paramètres de transport (vitesse d'écoulement, porosité efficace, dispersivité longitudinale), tandis que les essais de pompage indiquent les paramètres d'écoulements et renseignent sur la perméabilité du milieu (conductivité hydraulique, transmissivité, coefficient d'emménagement). La variabilité spatiale de certains de ces paramètres au sein de la masse d'eau RWM021 et les facteurs pouvant les influencer sont examinés ci-dessous. Remarquons que les aquifères de la RWM021 étant principalement constitués de roches cohérentes, et donc d'aquifères de fissures ou de manteau d'altération, on peut déjà s'attendre à avoir des valeurs de paramètre extrêmement variables.

5.1.1 Paramètres de transport de la RWM021

La réalisation d'essais de traçages dans le cadre de ce projet avait pour objectif d'étudier les interactions entre les eaux de surface (ESU) et les eaux souterraines (ESO) d'un système karstique et de mettre en évidence des connections entre bassins hydrographique. Ils permettent également, dans un second temps, d'estimer des paramètres hydrauliques de transport, dont un des plus importants est la dispersivité longitudinale. Ce paramètre reflète la capacité d'un milieu à provoquer la dispersion longitudinale d'un traceur qui se déplace à travers l'aquifère. Il reflète l'étalement d'une pollution et donc de son amortissement et de sa durée. Le Tableau 5.1-1 reprend les valeurs de vitesses modales et de dispersivité longitudinale obtenus grâce aux essais de traçages réalisés dans le cadre du projet synclin'EAU. Les paramètres de transport ont été modélisés par Qtracer pour les tracages dans les calcaires et par Catti pour les deux tracages réalisés dans les grès famenniens. Les détails des essais ainsi que leurs interprétations font l'objet d'un livrable intitulé « Compte rendu des traçages du programme Synclin'EAU ».

méga-unité	Date	Points d'injection	Traceurs injectés	distance (m)	Points d'échantillonnage / d'analyse	V modale (m/h)	Dispersivité longitudinale (m)
Aquifère des calcaires du Carbonifère	Mars 2007	Perte du Château St.-Martin	250 gr d'uranine	3950	Fontaine Saint-Hadelin	102,9	10,8
				4450	Grande Fontaine	112,9	8,1
		Perte de Petite-Trussogne	100 gr de sulforhodamine B	1500	Fontaine Saint-Hadelin	82,2	5,2
				2000	Grande Fontaine	102,6	4,3
	Juin 2007	Pertes de Falmignoul	500 gr d'Uranine	1270	Résurgence de Naiwy	11,3	5,7
	Février 2008	Pertes de Falmignoul	100 gr d'uranine	1270	Résurgence de Naiwy	41,3	6,1
	Janvier 2008	Ferme de Jauvelant	500 gr d'uranine	8000	Fontaine Patenier	156,9	62,5
				8000	Pichelotte	106,3	90,0
	Mai 2008	Chantoir de Rostenne	50 gr d'uranine	1880	Egout de Bouvignes-sur-Meuse	41,0	17,4
					Puits des Vaux	2,7	-
					Galerie des Sources	3,5	-
	Juin 2008	Trou qui Fume	100 gr d'uranine		Trou de la Loutre	4,8	-
					Trou de la Loutre	35,0	26,2
Aquifère des grès du Famennien	Aout 2008	Galerie des Sources	25 gr de sulforhodamine B	650	Galerie des Sources	4,5	-
					Trou de la Loutre	3,7	-
					Trou de la Loutre	3,7	-
Aquifère des grès du Famennien	Mai 2007	Dolembreux PZ1	25 kg SrCl ₂ .6H ₂ O	50,5	Dolembreux P3	0,11	19,99
	Mai 2007	Dolembreux PZ2	60 kg LiCl	68,1	Dolembreux P4	< 0,047	19,67

Tableau 5.1-1. Résumé des vitesses de transport mesurés lors des essais de traçages réalisés dans le cadre du projet Synclin'eau.

La majorité des essais de traçages ont été réalisés dans les calcaires carbonifères. Les vitesses mesurées de restitutions des traceurs y sont extrêmement variable, allant de 3,8 m/h entre le Trou qui Fume et le Puits des Vaux et jusqu'à 225,4m/h entre la Ferme de Jauvelant et la Fontaine Patenier à Dinant. Cette haute variabilité des vitesses est caractéristique des systèmes karstiques type « pertes-résurgence ». Elle dépend du degré de karstification du milieu et du gradient d'écoulement. Les valeurs de dispersivité longitudinale sont également fort variables, allant de 4,3m entre la Perte de Petite-Trussogne et la Grande Fontaine du St-Hadelin, à 90m pour le traçage de Jauvelant. Dans le cas de ce dernier, la grande distance parcourue par le traceur (8km) expliquerait en partie les valeurs de dispersivités plus élevées obtenues pour ce traçage.

Le site de Dolembreux a également fait l'objet de deux essais de traçage dans les grès du Famennien. Les vitesses modales de restitution sont très nettement inférieures aux vitesses mesurées dans les calcaires et les deux valeurs de dispersivités longitudinales sont quasi identiques, proches des 20m.

Si on considère pour objectif la caractérisation des unités hydrogéologiques à partir des paramètres de transport, la haute variabilité des valeurs de dispersivité longitudinale observée dans les calcaires démontrent la nécessité de travailler avec un nombre d'échantillons beaucoup plus élevé. Cette constatation soulève un point plus global : si les essais de traçages apportent des informations essentielles quant au mode de transport d'un polluant sur un site spécifique (vitesse, temps de transfert, etc.), les paramètres de transport qui en découlent restent généralement compliqués à extrapoler à l'échelle d'une masse d'eau. La réalisation d'une banque de donnée spécifique, où tous les détails des essais traçages et leurs interprétations seraient répertoriés, permettrait certainement d'appréhender les paramètres de transport plus objectivement afin de leur donner une réalité physique.

5.1.2 *Paramètres d'écoulements de la RWM021*

Une synthèse (non-exhaustive) des données relatives à la perméabilité (conductivité hydraulique et transmissivité) des principales méga-unités hydrogéologiques de la masse d'eau a été réalisée. Les valeurs de ces paramètres et les informations relatifs aux ouvrages associés sont fournies sous forme de tableau en annexe de ce document. La plupart des données proviennent de la Banque de Données Hydrologique (BDHydro). D'autres informations, issus des essais de pompage réalisés sur les forages Synclin'EAU ou fournies par des sociétés de distribution d'eau (SWDE), viennent compléter ce set de données.

5.1.3 *Rappels théoriques*

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau, sous l'effet d'un gradient hydraulique. C'est le paramètre le plus important pour estimer le potentiel aquifère d'un réservoir. La perméabilité totale d'une roche est fonction de sa porosité d'une part (perméabilité primaire), et de son degré de fracturation d'autre part (perméabilité secondaire).

La perméabilité primaire est liée aux conditions de genèse de la roche. La taille des grains, leur morphologie et l'interconnexions des pores au sein de la roche sont les facteurs définissant la perméabilité primaire de la roche. Dans la masse d'eau RWM021, les unités hydrogéologiques principales sont constituées de formations cohérentes. En générale, ces types de formations possèdent une perméabilité primaire faible.

La perméabilité secondaire se développe dans un second temps, après que la roche soit formée. La fracturation, généralement d'origine tectonique, permet à l'eau de s'infiltrer et d'agrandir les fractures par altération chimique et/ou érosion mécanique. Les aquifères possédant une grande perméabilité secondaire sont appelés aquifère de fissure ou d'altération. Dans le cas de la RWM021, ils constituent la majorité des aquifères et sont principalement composés de formations calcaires et gréseuses.

Le paramètre qui mesure la perméabilité d'une roche est la conductivité hydraulique (K) (ou coefficient de perméabilité). C'est « le volume d'eau gravitaire en m^3 traversant en une unité de temps (s), sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, une unité de section en m^2 orthogonale à la direction d'écoulement, dans les conditions de validité de la loi de Darcy » (Castany, 1982). Elle s'exprime en m/s. La variabilité de ce paramètre au sein des unités hydrogéologiques de la RWM021 est décrite ci dessous.

La transmissivité (T) sert à évaluer la productivité d'un captage dans un aquifère. Il est fonction de K par la relation suivante : $T = K \cdot e$ où e est l'épaisseur du réservoir. La transmissivité est considérée comme étant un paramètre intrinsèque à l'ouvrage, elle ne servira qu'à calculer la perméabilité et ne fera donc pas l'objet d'attentions particulières dans ce chapitre.

5.1.4 *Méthodologie*

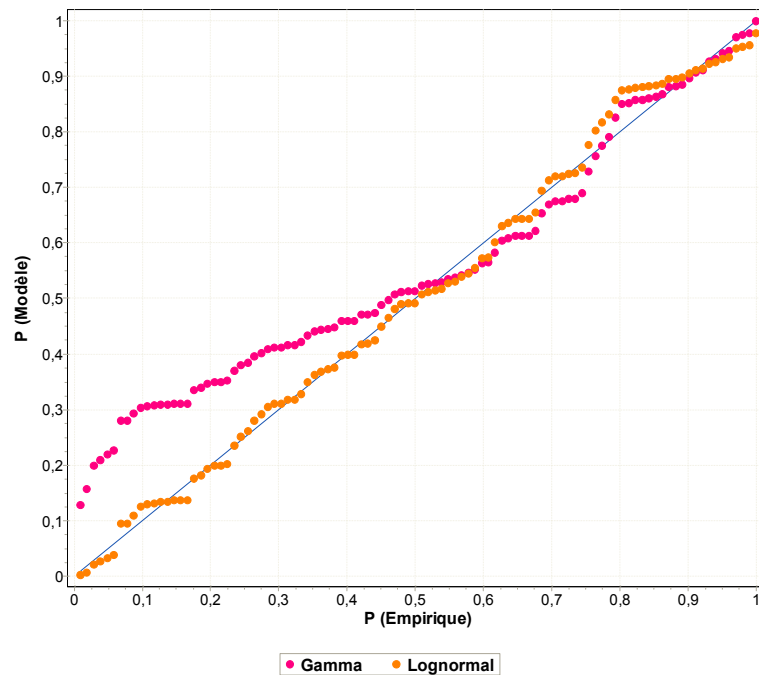
Les paramètres d'écoulements sont estimés à partir d'essais de pompage. Les méthodes de calcul utilisées dans la détermination de ces paramètres varient selon la nature de la nappe aquifère (captive, libre, semi-captive). La nappe de la RWM012 étant généralement libre, la méthode de calcul la plus couramment utilisée est celle de Theis-Jacob, où la transmissivité (T) est directement déduite à partir d'un graphique semi-logarithmique du rabattement en fonction du temps de pompage. La valeur de T retenue est la moyenne de toutes les valeurs de transmissivité calculées à chaque étape de l'essai de pompage (paliers et remontées, les valeurs « aberrantes » sont écartées).

La conductivité hydraulique est ensuite estimée en divisant T par l'épaisseur du réservoir aquifère. Pour de nombreux essais de pompage, la transmissivité est répertoriée, mais pas la conductivité hydraulique. Ne disposant pas d'informations quant à l'épaisseur de l'aquifère au droit de chaque ouvrage, nous avons alors estimé K en divisant T par la hauteur des crépines dans l'ouvrage.

5.1.5 *Analyse statistique des données*

Les nombreuses mesures disponibles dans l'aquifère des calcaires carbonifères nous ont permis de vérifier la distribution fréquentielle des valeurs de conductivité hydrauliques.

L'ajustement de la distribution théorique a été réalisé visuellement grâce à un logiciel de traitement statistique (Easyfit3.1). Il en ressort que la distribution lognormal est la mieux adaptée pour décrire les conductivités hydrauliques au sein des l'aquifère des calcaire du carbonifères (figure 5.1-1). Il est d'ailleurs globalement reconnu dans la littérature scientifique (Verbovsec & Veselic, 2008) que la loi lognormale est la plus approprié pour décrire la distribution spatiale des paramètres hydrauliques d'un aquifère de fissure. La fonction gamma est également souvent utilisée, mais l'adéquation avec notre série de données est clairement moins bonne.



5.1-1. Distribution fréquentielle des données de conductivités hydrauliques au sein l'aquifère des calcaires carbonifères.

Les logarithmes des conductivités hydrauliques des principales unités hydrogéologiques de la masse d'eau RWM021 sont représentés dans la figure 5.1-2⁶. Afin de constituer des groupes statistiquement représentatifs, quelques valeurs de perméabilité d'ouvrages appartenant aux masses d'eau voisines (RWM016 et RWM023) ont été incluses dans l'interprétation.

La figure 5.1-2 est également accompagnée d'un tableau résumant les principales statistiques de conductivités hydrauliques de chaque méga-unité (moyenne et écart-type logarithmique) (Tableau 5.1-2). Cependant, les différences entre chaque groupe en termes d'écart-type, de moyenne et de nombre d'échantillons compliquent la comparaison visuelle des données.

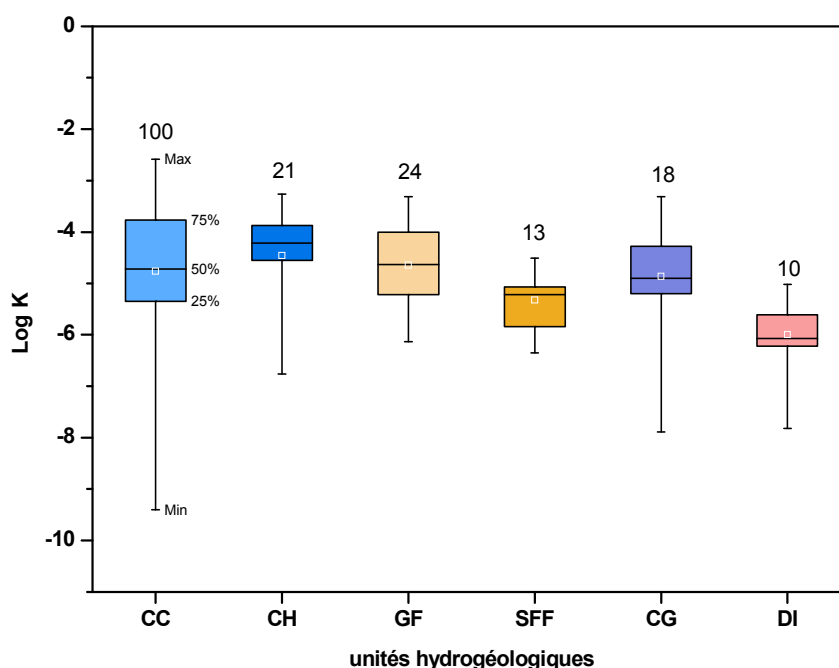
⁶ Les valeurs de conductivités hydrauliques sont également fournies en détail en annexe de ce document.

Pour vérifier de manière plus pertinente les écarts observés, des tests d'hypothèses, le test t de Student (t-test) et le test de Mann-Whitney (MW), ont été appliqués.

Le test-t de Student est un test paramétrique, c'est-à-dire applicable sur une population à condition que celle-ci suit une distribution normale. Nous avons vu que les valeurs de perméabilité des calcaires carbonifères suivent une loi lognormale. Pour appliquer le test de Student, il est donc préférable d'utiliser le logarithme de K. Pour appliquer ce test sur les échantillons des autres méga-unités (pour lesquelles nous ne disposons pas de suffisamment de données pour définir une distribution théorique), nous avons supposé que les valeurs de perméabilité suivent également la loi normale.

Le test de Mann-Whitney est un test non-paramétrique. Il ne fait pas appel à des paramètres ou d'hypothèses précises concernant la distribution sous-jacente. Il est reconnu pour être plus efficace que le test de Student lorsque le nombre de données est faible (Helsel & Hirsch, 1992).

Les résultats sont représentés sous forme de matrices dans le Tableau 5.1-2. Pour les deux tests le seuil de signification est fixé à 5%.



5.1-2. Variabilité des valeurs de conductivité hydraulique (exprimées en logarithmes) au sein des méga-unités de la RWM021. Les chiffres indiquent le nombre d'échantillons disponibles par méga-unités. CC= aquifère des calcaires carbonifères ; CH=aquifère des calcaires de l'Hastarien ; GF= aquifère des grès du Famennien ; SFF=aquiclude des schistes du Frasnien-Famennien ; CG= aquifère des calcaires du Givétien Frasnien ; DI = aquiclude à niveaux aquifères du Dévonien Inférieur

méga-unité	n	x	s	CC		CH		GF		SFF		CG		DI	
				t-test	MW	t-test	MW	t-test	MW	t-test	MW	t-test	MW	t-test	MW
Aquifères des Calcaires Carbonifères (CC)	100	-4,76	1,27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Aquifères, Aquitard et aquiclude de l'Hastarien (CH)	21	-4,46	0,97	N	N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Aquifère des Grès du Famennien (GF)	24	-4,64	0,75	N	N	N	N	-	-	-	-	-	-	-	-
Aquiclude des Shales du Frasnien-Famennien (SFF)	13	-5,33	0,57	O	O	O	O	O	O	-	-	-	-	-	-
Aquifère des Calcaires du Givétien (CG)	18	-4,86	1,10	N	N	N	N	N	N	O	O	-	-	-	-
Aquitard à niveau aquicludes du Dévonien Inférieur (DI)	10	-6,00	0,76	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	-	-

Tableau 5.1-2. Valeurs de conductivité hydraulique des différentes méga-unités et résultats des tests d'hypothèses. Les indices sont : n = nombre d'échantillons, x= moyennes de logK et s=écart-type de logK. Les résultats des tests de Student (t-test) et Mann-Whitney (MW) sont positif (O) ou négatif (N). Certains tests n'ont pas été réalisés lorsque le nombre d'échantillons était trop faible et sont représentés par (-). Pour les deux tests le seuil de signification est fixé à 10%.

L'examen visuel de la figure 5.1-2 indique une variabilité élevée des valeurs de conductivités hydrauliques au sein des méga-unités calcaires et une variabilité plus faible pour les grès et shales du Frasnien et Famennien. Les aquifères calcaires présentent également les perméabilités moyennes les plus élevées, tandis que l'aquiclude des shales du Frasnien-Famennien et, surtout, les formations terrigènes du Dévonien Inférieur présentent les perméabilités moyennes les plus faibles. Les tests d'hypothèses confirment les tendances majeures déduites du graphe visuellement, en particulier le caractère aquiclude des formations du Frasnien-Famennien et du Dévonien Inférieur. Les aquifères calcaires et gréseux ne semblent pas présenter de différences significatives de perméabilité. Enfin, remarquons que la dispersivité des valeurs de conductivité hydraulique (mesuré par l'écart-type) est clairement plus élevée dans les formations calcaires que dans les formations terrigènes.

5.1.5.1 *Variabilité au sein des aquifères calcaires*

Les valeurs de conductivité hydrauliques observé au sein de l'aquifère des calcaires carbonifères (CC) s'étend sur quasi six ordres de grandeur, de $4,00 \times 10^{-10}$ à $2,55 \times 10^{-3}$ m/s, et présentent un écart-type de 1,27. La gamme de valeurs observée dans l'aquifère des calcaires hastariens (CH) est moins étendue (de $1,73 \times 10^{-7}$ à $5,50 \times 10^{-4}$ m/s), mais le nombre d'échantillons est nettement plus faible (21). Les formations aquicludes contenu dans l'Hastarien (Formation du Pont d'Arcole et Formations de Maurenne) ne semblent pas jouer un rôle significatif en termes d'une diminution de perméabilité globale de la méga-unité. Elles joueront cependant un rôle majeur lorsque nous considérerons les sens d'écoulements à partir des profils piézométriques (cf 5.2). Enfin, les calcaires givétiens (CG), qui n'affleurent que sur 5,2% de la superficie de la masse d'eau, présentent une plus grande variabilité de perméabilité que les calcaires hastariens. Les valeurs varient entre $1,29 \times 10^{-8}$ à $4,95 \times 10^{-4}$ m/s et présentent un écart-type égal à 1,1.

Les tests d'hypothèse indiquent qu'aucune des méga-unité calcaire ne se distingue objectivement des autres. Un plus grand nombre d'échantillons, ainsi qu'une subdivision plus fine des unités hydrogéologiques seraient nécessaires pour observer des différences significatives de perméabilité entre les différentes formations calcaires qui composent la RWM021.

De manière plus générale, les gammes de valeurs indiquent une grande hétérogénéité de la perméabilité au sein des méga-unités calcaires, en particulier dans l'aquifère des calcaires carbonifère, nettement mieux représenté grâce aux nombreuses données disponibles. L'énorme écart observé entre les valeurs extrêmes de conductivité hydraulique est caractéristique aux aquifères de fissure à faible porosité primaire. Le degré de fracturation, couplé aux phénomènes de dissolution karstiques, sont les éléments clés qui définissent la potentialité aquifère des calcaires. Un calcaire sain est non-perméable, un calcaire fracturé (ou altéré) est potentiellement aquifère. Il existe bien-sûr d'autres facteurs pouvant influencer la perméabilité des calcaires, dont nous pouvons citer les suivants :

- La lithologie. Celle-ci influence directement la porosité de la roche. La méga-unité des calcaires carbonifères est un regroupement de plusieurs aquifères, qui présentent tous un degré de dolomitisation plus ou moins élevé. Le phénomène de dolomitisation, c'est-à-dire le remplacement de la calcite par de la dolomite, implique une augmentation de la porosité primaire de la roche. Cependant, l'augmentation de la porosité n'implique pas nécessairement une perméabilité plus élevée. Le lien entre le degré de dolomitisation et perméabilité est complexe car d'autres facteurs doivent être considérés (présence d'argiles notamment).
- La topographie. Pour prouver l'influence de la topographie sur les valeurs de conductivités hydrauliques, les ouvrages ont été classés dans trois configurations selon leurs positions par rapport à topographie : Vallée (V), Plateau (P) ou Pente (S). Les variabilités des valeurs de conductivités hydrauliques (exprimés en logarithmes) sont représentées dans la Figure 5.1-3. Ensuite, après avoir vérifié la normalité des distributions, les sous-ensembles sont soumis aux tests de Student et de Mann-Whitney deux par deux pour voir si les différences de perméabilités sont significatives (Tableau 5.1-3).

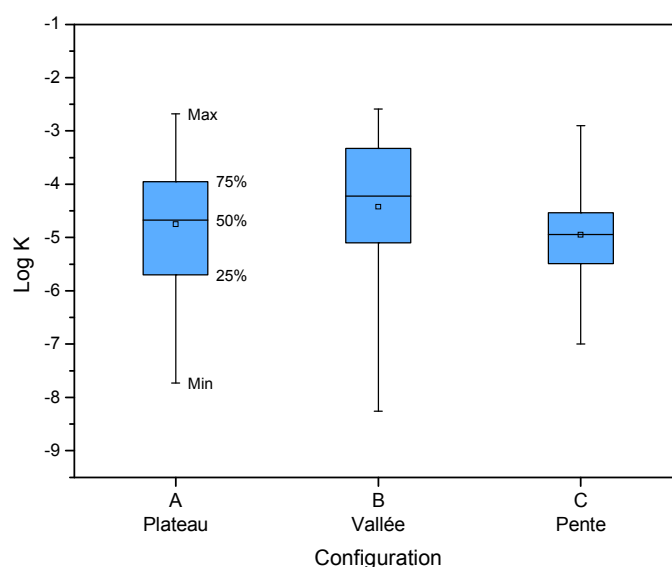


Figure 5.1-3. Variabilité des valeurs de conductivités hydrauliques (exprimés en logarithmes) de chaque configuration topographique dans l'aquifère des calcaires carbonifères

Les tests indiquent des valeurs de perméabilité significativement plus élevées en fond de vallées que sur les flancs (pente). L'examen visuel de la Figure 5.1-3 laisse supposer une perméabilité intermédiaire pour les plateaux. Celle-ci n'est toutefois pas confirmée par les tests d'hypothèses. Ces différences de perméabilités en fonction de la topographie ont déjà fait l'objet de plusieurs études (Verbovsec & Veselic, 2008). Il en ressort que les perméabilités les plus élevées sont observées en fond de vallées. Généralement, il s'agit de zones où le degré de fracturation est plus élevé qu'au niveau des pentes.

Configuration	n	x	s	P		S		V	
				t-test	MW	t-test	MW	t-test	MW
Plateau (P)	30	-4,75	1,24	-	-	-	-	-	-
Pente (S)	45	-4,94	0,98	N	N	-	-	-	-
Vallée (V)	37	-4,42	1,29	N	N	O	O	-	-

Tableau 5.1-3. Influence de la topographie sur les valeurs de logK dans l'aquifère des calcaires carbonifères. Pour les deux tests le seuil de signification est fixé à 5%. Voir tableau précédent pour le détail des indices.

5.1.5.2 Variabilité au sein de l'aquifère des grès du Famennien

Les valeurs de conductivités hydrauliques au sein des grès famenniens varient entre $7,4 \times 10^{-7}$ à $4,8 \times 10^{-4}$ m/s avec un écart-type de 0,75. La gamme de variation est similaire au calcaires hastariens mais l'écart-type indique une dispersion des valeurs nettement moindre. Ainsi, l'aquifère

des grès famenniens apparaît comme une unité hydrogéologique plus homogène en terme de perméabilité que les aquifères calcaires. Cette constatation est à l'image des lithologies observées dans cet aquifère de fissure. En effet, la quasi-entièreté des ouvrages sur lesquels des essais de pompage ont été effectués est implanté dans la Formations de Ciney, qui est entièrement composée de bancs gréseux pluricentimétriques à décimétriques.

Dans le Condroz, du fait de l'érosion différentielle, les anticlinaux gréseux présentent la particularité de constituer les crêtes topographiques. Les sables d'altération développés aux sommets des niveaux gréseux procurent au réservoir une importante porosité de pores, caractéristique des nappes de type manteau d'altération. Combinée à une porosité de fissures, en raison de la fracturation sous-jacentes, l'altération superficielle confère à l'aquifère des grès du Famennien une perméabilité élevée, équivalente à la moyenne observée dans les calcaires carbonifères.

Remarquons que si les perméabilités des grès et des calcaires sont comparables, la potentialité du réservoir n'est pas pareille. Les paramètres suivants doivent également être pris en compte :

- Le coefficient d'infiltration des terrains. Du fait de leurs situations aux crêtes topographiques et de l'altération qui en découle, les grès fameniens constituent des terrains propices à l'infiltration des eaux météoriques. Cet aspect est approfondi dans le chapitre suivant.
- L'étendue de l'aquifère. La capacité aquifère des grès famenniens est essentiellement définie par le degré d'altération du manteau superficiel. Celle-ci s'étend que sur quelques mètres de profondeur seulement. Le volume d'eau souterraine total exploitable est donc nécessairement plus faible que dans les formations calcaires, où l'épaisseur de la tranche saturée peut aller au-delà de la centaine de mètres.
- L'homogénéité/hétérogénéité des valeurs de conductivité hydraulique du réservoir. Nous avons vu que les valeurs de perméabilité dans les grès sont plus homogènes que dans les aquifères calcaires, principalement à cause de l'absence de phénomènes de karstifications. Or un puits sera plus productif s'il est traversé par des conduits souterrains. L'implantation de puits étant une technique d'extraction d'eau ponctuelle, elle est, par conséquent, plus adaptée lorsque les perméabilités élevées sont localisées en certains points du réservoir (fractures, conduits souterrains, etc.)

5.1.5.3 Variabilité au sein de l'aquicludes du Frasnien-Famennien

A cause du caractère aquiclude et de sa faible surface d'affleurement au sein de la masse d'eau RWM 021 (12,7%), nous ne disposons que de très peu de valeurs de conductivités hydrauliques concernant les shales du Frasnien-Famennien.

Les valeurs observées au sein de l'aquiclude des shales sont en moyenne significativement plus faibles ($9,24 \times 10^{-6}$) et varient très peu comparé aux autres unités hydrogéologiques. L'écart-type est égal à 0,57, ce qui confirme la faible dispersivité des valeurs de conductivité hydrauliques, reflétant l'homogénéité lithologique des formations schisteuses.

Il est bien évidemment logique que cet aquiclude présente une perméabilité moyenne plus faibles que les aquifères gréseux et calcaire. Remarquons cependant qu'il ne contient pas les valeurs de perméabilité les plus faibles enregistrées. Ceci illustre l'importance de la présence de fracture (ou porosité secondaire) dans les aquifères calcaires : si celle-ci est faible ou absente, la perméabilité de la roche deviens moins élevé que ce qui est observé dans des formations aquicludes.

5.1.5.4 Variabilité au sein de l'aquitard à niveau aquiclude du Dévonien Inférieur

La perméabilité de cette unité est la plus mal représentée dans la RWM021, principalement à cause de sa faible surface d'affleurement et de son caractère partiellement aquiclude. Les valeurs de conductivité hydrauliques, allant de $1,50 \times 10^{-8}$ et $9,55 \times 10^{-6}$ m/s, témoignent du très faible niveau de perméabilité de ce réservoir. L'écart-type des valeurs est faible (0,76) par rapport celui méga-unités calcaires dévono-carbonifères, malgré l'hétérogénéité de cette méga-unité, tant du point de vue lithologique (présence de grès, siltites, shales, poudingues,...), que sur le plan de l'hydrogéologie (alternance d'aquifères, aquitards et aquicludes). Un plus grand nombre de données serait toutefois nécessaire afin de mieux représenter l'unité hydrogéologique.

5.2 Piézométrie de la masse d'eau

Les données de piézométrie comptent parmi les données les plus importantes lors d'une étude hydrogéologique. Aussi, au cours de ce projet, le suivi et l'étude des variations de niveau piézométrique ont fait l'objet d'une attention particulière. Un réseau de caractérisation comptant 105 puits et piézomètres a été mis en place sur l'ensemble de la masse d'eau souterraine RWM021 (Figure 5.2-1). Une partie de ce réseau constitue le réseau de surveillance quantitatif de la masse d'eau.

Les informations issues du réseau de caractérisation concernent la variation de niveau piézométrique au droit des ouvrages qui le composent. Les niveaux piézométriques de ce réseau ont été mesurés avec deux types de fréquence. Des mesures manuelles à la sonde piézométrique ont été effectuées mensuellement dans chacun des piézomètres par les équipes Synclin'EAU. De plus, certains piézomètres situés à des endroits supposés déterminants dans la caractérisation de l'hydrodynamique d'un aquifère ont été équipés de sondes pressiométriques permettant la mesure du niveau d'eau dans la nappe avec un pas de temps allant de 15 minutes à 24 heures. Enfin, pour certains piézomètres appartenant à des sociétés de production ou distribution d'eau de consommation, les données de piézométrie enregistrées par les propriétaires eux-mêmes ont été mises à disposition des équipes Synclin'EAU.

Les résultats concernant l'étude de la piézométrie de la masse d'eau sont présentés en fonction de la localisation des piézomètres au sein de bassins hydrographiques. Le regroupement de plusieurs piézomètres sur un seul et même graphique est fonction de leur appartenance à un bassin hydrographique, du substrat géologique dans lequel ils sont implantés ou de leur position hydrogéologique dans le bassin.

Après une brève introduction replaçant le groupe de piézomètres dans leur cadre topographique et hydrogéologiques, sont rappelées les conclusions des bilans hydrogéologiques sur les limites des bassins hydrogéologiques et les directions d'écoulement supposées de l'eau souterraine. Les cours d'eau, les carrières, les galeries de captage, les captages par pompage sont autant de connexions entre les eaux souterraines et la surface qui induisent des conditions limites de l'aquifère, c'est-à-dire, qui influencent le niveau piézométrique.

Etant donnée la forte hétérogénéité de la répartition spatiale des piézomètres, il s'est avéré impossible de tracer des isopièzes sur l'entièreté de la masse d'eau souterraine. Toutefois, certaines zones à forte concentration en piézomètres sont étudiées plus en détails, tels les abords d'une carrière, d'un cours d'eau ou d'un captage. Les directions générales d'écoulement souterrain au sein de la masse d'eau RWM021 seront précisés à la lumière des données piézométriques mais aussi à

l'aide des conclusions des bilans hydrogéologiques et des investigations menées sur les relations entre les eaux de surface et les eaux souterraines (voir livrable D3.52 D4.52 – Interactions ESO-ESU).

Enfin, l'analyse temporelle des fluctuations de niveau piézométrique et de leur amplitude, mise en relation avec les périodes de recharge de l'aquifère permet de tirer certaines conclusions quant à la position hydrogéologique de l'ouvrage, la nature du substrat hydrogéologique au sein duquel il est implanté ainsi que sa situation par rapport à une zone de recharge de l'aquifère.

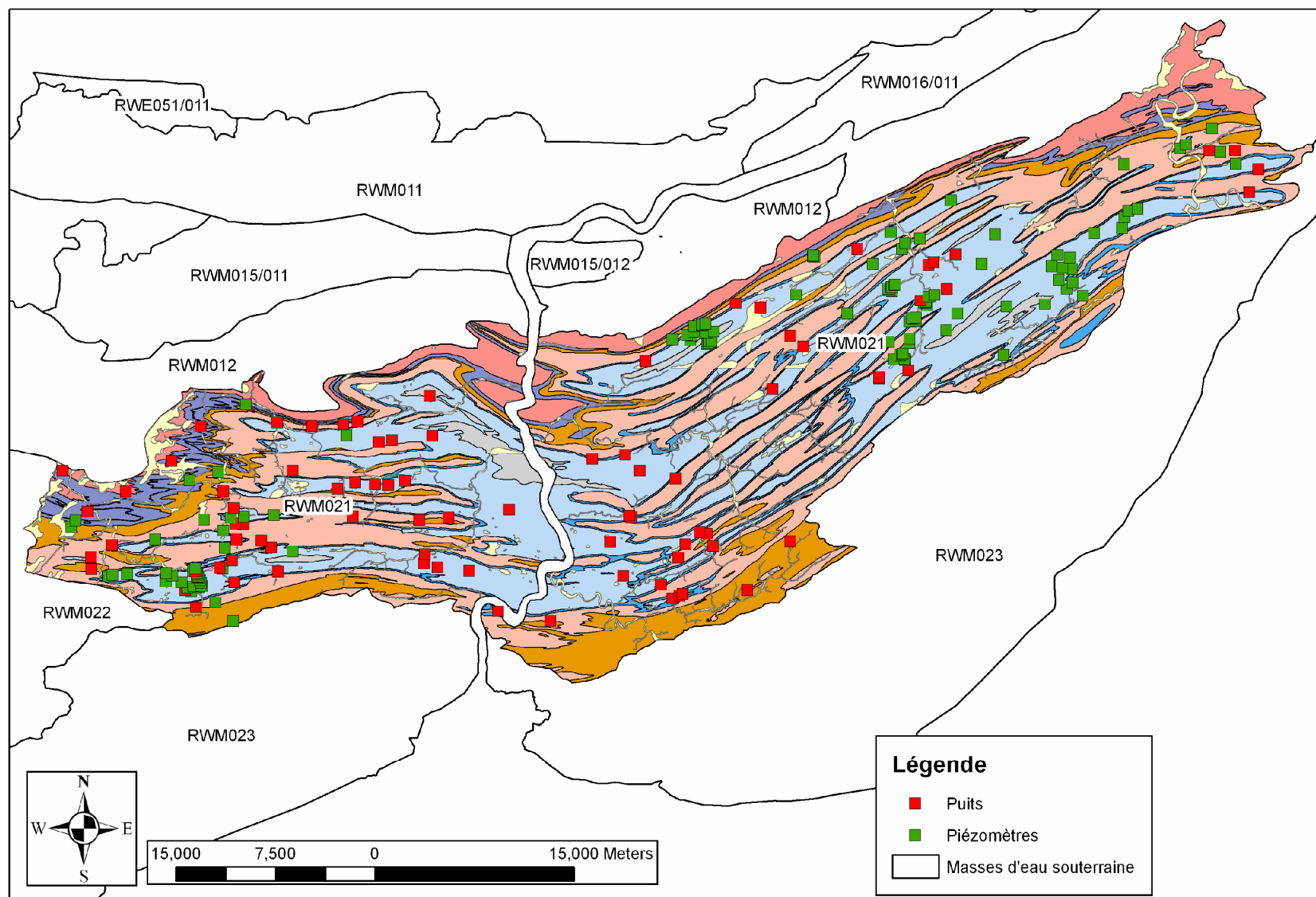


Figure 5.2-1 : Puits et piézomètres du réseau de caractérisation piézométrique de la masse d'eau souterraine RWM021.

5.2.1 Bassin de Jamioulx (bassin de l'Eau d'Heure)

Le bassin de Jamioulx correspond partiellement au bassin hydrographique de l'Eau d'Heure. Dont seulement une partie est contenue dans la masse d'eau RWM021. Sur base des résultats des bilans hydrologiques, les limites hydrogéologiques du bassin sont supposées correspondre aux limites hydrographiques. Dix piézomètres du réseau de caractérisation quantitatif ont été sélectionnés pour caractériser les fluctuations piézométriques des différentes nappes au sein du bassin. La disponibilité des piézomètres n'est pas suffisamment dense pour permettre une analyse de l'ensemble du fonctionnement hydrodynamique du bassin. Les informations sont alors traitées piézomètre par piézomètre.

La Figure 5.2-2 reprend la localisation de cinq d'entre eux. Il s'agit de puits implantés dans différentes unités hydrogéologiques de la partie Nord-Ouest de la masse d'eau. La Figure 5.2-4 reprend la localisation de cinq autres ouvrages situés dans la partie Est du bassin de Jamioulx.

Les variations piézométriques des cinq puits situés dans la partie Nord-Ouest du bassin sont reprises à la Figure 5.2-3. Les puits « Moulin le Thys » et « Fontaine Publique » affichent très peu, voire pas de variation piézométrique. Implanté en fond de vallée, à une centaine de mètres de l'Eau d'Heure, le puits « Moulin le Thys » se trouve dans une zone de décharge de la nappe, son exutoire, qui est l'Eau d'Heure, imposerait alors son niveau à la nappe, ce qui expliquerait l'absence de variations piézométriques. Le puits « Les spintaux » situé au droit des calcaires givetien-frasnien enregistre des fluctuations saisonnières de l'ordre de 5 mètres. Ces fluctuations concordent avec les pics en eau utile avec un retard approximatif de 1 mois. Les piézomètres « Gourdinne » et « Les Vaulx », implantés dans l'aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur, ont des comportements semblables. Ils affichent des variations piézométriques de l'ordre de 2 à 3 m, corrélées aux pics en eau utile avec un léger retard de 2-3 semaines.

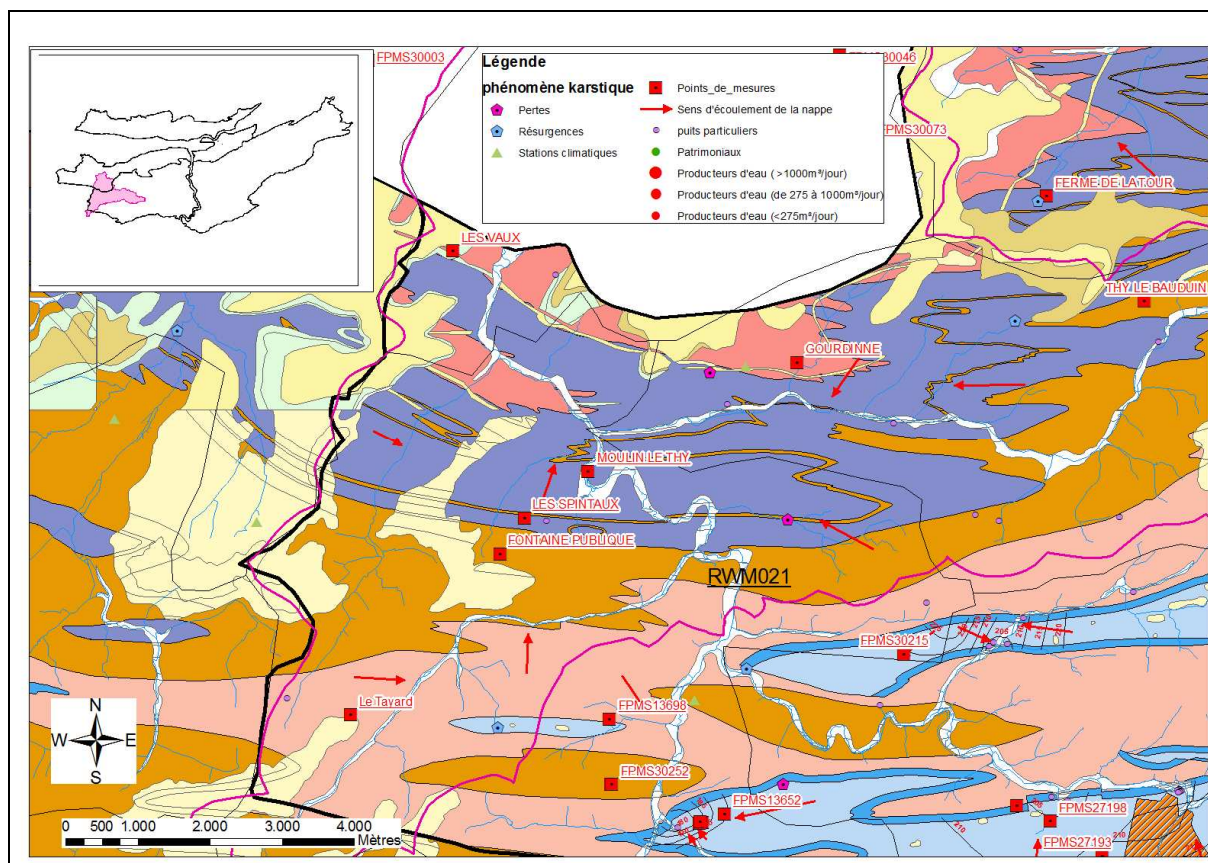


Figure 5.2-2: Localisations des piézomètres dans la partie ouest du bassin versant « Jamioux ».

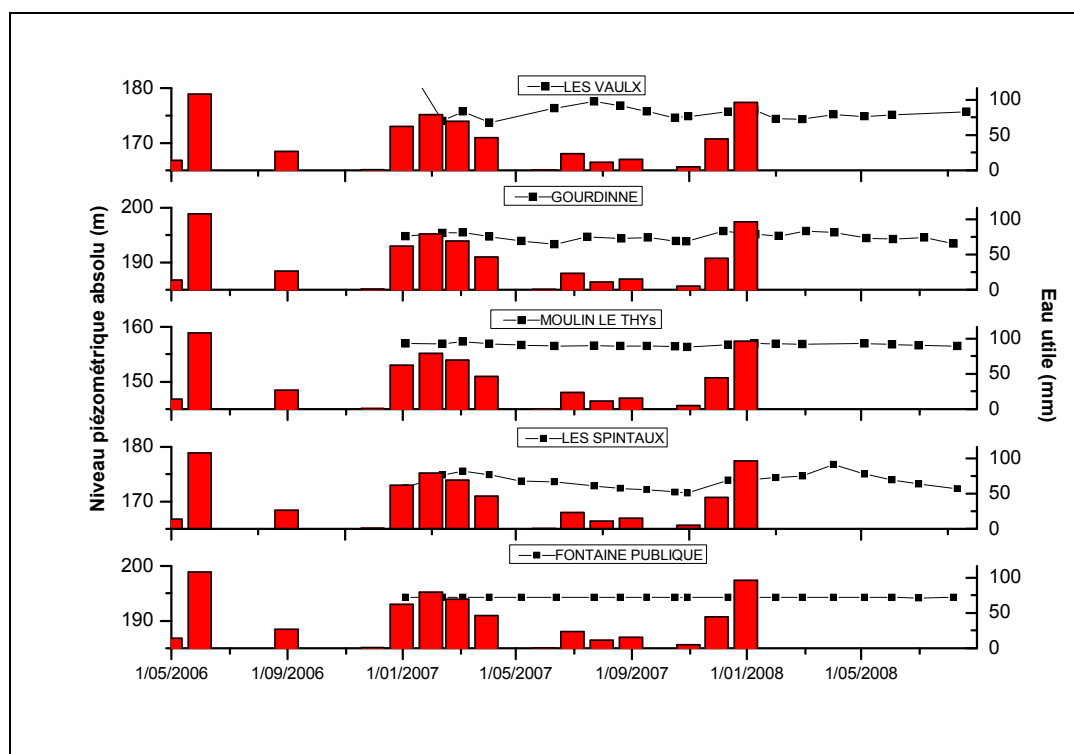


Figure 5.2-3. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle (1/05/2006 à 1/01/2008) calculée pour les piézomètres situés dans le bassin de Jamioux (partie Ouest).

Les variations piézométriques des ouvrages situés dans la partie Est (Figure 5.2-4) du bassin de Jamioulx sont reprises à la Figure 5.2-5. Les ouvrages situés dans les calcaires carbonifères (« FPMS27081 » et « Pz3 Morialmé ») présentent des fluctuations saisonnières de l'ordre de 5 m. Ces fluctuations concordent avec les pics en eau utile avec un retard approximatif de 1 mois. Les chroniques piézométriques des puits dans les grès (« FPMS27066 » et « FPMS27090 ») montrent une amplitude maximale de l'ordre de 3.5 m entre novembre 2007 et avril 2008. Les fluctuations semblent bien corrélées avec l'eau utile. Le puits « Thy le Bauduin » dans l'aquiclude du Famennien-Frasnien a un comportement similaire mais avec une amplitude de variation moins importante.

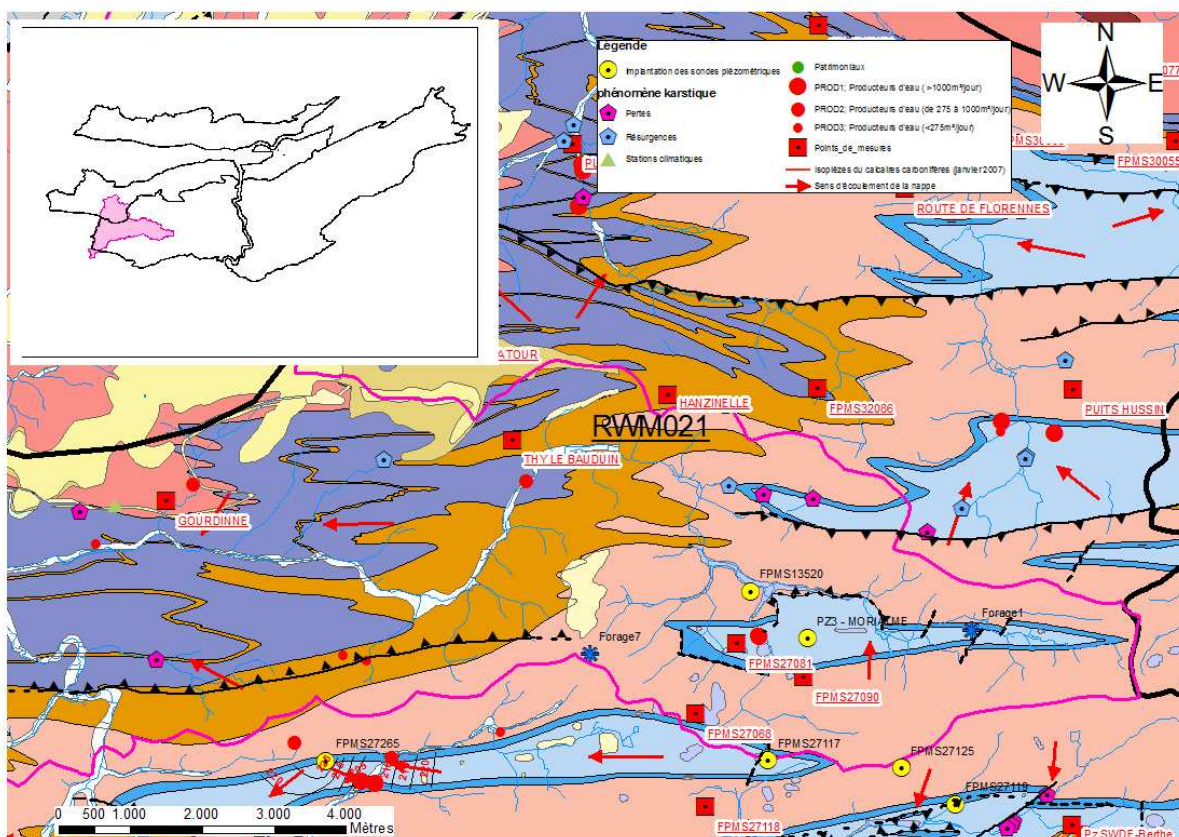


Figure 5.2-4 : Localisations des piézomètres dans le bassin versant « Jamioulx » (RWM021) (partie Est)

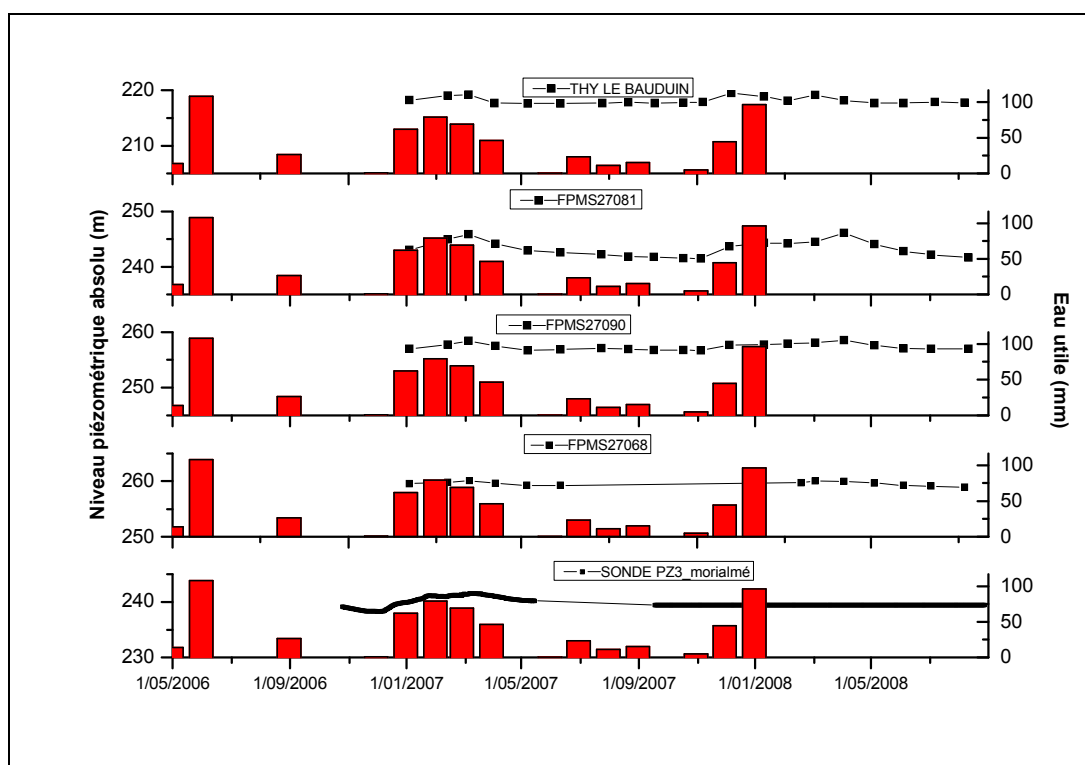


Figure 5.2-5. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle (1/05/2006 à 1/01/2008) calculée pour les piézomètres situés dans le bassin de Jamioux (partie est).

5.2.2 Bassin versant de la Sambre du confluent avec l'Eau d'Heure au confluent avec la Biesme

Seule une partie du bassin de la Sambre du confluent avec l'Eau d'Heure au confluent avec la Biesme est contenue dans la masse d'eau RWM021. Neufs piézomètres appartenant au réseau de caractérisation quantitatif sont implantés dans cette partie du bassin. Le sous-sol est varié, à l'Est on y retrouve deux synclinaux calcaires bordés d'anticlinaux gréseux et à l'Ouest le cours principal de l'Eau d'Heure s'écoule au sein des calcaires givetien-frasnien.

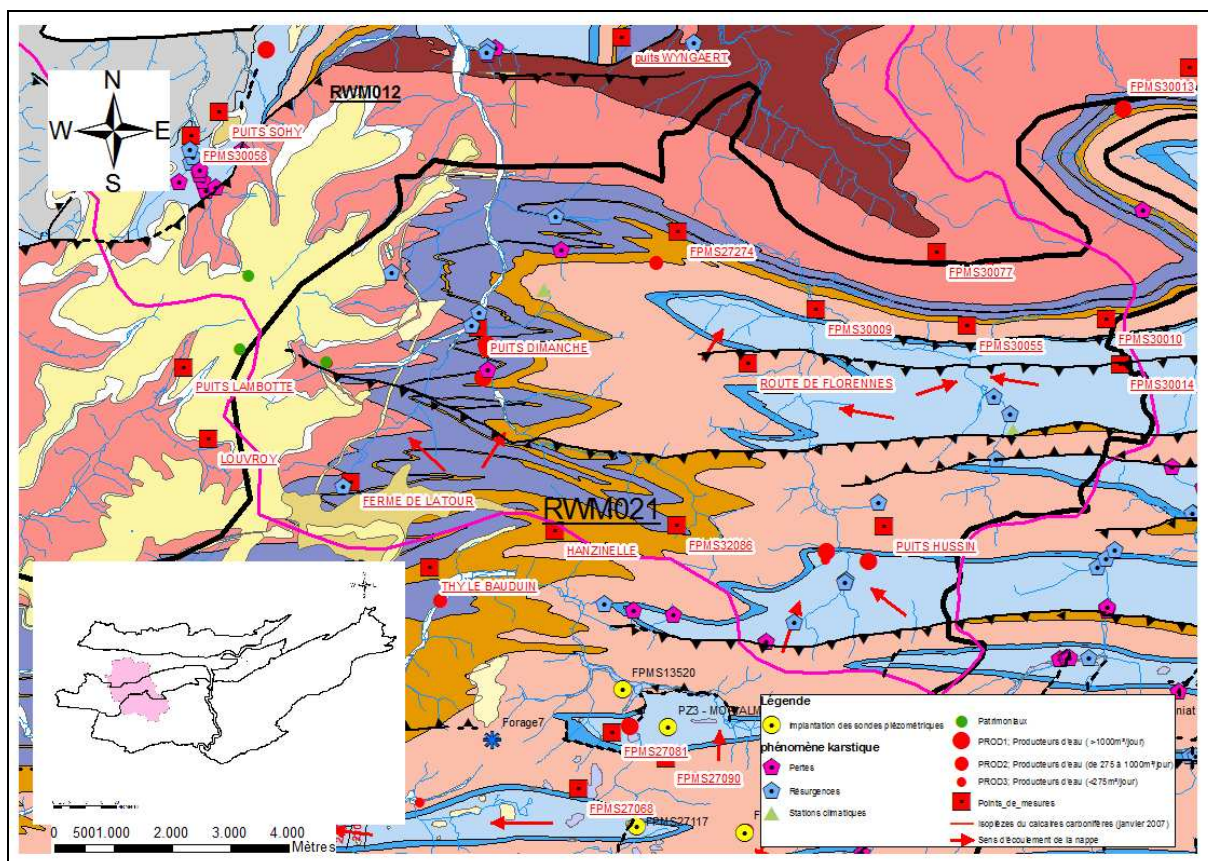


Figure 5.2-6: Localisations des piézomètres dans le bassin versant de la Sambre du confluent de l'Eau d'Heure au confluent avec la Biesme (RWM021).

La Figure 5.2-7 compare les chroniques piézométriques des puits implantés dans l'aquifère des calcaires du Givetien-Frasnien (puits « Ferme de Latour », « Dimanche », et « FPMS27274 ») avec la piézométrie du puits « Hanzinelle » localisé au droit de l'aquiclude du Frasnien-Famennien. Cependant les données acquises dans ce puits ne sont pas nombreuses. L'allure piézométrique des puits « Ferme de Latour » et « Dimanche » affichent très peu de variations. Ces profils plats sont logiquement dus au fait que ces ouvrages sont situés à proximité de cours d'eau drainants. A l'inverse, le puits « FPMS27274 » situé en tête de bassin montre d'importantes variations saisonnières (de l'ordre de 10 m) et sont bien corrélées avec les pics en eau utile.

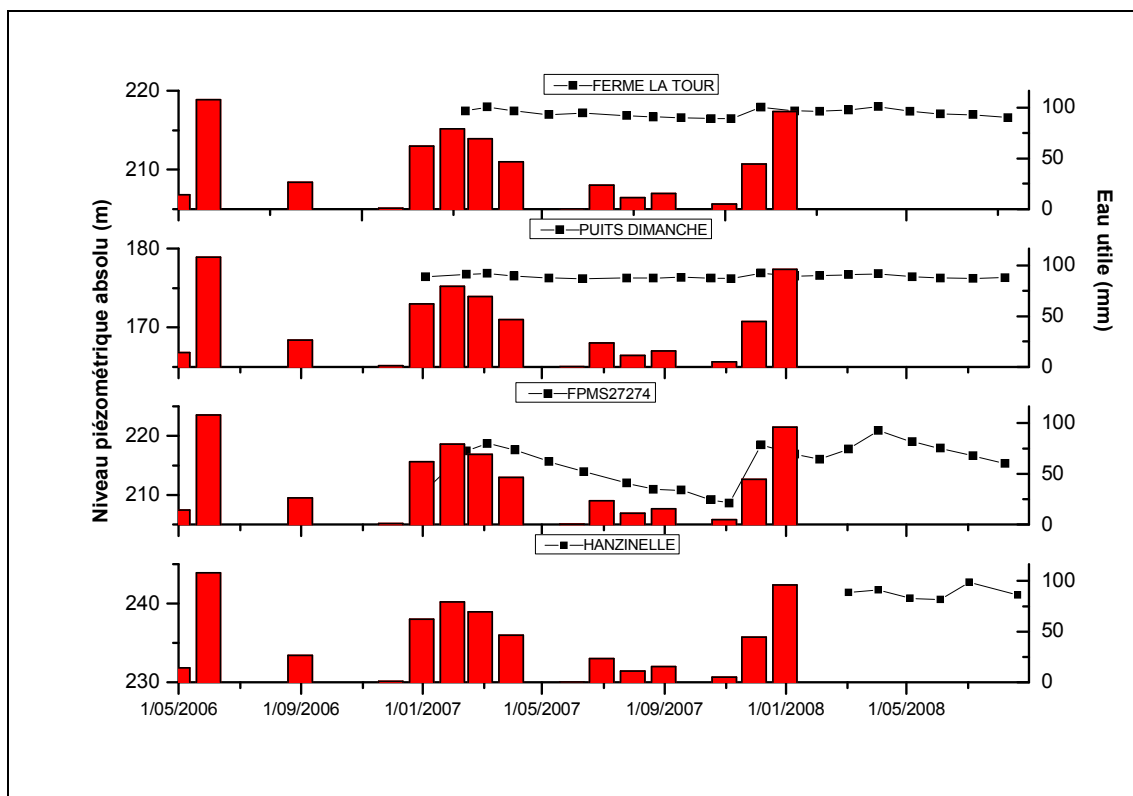


Figure 5.2-7. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 01/01/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin versant de la Sambre, de la confluence avec l'Eau d'Heure jusqu'à la confluence avec la Biesme (RWM021).

La Figure 5.2-8 reprends les profils piézométriques de 4 puits appartenant à l'aquifère des grès du Famennien (« FPMS30009-30055-60010 » et le puits « Hussin ») et un dans l'aquifère des calcaires carbonifères (« FPMS300014 »). Le profil du puits « FPMS30009 » est relativement plat. Cela s'explique par la localisation du puits. Situé à proximité d'un cours d'eau drainant, celui-ci impose un niveau minimum à la nappe. Les pics bas sont certainement du à l'utilisation du puits par les propriétaires qui rabat alors la nappe localement en dessous de son niveau de base. Les 4 autres puits, situés dans des zones plus en amont présentent tous des variations saisonnières. Elles sont du même ordre de grandeur (+/- 5 m) pour les puits « FPMS30055-30010 » et le puits « Hussin » que l'on retrouve au sein des grès. L'amplitude des variations piézométriques du puits « FPMS300014 » qui se situe dans les calcaires carbonifères est beaucoup plus importante (+/- 10 m).

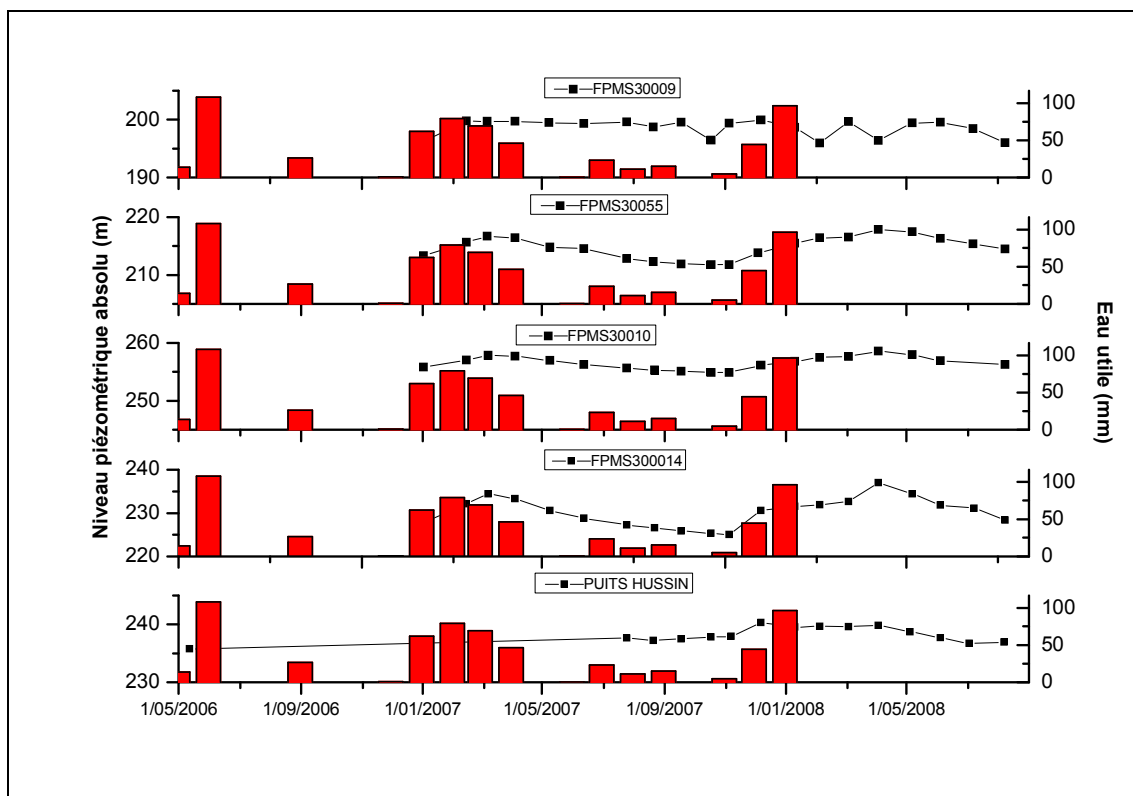


Figure 5.2-8: Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 01/01/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin versant de la Sambre, de la confluence avec l'Eau d'Heure jusqu'à la confluence avec la Biesme (RWM021).

5.2.3 Bassin du ruisseau d'Yves

Le sous-sol du bassin du ruisseau d'Yves (Figure 5.2-9), est constitué de deux synclinaux calcaires bordés d'anticlinaux gréseux. Les résultats des bilans hydrologiques de ce bassin laissent supposer un caractère légèrement déficitaire. Le bassin du ruisseau d'Yves compte 16 points d'observations dont 8 sondes et un forage réalisé lors de l'étude synclin'Eau (forage 9).

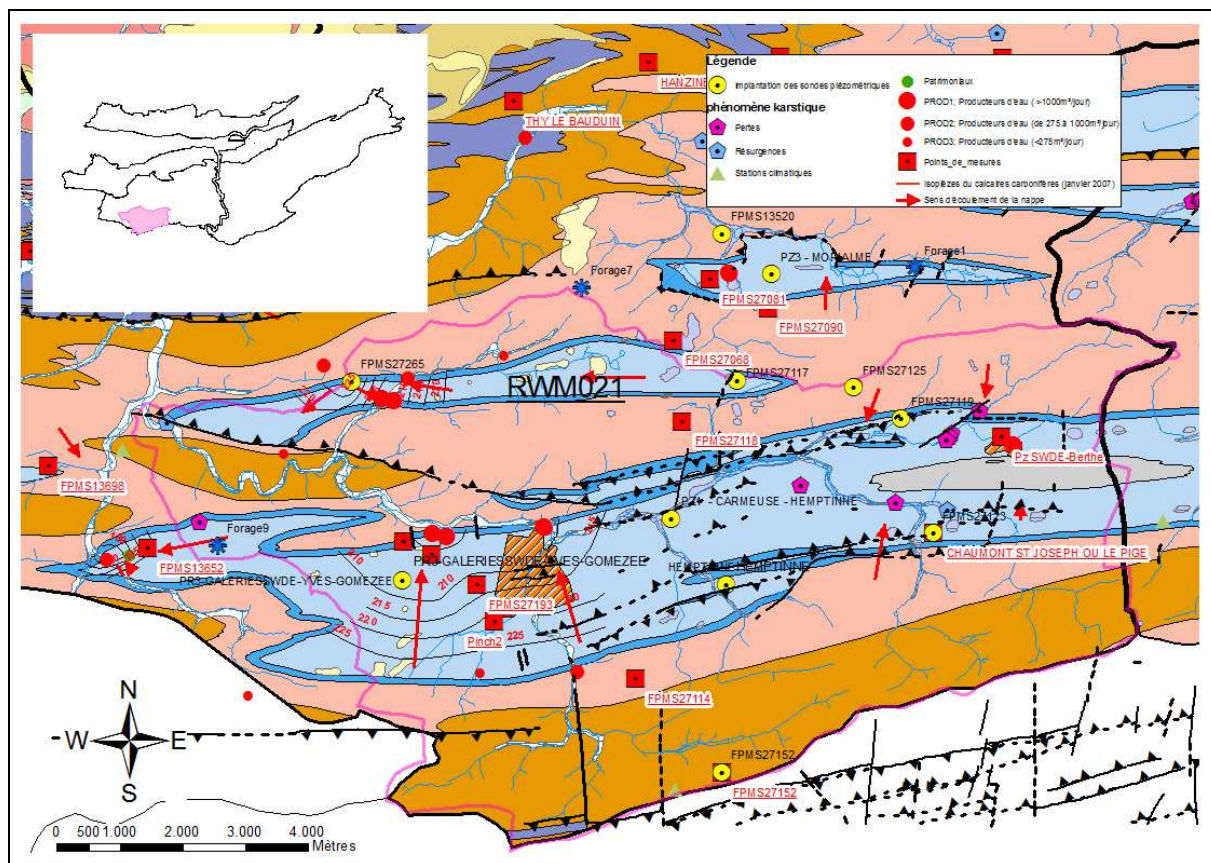


Figure 5.2-9:Localisations des piézomètres dans le bassin du ruisseau d'Yves (RWM021).

Observons en premier lieu les ouvrages représentatifs des calcaires du Carbonifère non loin de la carrière d'Yves –Gomezée (Figure 5.2-10). Les courbes piézométriques réalisées dans le cadre de la carte hydro 52/8 en mai 2007 montre un écoulement dirigé vers les captages de la SWDE. Le comportement de la nappe est différent selon la distance d'éloignement à ce captage. En effet, les fluctuations maximales observées augmentent en fonction de l'éloignement de ce captage (« pinch2 » : 6m ; « FPMS27193 » : 3.75m, la sonde : 1.6m; « FPMS27198 » : 0.9m). Les variations saisonnières ne sont plus visibles pour le puits FPMS27198.

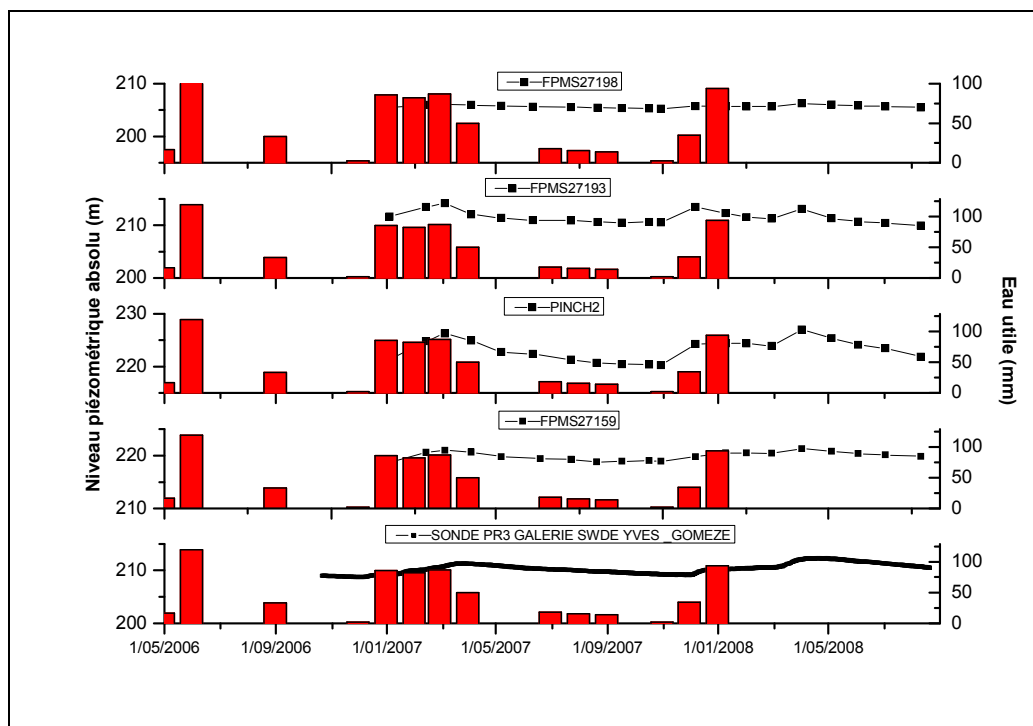


Figure 5.2-10: Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 01/01/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin d'Yves.

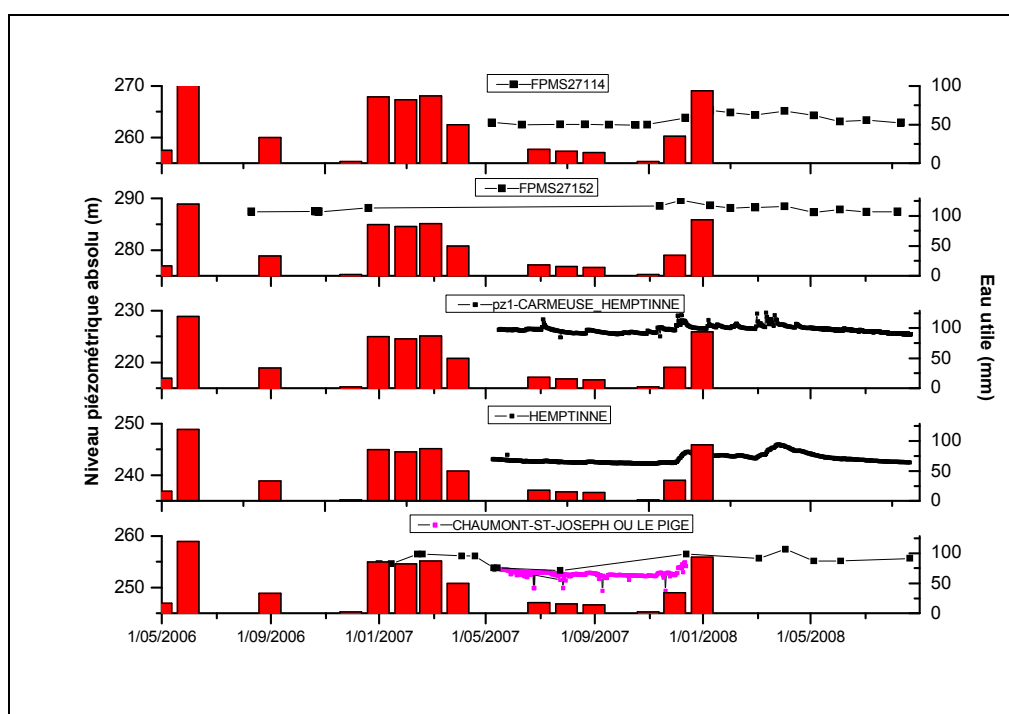


Figure 5.2-11. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 01/01/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin d'Yves.

A l'Est du synclinal calcaire, les niveaux piézométriques des puits « Pz_BERTHE » (235 m d'altitude) et « FPMS271193 » (240 m d'altitude) indiquent une nappe profonde (entre 20 et 25 m en dessous de la surface du sol). Les profils de ces puits affichent des variations saisonnières bien visibles qui présentent des fluctuations de 3 à 5 m (Figure 5.2-12).

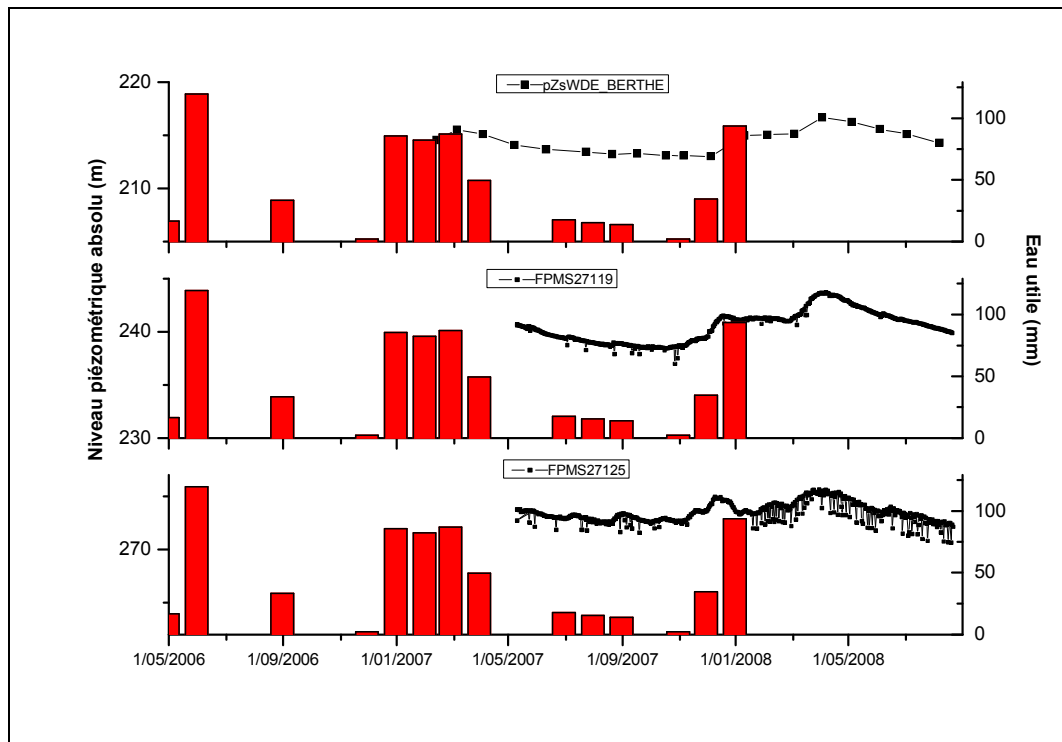


Figure 5.2-12. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 01/01/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin d'Yves.

5.2.4 Bassin du Bocq

Le bassin du Bocq compte 4 ouvrages repris dans le réseau de caractérisation quantitatif. Les puits Ontaine et Sovet-Pirson sont implantés dans l'aquifère des grès du Famennien, tandis que le puits de Dorinne et le Puits Traditionnel, sont situés en bordure nord d'un synclinal calcaire, au droit des formations hastariennes (Figure 5.2-13). Les mesures au piézomètre d'Ontaine ont été abandonnées en mars 2007 suite à un refus d'accès du propriétaire ; ce puits fut remplacé par le puits Sovet-Pirson situé dans un contexte hydrogéologique similaire.

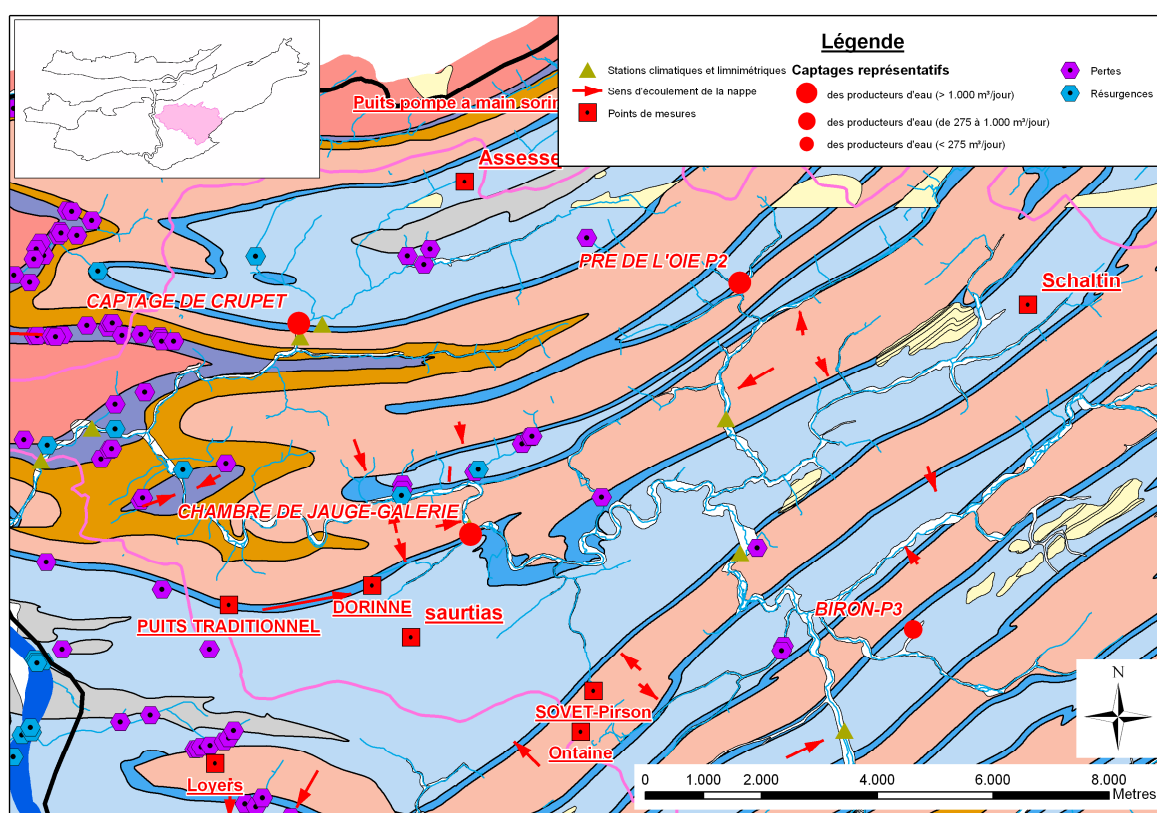


Figure 5.2-13. Localisation des piézomètres dans le bassin versant du Bocq

La Figure 5.2-14 représente les variations piézométriques des nappes en fonction de l'eau utile dans le bassin versant du Bocq.

Les deux puits dans les calcaires affichent un profil analogue : les variations piézométriques sont synchrones. La nappe réagit rapidement aux précipitations mais deux à trois semaines sont nécessaires avant que celle-ci n'atteigne son équilibre par rapport à l'infiltration (pics d'eau utile). L'amplitude des fluctuations est nettement plus élevée pour le Puits Traditionnel, ce qui est logique

vu sa situation en tête de bassin (quasi au niveau des crêtes topographiques). Le puits Dorinne, éloigné d'environ 2km par rapport au Bocq, a une piézométrie de l'ordre de 200 m, cote proche de celle du Bocq à Spontin. La nappe est donc fortement rabattue, indiquant une bonne perméabilité des formations calcaires. La galerie captante de Spontin (« chambre de jauge galerie ») pourrait avoir pour effet de rabattre et tamponner les variations piézométriques locales de la nappe.

D'après les côtes piézométriques, l'écoulement calcaire souterrain dans cette partie du synclinal se fait d'ouest en est, indiquant par conséquent le caractère drainant du Bocq pour sa partie située au droit des calcaires hastariens et sur le flanc Nord du synclinal. Ceux-ci contiennent des formations aquicludes, tels les schistes du Pont d'Arcole, ce qui laisse penser que le comportement de cette nappe peut, localement, être indépendant de la nappe située au sud dans les calcaires carbonifères. Le piézomètre de Saurtias, réalisé dans le cadre de ce projet et situé au centre du synclinal, devrait permettre d'étudier plus en détail le comportement local de la nappe dans l'aquifère des calcaires carbonifères.

Le sens d'écoulement de la nappe au droit de ce synclinal calcaire reste incertain. Si la géologie du bassin versant et le caractère perdant des affluents du Bocq (cf D3.52 et D4.52 : Rapport sur les interactions ESO-ESU) laissent supposer des pertes en direction de la Meuse, le bilan réalisé à la station de Spontin montre cependant que le bilan du bassin boucle bien (terme de fermeture égal à 4,8% des précipitations). De plus, les premières mesures au piézomètre de Saurtias indiquent un niveau de nappe aux alentours de 208 m, cote proche mais supérieur à la cote altimétrique du Bocq à Spontin (estimé à 200m). La nappe serait fortement rabattue, indiquant soit un haut degré de perméabilité de l'aquifère, soit l'effet du cône de rabattement provoqué par le captage de Spontin sur la piézométrie locale (induisant également le caractère perdants des affluents du Bocq). Un traçage, avec comme point d'injection le piézomètre de Saurtias pourrait éventuellement permettre d'identifier l'hydrodynamique de la nappe à cet endroit.

Le profil piézométrique du puits Sovet-Pirson, également situé en tête de bassin et creusé dans les formations aquifères gréseuses, est relativement bien corrélé aux variations dans les calcaires, mais affiche une amplitude maximale nettement moindre (2m contre 7m pour le Puits Traditionnel). La plupart des affluents du Bocq prennent leurs sources au droit des tiges gréseuses. On en déduit que le sens d'écoulement de la nappe au sein de cet aquifère est localement imposé par le réseau hydrographique. De manière plus générale, l'eau quitte les crêtes gréseuses par débordement latéral au contact avec les formations imperméables de l'Hastarien. Cette eau se déverse ensuite dans l'aquifère des calcaires carbonifères, où les cotes piézométriques sont nettement inférieures que dans les grés (200m dans le piézomètre de Saurtias contre 270m dans le puits Sovet-Pirson).

Enfin, les piézomètres de Schaltin et Assesse, réalisée dans le cadre de ce projet, ont pour but de préciser les limites hydrogéologiques entre le bassin du Bocq à l'Ouest et du Houyoux à l'Est.

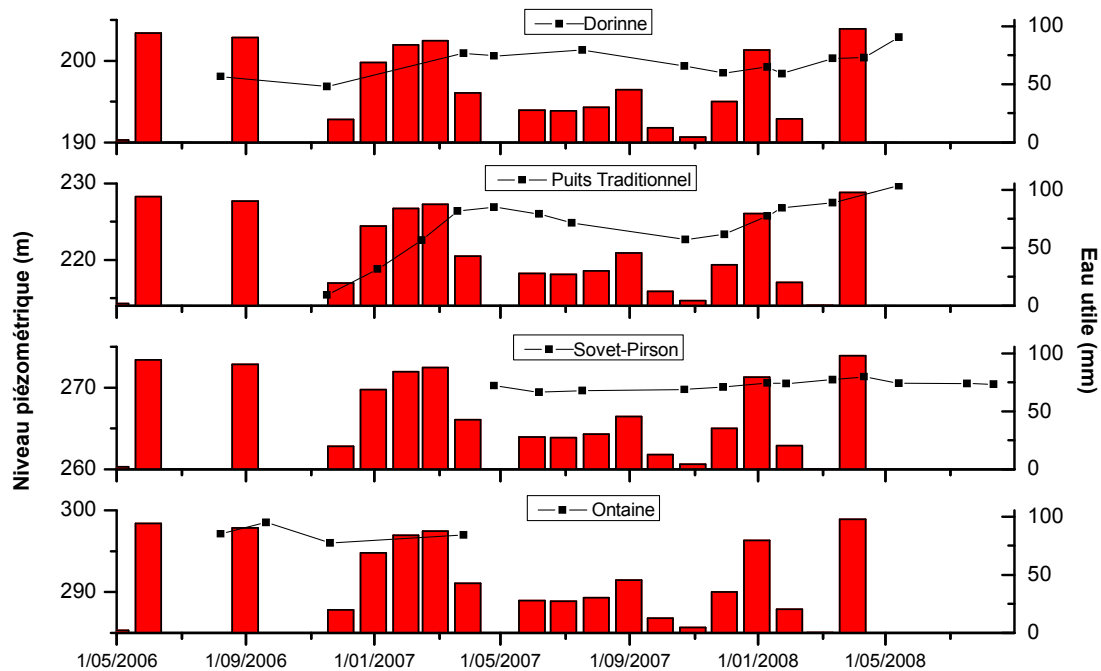


Figure 5.2-14. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin du Bocq.

5.2.5 Bassin du Burnot

Le bassin versant du Burnot compte six points de mesures repris dans le réseau de caractérisation quantitatif. Les ouvrages représentés ici sont tous implantés dans l'aquifère des calcaires du Carbonifère, hormis Saint-Gérard-Bure qui est situé dans l'aquifère des grès du Famennien (Figure 5.2-15). Les mesures dans ce dernier ouvrage ont été abandonnées en janvier 2007 suite à un refus d'accès du propriétaire.

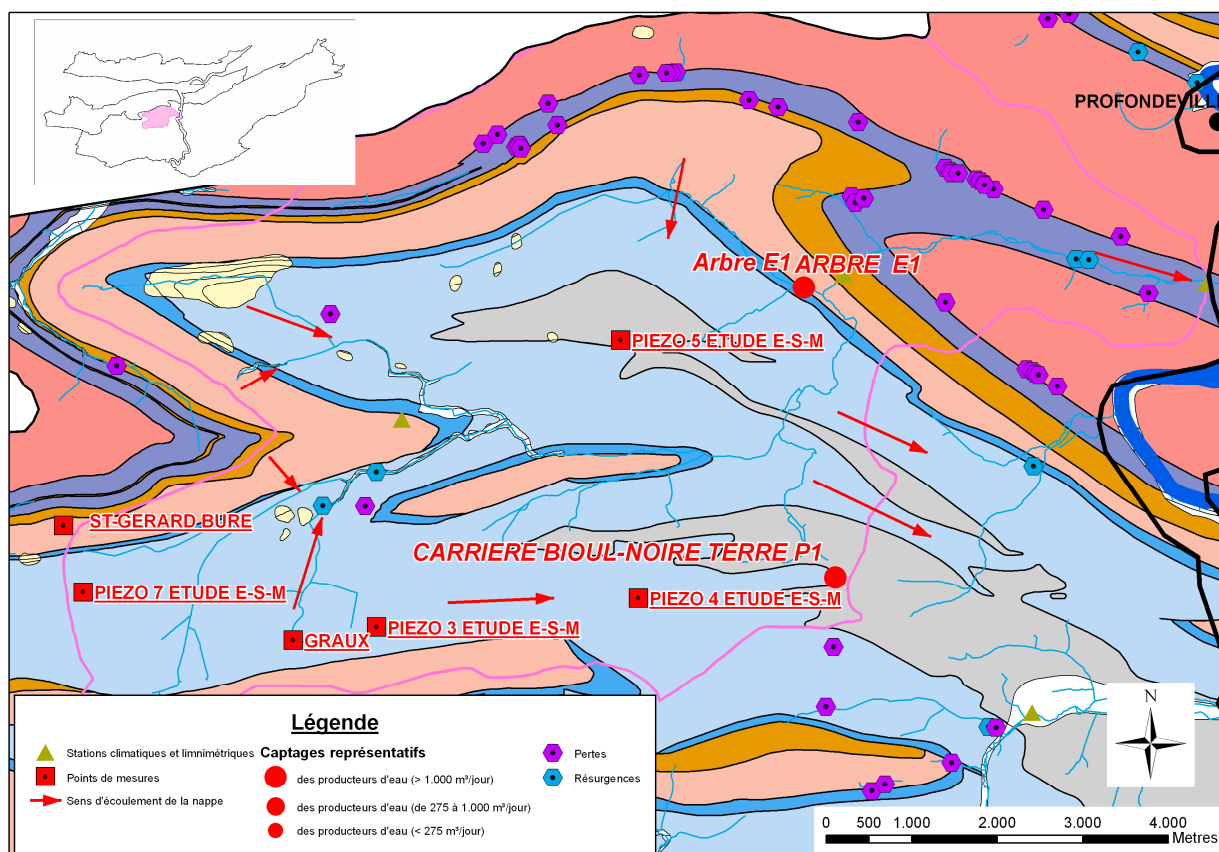


Figure 5.2-15. Localisation des piézomètres dans le bassin versant du Burnot.

La Figure 5.2-16 représente les variations piézométriques des nappes en fonction de l'eau utile dans le bassin versant du Burnot.

Situé sur la crête topographique du bassin versant, le Pz 7 ESM affiche les variations les plus élevées, avec une amplitude maximale de 15m, et présente une corrélation synchrone avec l'eau utile. Cela signifie que le piézomètre est implanté au droit d'une zone de recharge, puisque la nappe réagit directement aux infiltrations. Le Pz 3 ESM, également situé au droit d'un plateau calcaire, varie de manière similaire, mais l'amplitude des fluctuations saisonnières est nettement moins significative (environ 5m).

Les piézomètres ESM 4 et 5 affichent un comportement identique. On observe néanmoins un décalage important (3 à 4 mois) entre les variations piézométriques et les pics d'eau utile, traduisant une couverture épaisse (ESM 4) ou imperméable (ESM5, la partie sommitale étant composée de schistes houillers). Dans le second cas, le décalage observé correspond au temps de propagation nécessaire de l'eau souterraine entre la zone de recharge rapide (souvent situé en tête de bassin) et l'ouvrage situé plus en aval.

La chronique de Graux se démarque clairement des autres profils par le très faible degré de fluctuation (moins d'un mètre) de la cote piézométrique de la nappe. Nous supposons que la présence d'un ruisseau drainant, qui s'écoule à une cinquantaine de mètre au nord du piézomètre, a pour effet de rabattre et tamponner les variations piézométriques de la nappe aquifère à cet endroit.

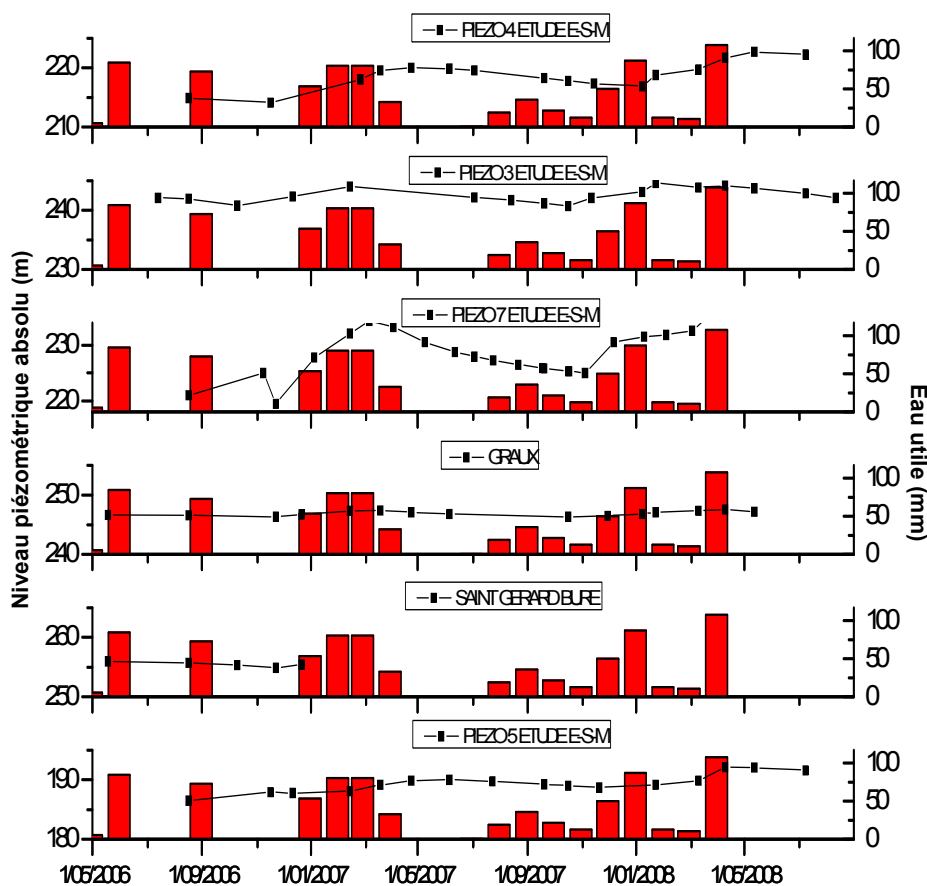


Figure 5.2-16. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin du Burnot.

Globalement, d'après les cotes piézométriques, la direction générale d'écoulement suit l'orientation des synclinaux calcaires. Ces calcaires sont eux-mêmes alimentés par la nappe des grès du famenniens, dont la cote piézométrique est nettement plus élevée que dans les calcaires carbonifères, comme l'indique la piézométrie à Saint-Gérard Bure. La présence des formations imperméables de l'Hastarien ont pour effet de « canaliser » les écoulements d'eaux souterraines au sein de l'aquifère des calcaires carbonifères jusque le la Meuse, contournant ainsi l'exutoire hydrographique naturel du Burnot. De manière générale, ces observations confirment le déficit d'écoulement (24% des précipitations) observé aux stations limnimétriques d'Arbre et de Rivière (cf 3.4).

5.2.6 Bassin du Colébi et rive droite du bassin de la Meuse (Hastière-Dinant).

Ces deux bassins comptent trois ouvrages repris dans le réseau de caractérisation quantitatif : le Pz Falmagne est situé dans le bassin versant du Ruisseau de Falmagne-Colébi, tandis que Pz1 et Pz3 sont implantés en rive droite de la Meuse, entre Hastière et Dinant (Figure 5.2-17).

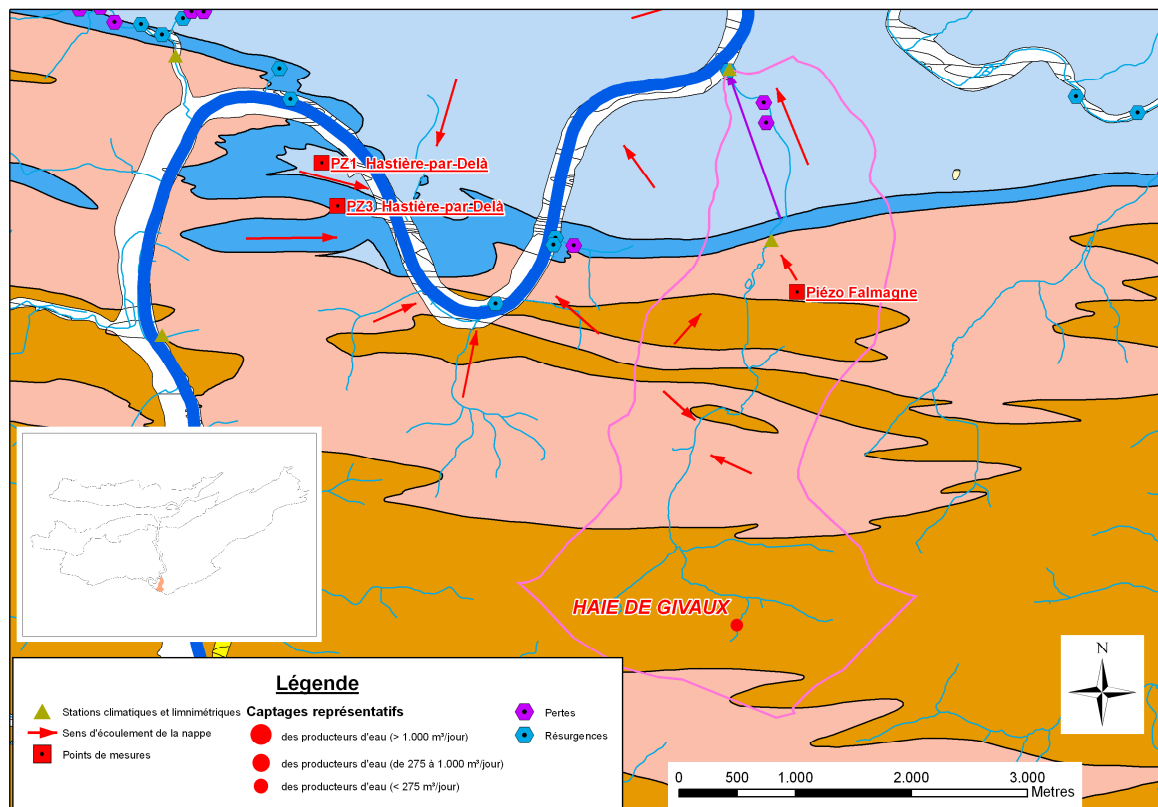


Figure 5.2-17. Localisation des piézomètres dans le bassin versant du Ruisseau de Falmagne et du bassin direct de la Meuse entre Hastière et Dinant

La Figure 5.2-18 représente les variations piézométriques des nappes en fonction de l'eau utile dans le bassin versant du Ruisseau de Falmagne et du bassin de la Meuse entre Hastière et Dinant.

Pz Falmagne est implanté dans l'aquifère des grès du Famennien, dans le village de Falmagne, au droit d'une crête topographique. Le profil piézométrique de la nappe à cet endroit est bien corrélé avec les valeurs d'eau utile, et présente des périodes de hautes et basses eaux bien marquées. La profondeur de la nappe varie entre 5 et 10 m. Le Ruisseau de Falmagne draine l'aquifère des grès du Famennien dans la partie méridionale du bassin versant, avant de se perdre dans un système karstique à hauteur du village de Falmignoul. Le sens des écoulements au sein de l'aquifère des calcaires carbonifères est orientés Sud-Nord, en direction de la Meuse.

Le Pz1 est situé au droit de l'aquifère calcaire du carbonifère. L'ouvrage, pourtant implanté en flanc de vallée à une altitude de 155m, indique un cote piézométrique invariable correspondant plus ou moins à la cote altimétrique du lit de la Meuse (95m). Ceci indique le très faible gradient hydraulique de la nappe et souligne le haut degré de perméabilité de l'aquifère calcaire à cet endroit.

Pz3 est situé au droit des calcaires hastariens. Ceux-ci contiennent des formations aquicludes qui limitent vraisemblablement l'influence de la Meuse sur les variations de la nappe à cet endroit, augmentant ainsi le gradient hydraulique de la nappe par rapport au niveau de base imposé par la Meuse. En effet, pourtant situé à une altitude identique que Pz1, le niveau de la nappe mesuré à Pz3 est nettement plus élevé : 150 m en moyenne (contre 95m dans le Pz1). Le profil présente un taux de fluctuations beaucoup plus élevé (+/- 10 m) et une bonne concordance avec les pics d'eau utile, traduisant la réaction instantanée de la nappe aux apports en eau utile.

La différence de comportement piézométrique entre les puits pz1 et pz3, situés à des distances équivalentes par rapport à la Meuse (+/- 300m) démontre clairement le rôle de seuil hydrogéologique de la Formation aquiclude des shales du Pont d'Arcole.

De manière plus générale, les sens d'écoulements de la nappe dans les terrains calcaires sont orientés vers la Meuse, lequel impose le niveau de base régional.

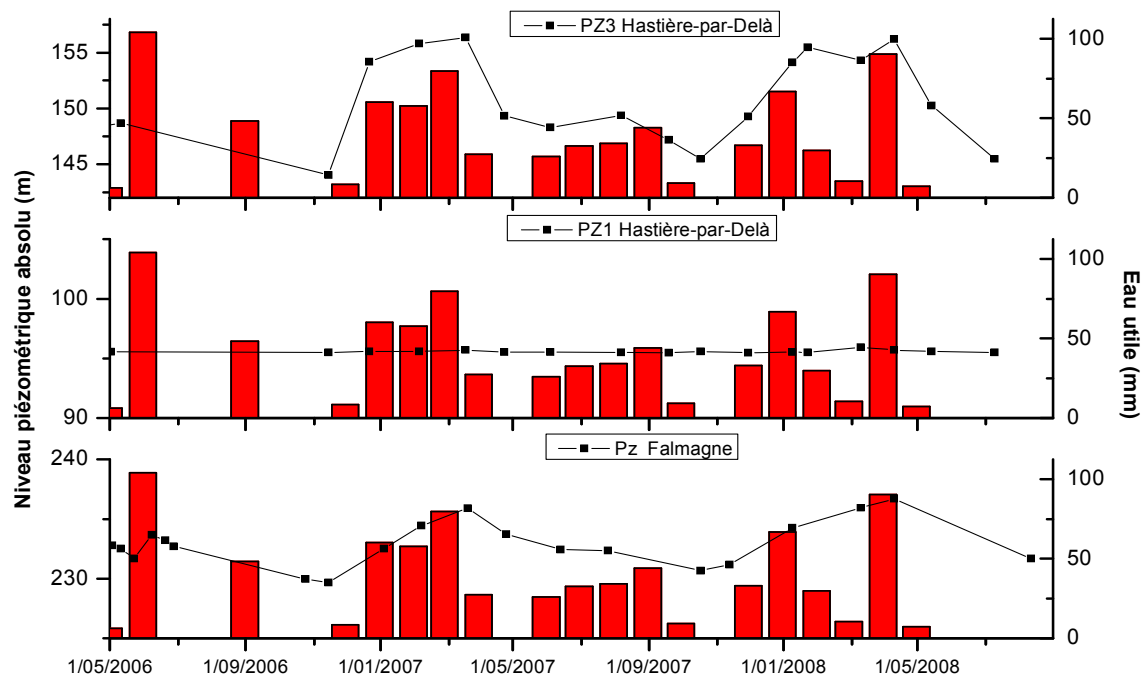


Figure 5.2-18. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin versant du Ruisseau de Falmagne-Colébi (Pz Falmagne) et dans le bassin versant direct de la Meuse entre Hastière et Dinant (Pz3 et Pz1 Hastière-par-Delà).

5.2.7 Bassin du Féron

Le bassin versant du Féron compte trois ouvrages repris dans le réseau de caractérisation quantitative. Les piézomètres Anthée, ESM1 et ESM2 sont tous implantés dans un large synclinal de calcaire carbonifère (Figure 5.2-19).

Les chroniques piézométriques sont toutes très bien synchronisées avec les pics d'eau utile, les périodes de hautes et basses eaux sont également bien individualisées. Cependant, ESM1, situé sur une crête topographique entre deux affluents du Féron, se démarque nettement des autres par l'amplitude des fluctuations piézométriques de la nappe (jusque 25m pour l'année 2008) (Figure 5.2-20). De telles variations signifient qu'à cet endroit l'aquifère possède une grande conductivité hydraulique permettant la variation rapide du niveau de l'eau. De plus, le profil montre une bonne concordance avec les pics d'eau utile, traduisant la réaction instantanée de la nappe par rapport aux précipitations.

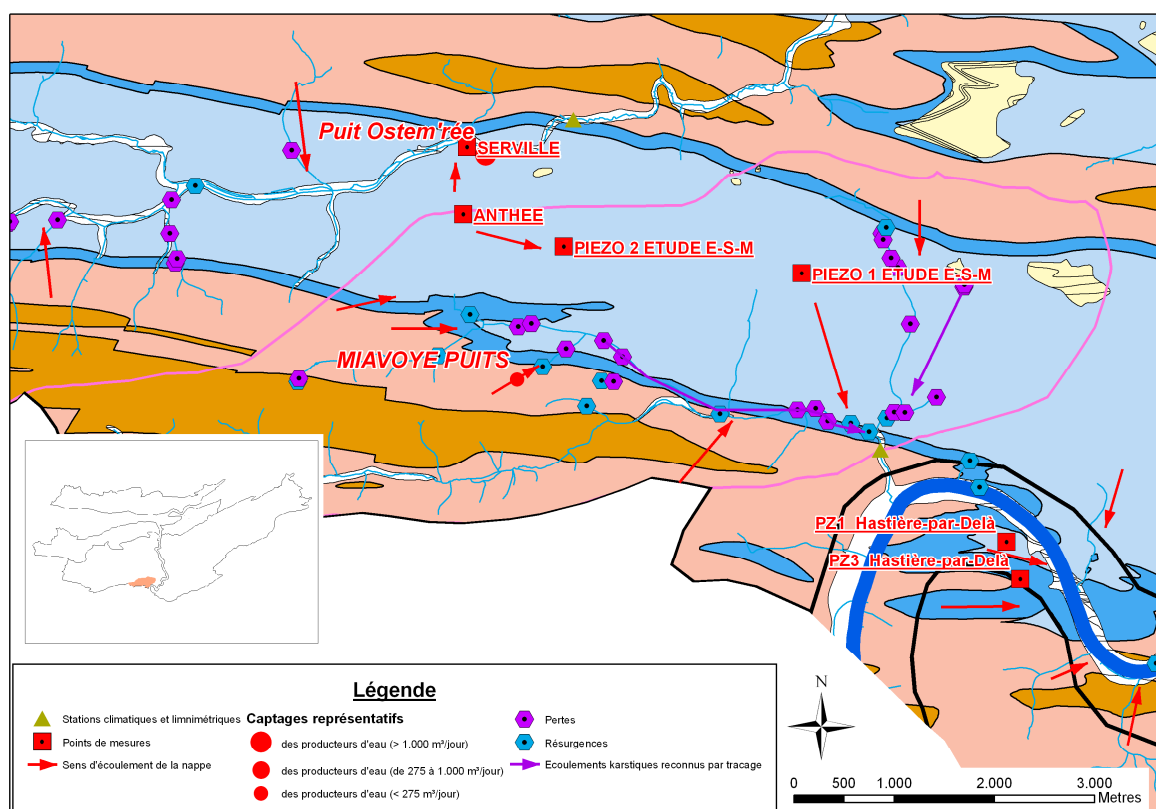


Figure 5.2-19. Localisation des piézomètres dans le bassin versant du Féron

La limite hydrographique du Féron et du Flavion passe perpendiculairement au centre du synclinal. Elle correspond également à la limite des bassins hydrogéologiques. En effet, la cote piézométrique moyenne à Anthée (243m) est significativement plus élevée qu'au puits de Serville (cf §5.2.10.1) et ESM2, qui affichent respectivement des cotes moyennes de 220m et 210m. Un essai de traçage, avec comme point d'injection le puits d'Anthée, contribuera à mettre en évidence la ligne de partage des eaux entre ces deux bassins.

Cette observation remet en question l'hypothèse développée dans la partie traitant du calcul des bilans (cf §3.6). En effet, si on considère que le bassin hydrographique du Féron correspond bien au bassin hydrogéologique, aucun échange (ou compensation) entre bassins n'est nécessaire pour expliquer la bonne fermeture du bilan. Cette hypothèse est également confirmée par une campagne de traçages réalisés en 1997-1998 dans le cadre d'une convention Région Wallonne-CWEPSS (Michel G., 2002). Il en ressort que l'intégralité des eaux engouffrées dans les calcaires ressurgissent en un point précis, quelques centaines de mètres en amont de l'exutoire du Féron, à proximité d'Hastière. Ces traçages indiquent que les écoulements souterrains vers le bassin de la Meuse par le biais du synclinal calcaire sont vraisemblablement limités (ou inexistant), et

démontrent, par la même occasion, que ces pertes, s'ils existent, représentent une fraction négligeable par rapport autres termes du bilan hydrologique (cf §3.6).

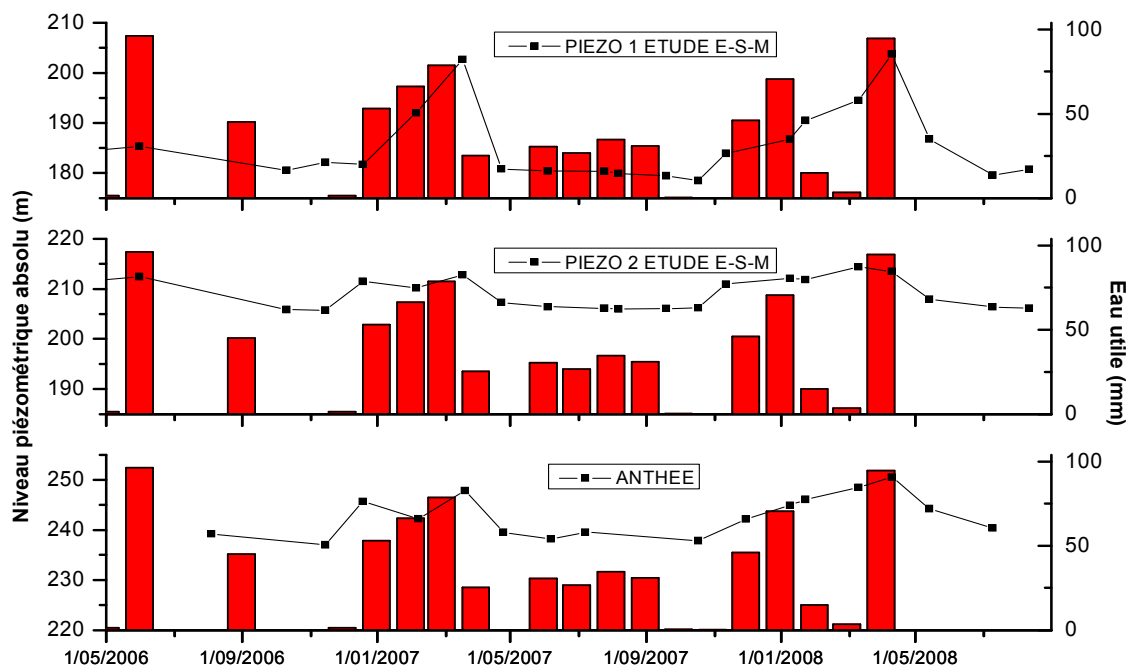


Figure 5.2-20. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin versant du Féron

5.2.8 Bassin de l'Iwagne

Dans le bassin versant de l'Iwagne, 5 piézomètres ont été retenus dans le réseau de caractérisation, dont deux sont implantés dans un anticlinal du schisteux du famenniens (Pz2 Happe-Chapois et Chevetogne) et trois dans les calcaires de l'Hastarien (Payenne Pz1, Pz2 et PR1), dans le sous-bassin de l'Al Prée (Figure 5.2-21).

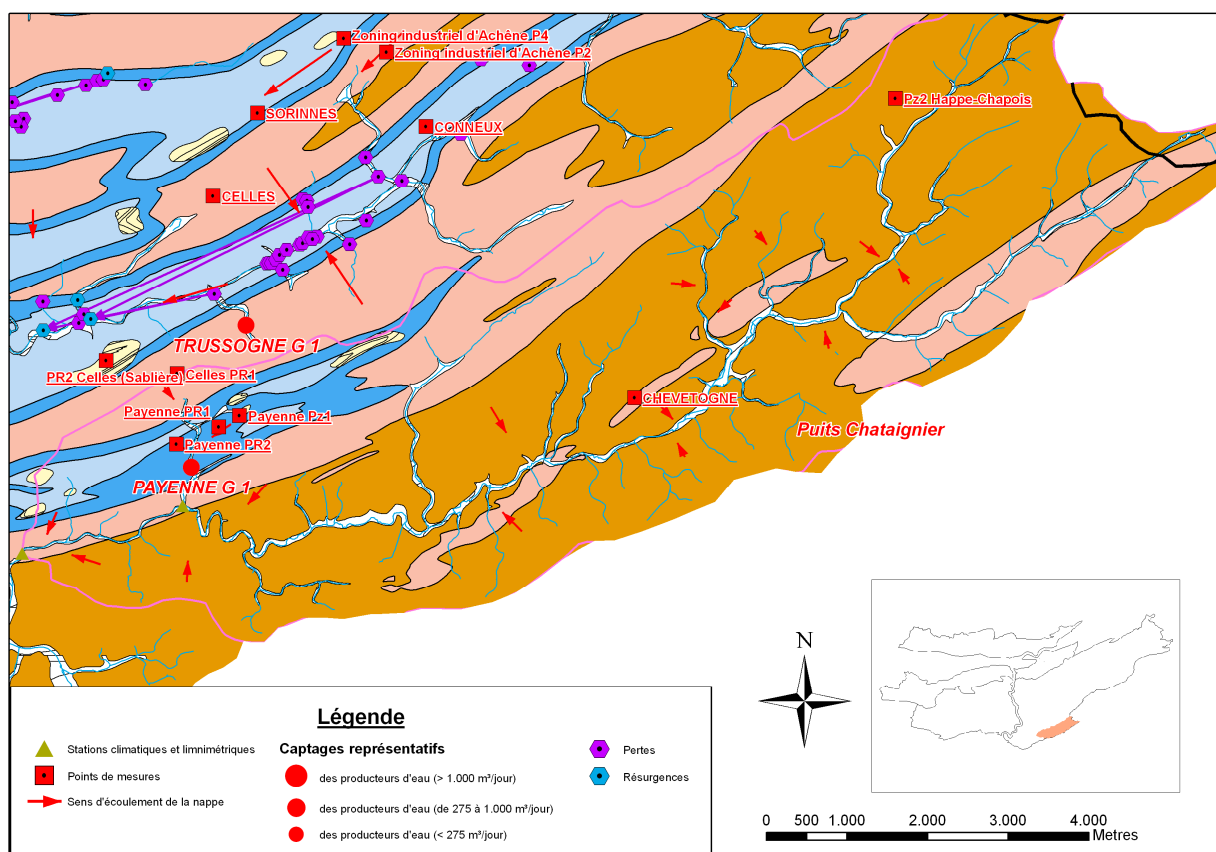


Figure 5.2-21. Localisation des piézomètres dans le bassin versant de l'Iwagne.

La Figure 5.2-23 représente les variations piézométriques des aquifères en fonction de l'eau utile dans le bassin versant de l'Iwagne.

Les piézomètres de Payennes sont tous situés dans l'axe d'un petit anticlinal calcaire, dans le sous-bassin de l'Al Prée, l'affluent principal de l'Iwagne (Figure 5.2-22). Les chroniques piézométriques sont toutes similaires : elles sont toutes liées aux valeurs d'eau utile mais semblent subir l'effet d'un retard. Payenne Pz1, situé le plus en amont dans le bassin de l'Al Prée, est logiquement celui qui affiche les variations piézométrique les plus élevés. La différence entre la cote piézométrique de Payenne PR1 et la cote du Ruisseau de l'Al Prée semble indiquer que ce dernier serait perdant dans sa partie amont avant d'émerger au droit du seuil hydrogéologique (cf également D3.22 : interactions eaux de surface-eaux souterraine). Les sens d'écoulements au sein du synclinal calcaire semblent toutefois naturellement converger vers le ruisseau (Figure 5.2-22). Ils sont également accentués par le rabattement induits par le captage de Payenne G1, situé à 400m à peine en aval du piézomètre PR2 et qui prélève environ 240000m³ par an.

Les variations piézométriques de la nappe dans les schistes famenniens semblent similaires, que se soit à Happe-Chapois ou à Chevetogne, et semblent globalement bien se corrélérer avec les

valeurs d'eau utile. Le profil à Happe-Chapois présente néanmoins une série de pics inexplicables, qui semblent ni corrélés à l'eau utile, ni à la pluviométrie.

Les cotes piézométriques indiquent que la direction globale des écoulements dans la nappe des schistes famenniens se fait dans la direction est-ouest, selon l'axe des structures plissées, vers les points bas du bassin de l'Iwagne.

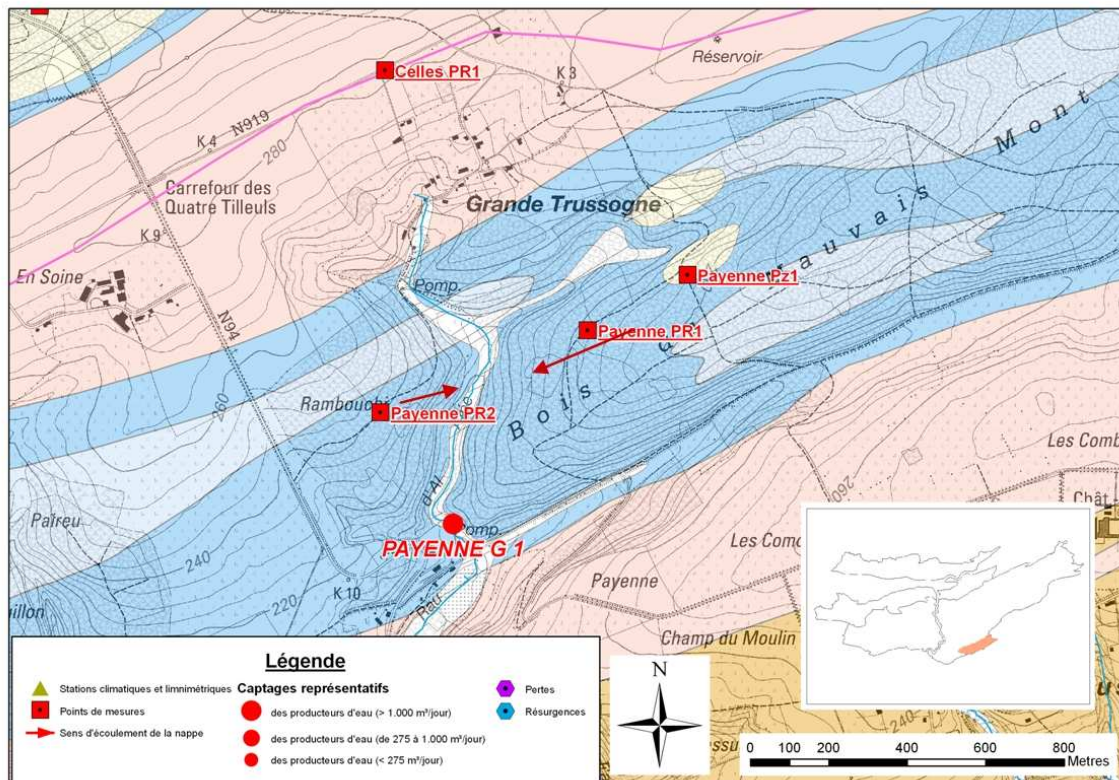


Figure 5.2-22. Localisation des piézomètres à Payenne, dans le bassin versant de l'Iwagne

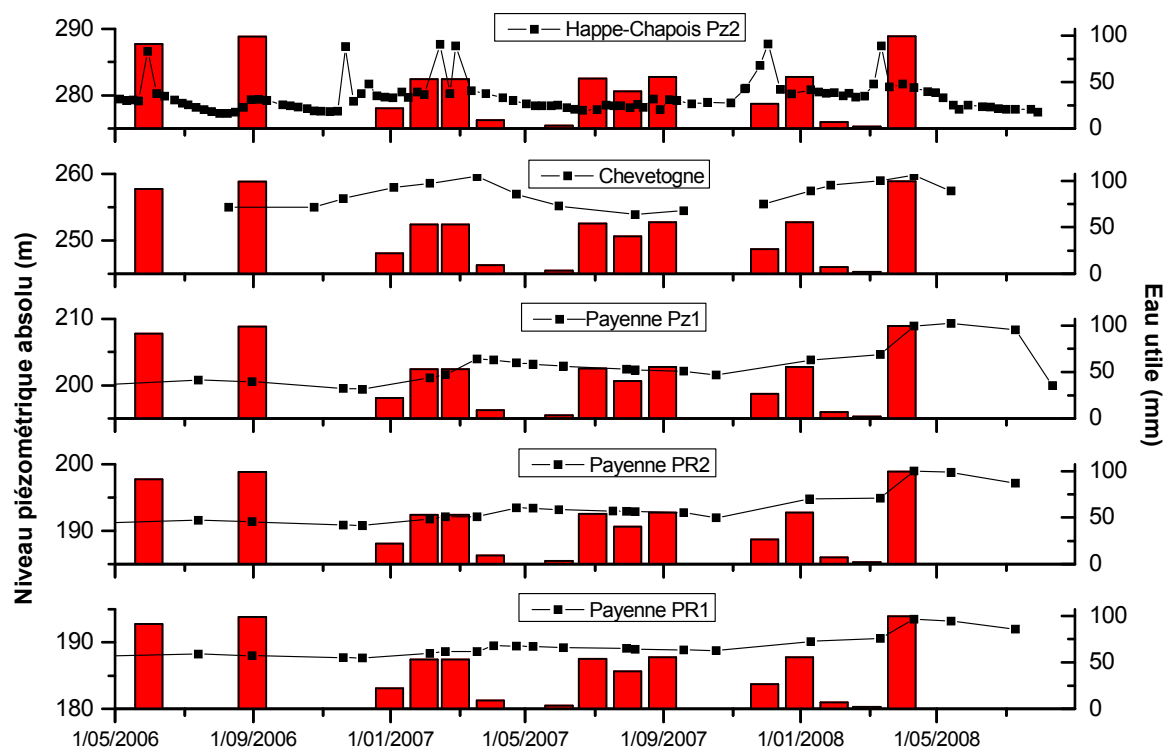


Figure 5.2-23. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin versant de l'Iwagne.

5.2.9 Fonds de Leffe

Le bassin versant des Fonds de Leffe compte trois ouvrages retenus dans le réseau de caractérisation quantitative (Figure 5.2-24) : Sovet-Pirson est implanté dans l'aquifère des grès du Famennien, Pz1 les Monts et Thynes-Lisognes sont situés dans l'aquifère des calcaires carbonifères.

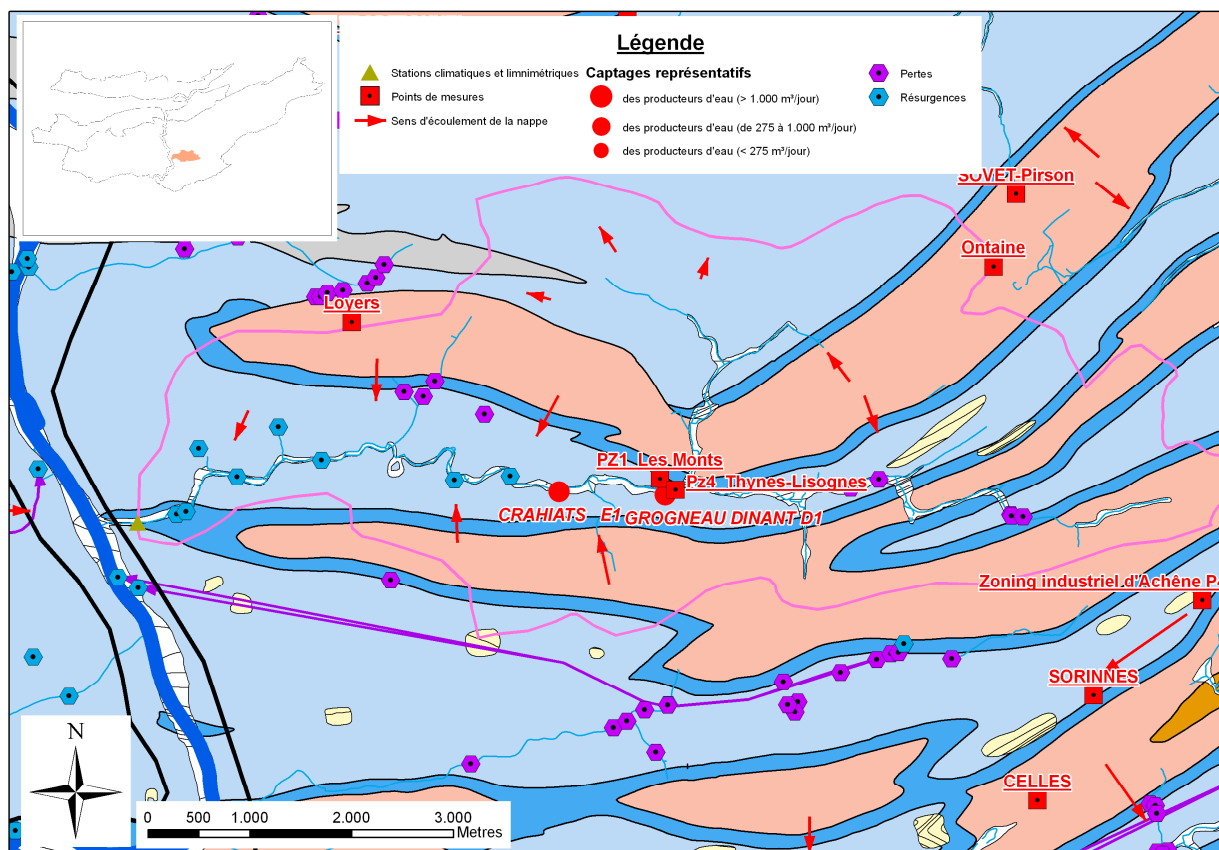


Figure 5.2-24. . Localisation des piézomètres dans le bassin versant des Fonds de Leffe

La Figure 5.2-25 représente les variations piézométriques des nappes en fonction de l'eau utile dans le bassin versant des Fonds de Leffe.

Le piézomètre de Thynes-Lisognes, situé à quelques dizaines de mètres seulement du Ruisseau de Leffe, affiche de très faibles variations, et une cote piézométrique plus ou moins égale à la cote de la rivière. On voit néanmoins des légères fluctuations corrélées à l'eau utile, preuve que le niveau piézométrique est bien représentatif de la nappe aquifère et non pas de la nappe alluviale. Le piézomètre Les Monts, situé sur le plateau calcaire de l'autre côté du ruisseau, affiche un profil similaire, mais avec des variations du niveau piézométrique plus marquées, puisque situé à une distance plus éloignée du ruisseau.

Enfin, le profil au puits Sovet-Pirson indique que les variations piézométriques de la nappe aquifère dans les grès famenniens sont faibles (2m d'amplitude maximale), et sont également bien corrélées avec l'eau utile. Dans le cas présent, on n'observe pas de différence de comportement de la nappe, qu'elle soit située dans les grès famenniens ou dans les calcaires carbonifères.

Même si nous ne disposons pas suffisamment de piézomètres pour établir le gradient hydraulique de la nappe, le caractère drainant du ruisseau de Leffe est un argument suffisant pour

supposer que la direction globale des écoulements au sein de l'aquifère calcaire est d'orientation est-ouest, dans le sens des structures plissées, vers l'exutoire du bassin versant avec un rabattement local transverse vers le thalweg de la rivière.

Enfin, le bilan hydrologique réalisé sur ce bassin indique un déficit d'écoulements égal à 12% des précipitations (cf §3.10). Nous supposons ainsi un flux d'eau souterraine localisé au Nord du bassin versant, au-delà de la bande gréseuse, en direction du bassin du Bocq.

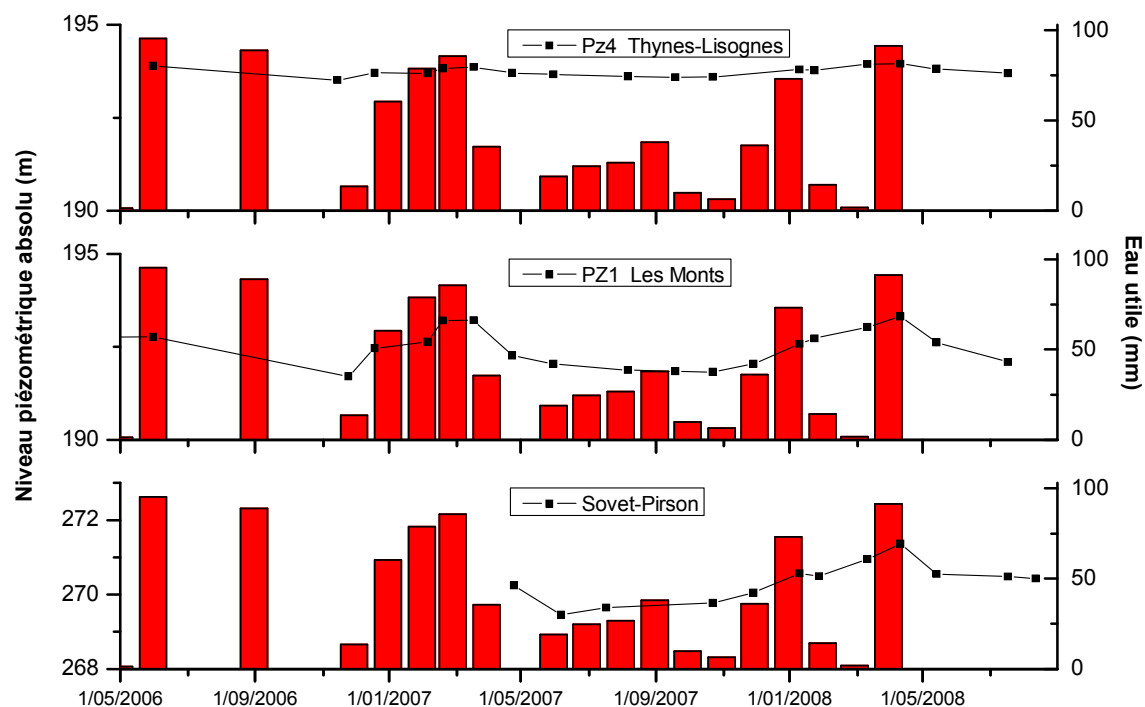


Figure 5.2-25. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin versant du Ruisseau de Leffe.

5.2.10 Bassin de la Molinee

Le bassin versant de la Molinee est constitué d'une succession de synclinaux calcaires du Carbonifère et d'anticlinaux gréseux du Famennien. Les limites hydrographiques Est et Ouest du bassin de la Molinee traversent les structures synclinales et anticlinales perpendiculairement à leur direction d'allongement. Les limites Sud et Nord sont parallèles aux structures géologiques. Dans la partie est du bassin, l'ennoyage des synclinaux implique l'interconnexion des synclinaux calcaires. Les résultats des bilans hydrologiques réalisés sur ce bassin versant laissent supposer que les limites hydrogéologiques correspondent aux limites hydrographiques sur tout le pourtour du bassin de la Molinee.

Le bassin versant de la Molinee contient 11 ouvrages repris dans le réseau de caractérisation quantit tif, dont 4 sont situés dans le sous-bassin du Flavion (Figure 5.2-26. Localisation des piézomètres dans le bassin versant de la Molinee Dans le texte ci-dessous, les profils piézométriques sont regroupés suivant leur localisation mais aussi suivant qu'ils appartiennent au même synclinal calcaire.

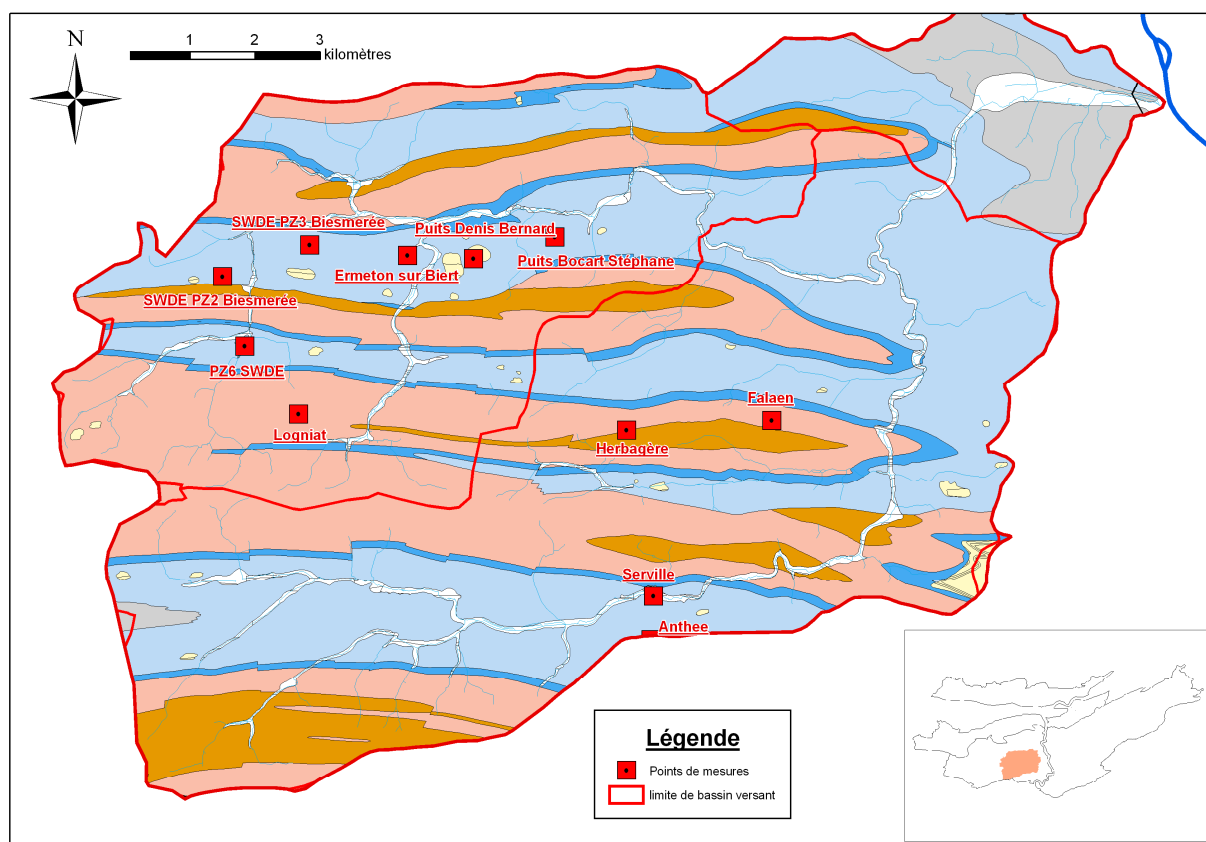


Figure 5.2-26. Localisation des piézomètres dans le bassin versant de la Molinee

Le puits d'Anhée est situé à la limite hydrographique (et hydrogéologique) entre le bassin du Féron et du Flavion. (cf §5.2.7). L'amplitude des fluctuations est relativement élevée (jusque 10m), ce qui confirme la position hydrogéologique de ce puits en tête de bassin.

Les piézomètres d'Herbagère et de Falaën pourtant tous deux situés dans des grés, présentent des comportements très contrastés de la nappe : le premier montre une grande variabilité et une bonne corrélation avec l'eau utile et donc des fluctuations saisonnières bien marquées, tandis que Falaën, situé plus en aval du bassin versant, ne montre pas de concordance directe avec l'eau utile.

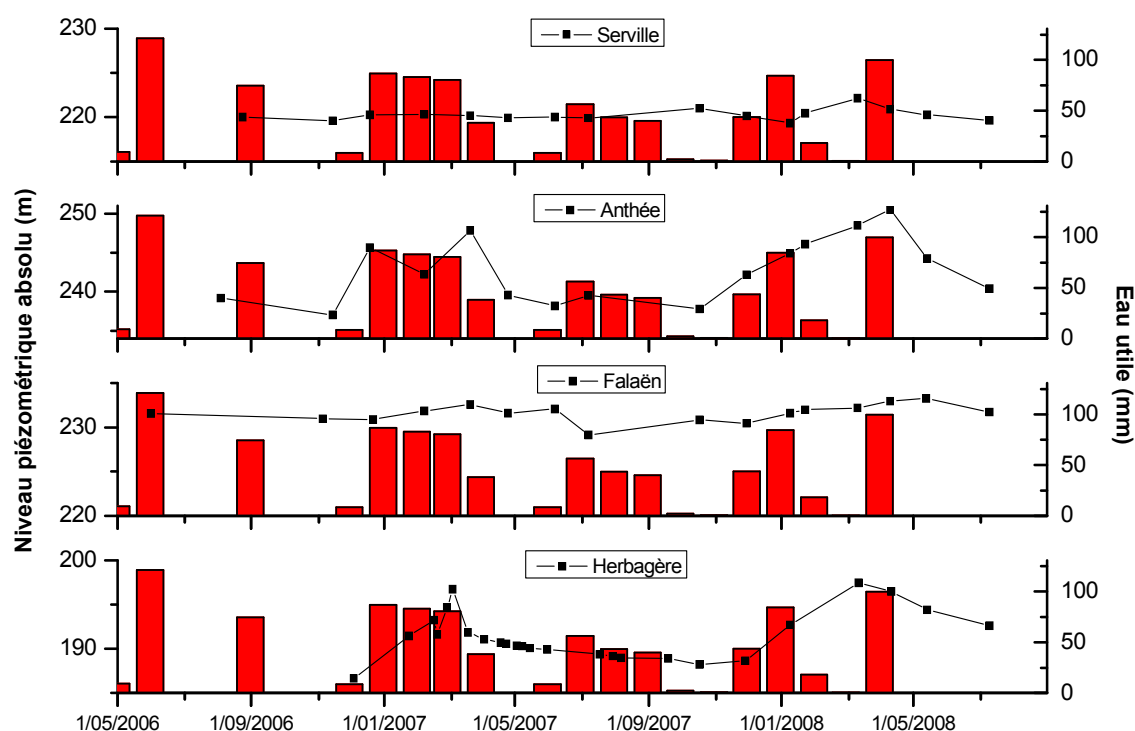


Figure 5.2-28. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le bassin versant du Flavion.

5.2.10.2 Synclinal de Stave

Le synclinal de Stave (Figure 5.2-29) contient deux ouvrages ayant été retenus dans le réseau de caractérisation quantitative. : Pz6 de la SWDE et le puits Lognat,

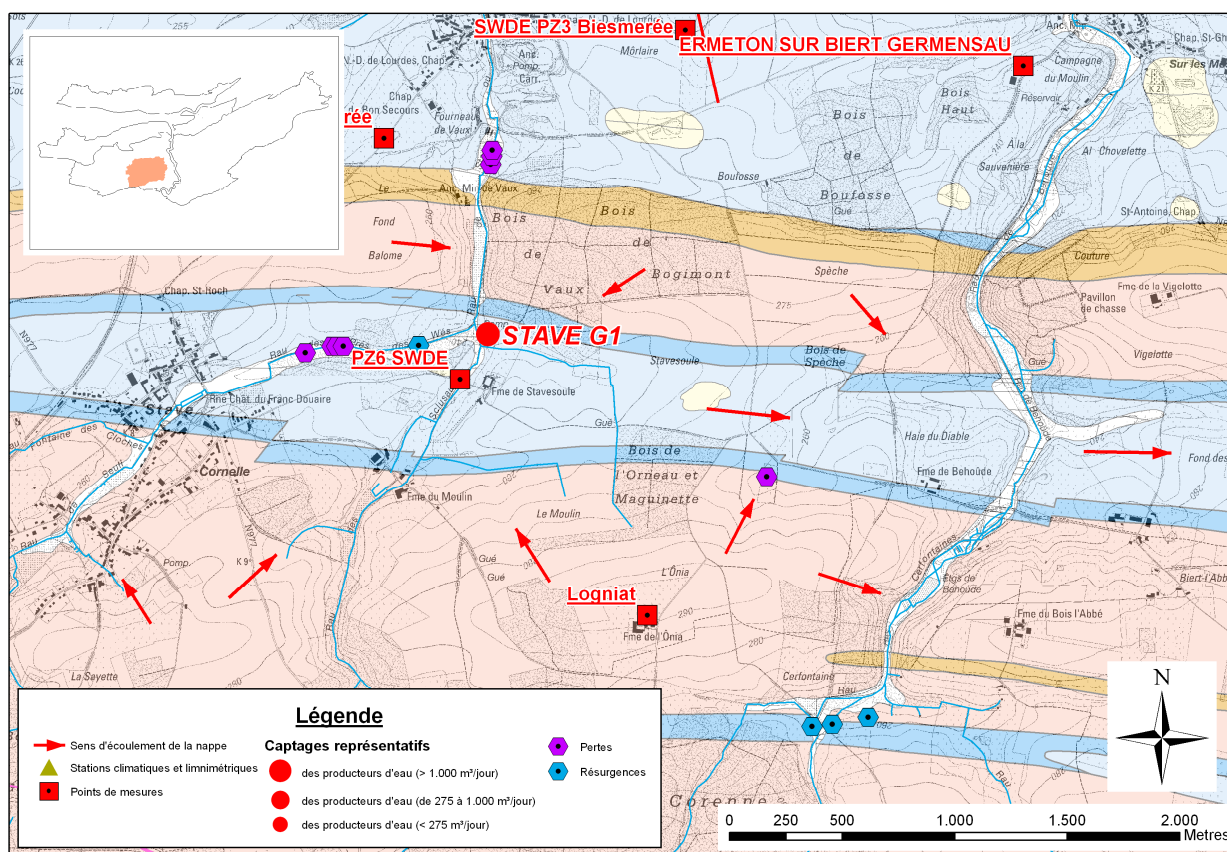


Figure 5.2-29. Localisation des piézomètres dans le synclinal de Stave, dans le bassin versant de la Molignée

La Figure 5.2-30 représente les variations piézométriques des aquifères en fonction des valeurs de d'eau utile dans le synclinal de Stave (partie amont du bassin versant de la Molignée).

Le piézomètre de la SWDE est situé à proximité d'un affluent de la Molignée, au droit de l'aquifère des calcaires carbonifères, dans un synclinal ennoyé vers l'ouest et recoupé à l'ouest par la Meuse. La côte piézométrique minimale mesurée sur la période considérée (mai 2006 à juillet 2008) est de 238 m, indiquant de fait la nature périodiquement perdante du ruisseau (situé à plus de 240 m d'altitude). L'amplitude des fluctuations mesurées est peu élevée et les variations du niveau piézométrique sont relativement bien corrélées avec les valeurs en eau utile.

Le puits de Logniat est implanté dans l'aquifère des grès famenniens, au niveau d'une crête topographique. Une sonde pressiométrique a été installée mais elle a cessé de fonctionner en juin 2007, nous obligeant ensuite à prendre les mesures manuellement. Les corrélations avec l'eau utile sont remarquables et l'amplitude des fluctuations est nettement plus élevée que ce qui est observé au piézomètre de la SWDE dans les calcaires.

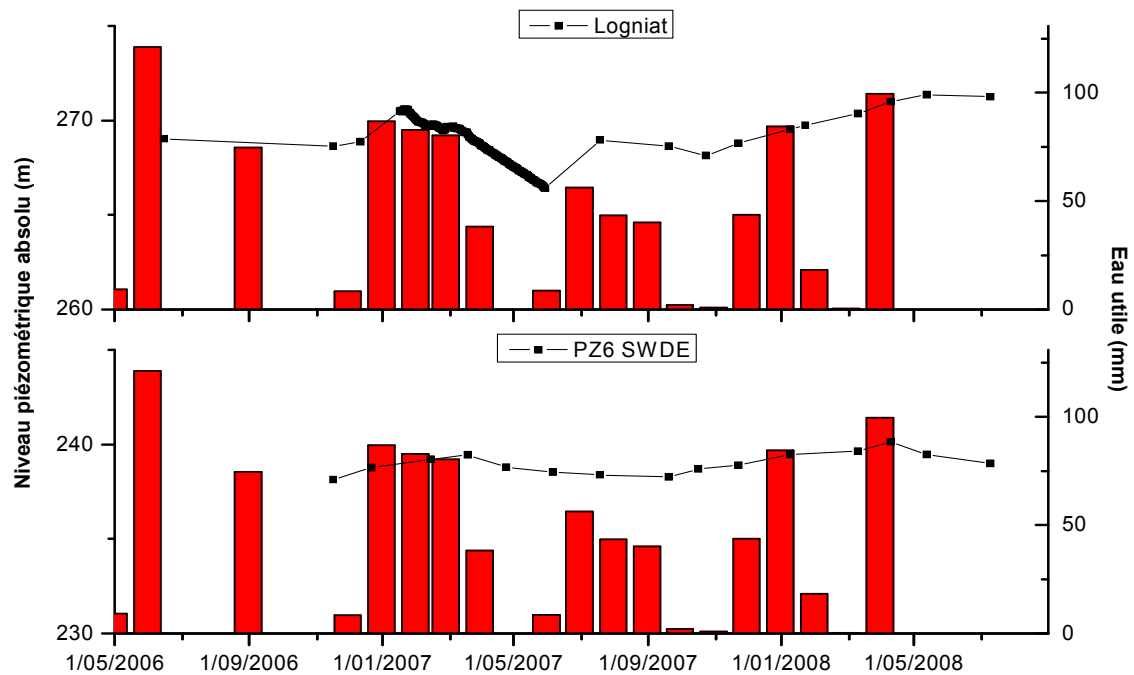


Figure 5.2-30. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le synclinal de Stave, dans le bassin versant de la Molignée.

5.2.10.3 *Synclinal de Biesmerée*

Le synclinal de Biesmerée contient cinq ouvrages repris dans le réseau de caractérisation quantitatif. Ils sont tous situés sur un axe est-ouest dans l'aquifère des calcaires carbonifères (Figure 5.2-31).

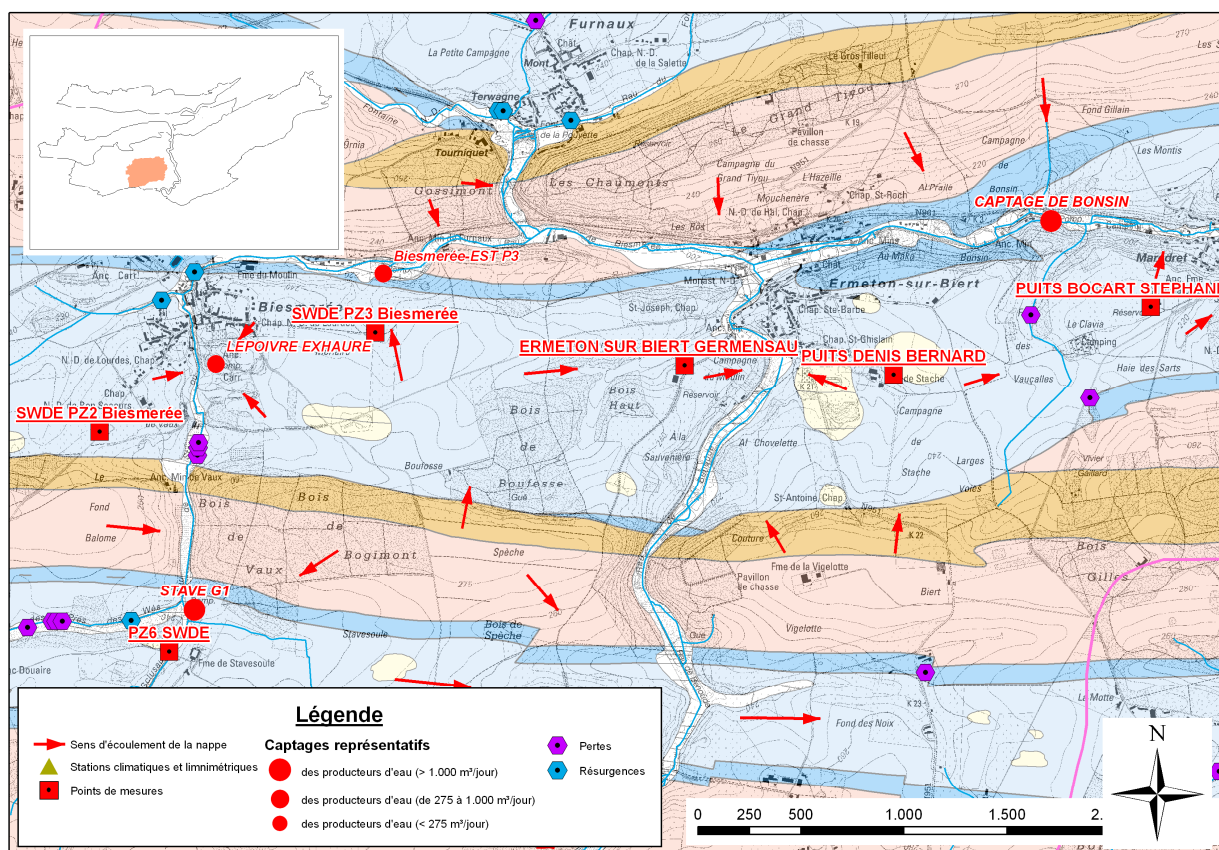


Figure 5.2-31. Localisation des piézomètres dans la zone de Biesmerée, dans le bassin versant de la Molignée

La Figure 5.2-32 représente les variations piézométriques de la nappe aquifère en fonction des valeurs de l'eau utile dans le synclinal de Biesmerée, dans le bassin versant de la Molignée.

Les chroniques de ces cinq ouvrages affichent toutes une bonne corrélation aux valeurs d'eau utile. La chronique du Pz3 de la SWDE se démarque néanmoins des autres par l'amplitude des fluctuations et la bonne synchronisation avec les pics d'eau utile, deux éléments qui confirment que ce piézomètre est situé à proximité de zones de recharge.

Le puits Bocart-Stéphane montre des variations piézométriques comparables au Pz3, mais semble subir un retard plus conséquent par rapport aux pics d'eau utile, traduisant une couverture épaisse ou une zone de recharge plus éloignée.

Le pz2, pourtant situé le plus en amont dans le synclinal de Biesmerée, présente des variations piézométriques particulièrement faibles. Cet ouvrage étant situé au droit d'une zone très karstifiée, il est fort probable que les fluctuations de la nappe soient tamponnées par la présence d'un conduit souterrain ou par le captage Lepoivre au droit duquel un pompage d'exhaure rabat artificiellement la nappe.

Les puits Denis-Bernard (équipé d'une sonde préssiométrique), Ermeton-sur-Biert et le Pz2 SWDE affichent des tendances similaires, avec des amplitudes de fluctuation nettement moins élevées que les deux puits précédents. Ces trois ouvrages affichent également un décalage par rapport aux pics d'eau utile du même ordre que le puits Bocart-Stephane.

L'examen des cotes piézométriques indique que le sens global des d'écoulements (à l'échelle du synclinal calcaire) est dirigé vers l'ouest, dans l'axe des structures plissées, vers l'exutoire du bassin versant de la Molinee. A échelle locale, les écoulements sont certainement plus diffus. Des écoulements dirigés vers la bordure nord du synclinal calcaire sont probables, comme l'indique la présence d'un thalweg, situé à proximité du puits Pz 3, au bout duquel un captage a été implanté (Biesmerée Est P3).

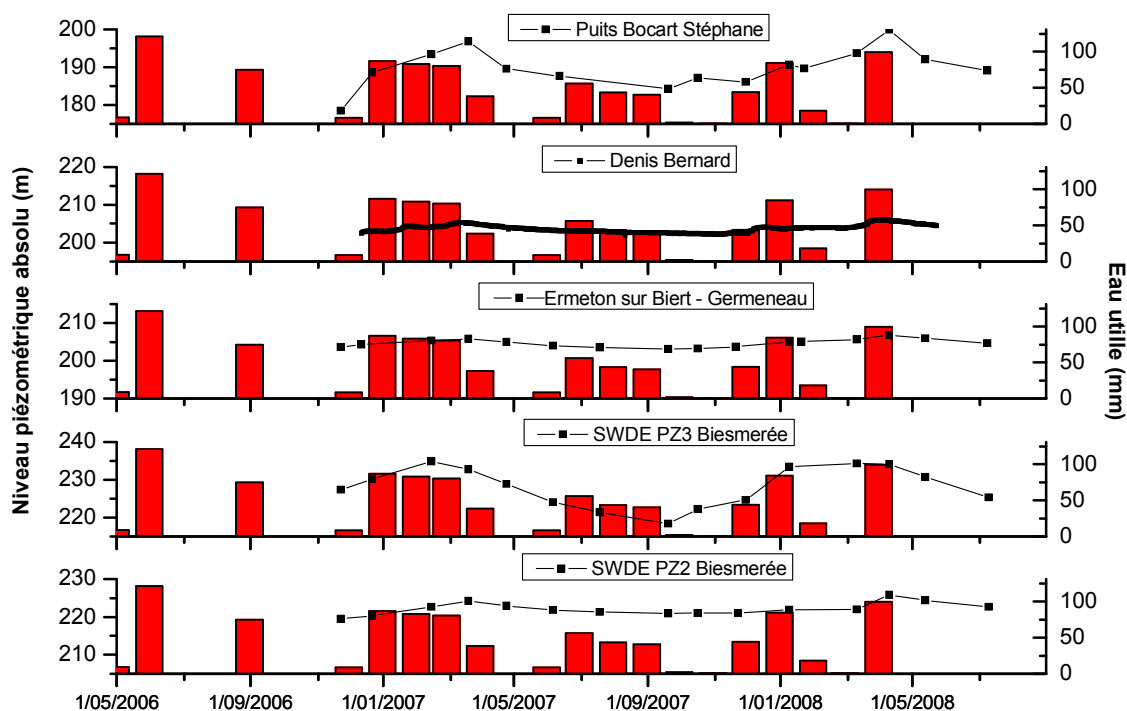


Figure 5.2-32. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le synclinal de Biesmerée, dans le bassin versant de la Mollignée.

5.2.11 Bassin versant du Ruisseau du St-Hadelin

Le bassin du Ruisseau du St-Hadelin compte 6 piézomètres qui ont été retenus dans le réseau de caractérisation quantitatif : les piézomètres P2 d'Achène, PR1 Celles et Celles sont situés dans l'aquifère des grès du Famennien ; tandis que Chafort, PR2 Celles et Conneux sont implantés dans l'aquifère des calcaires du Carbonifères (Figure 5.2-33).

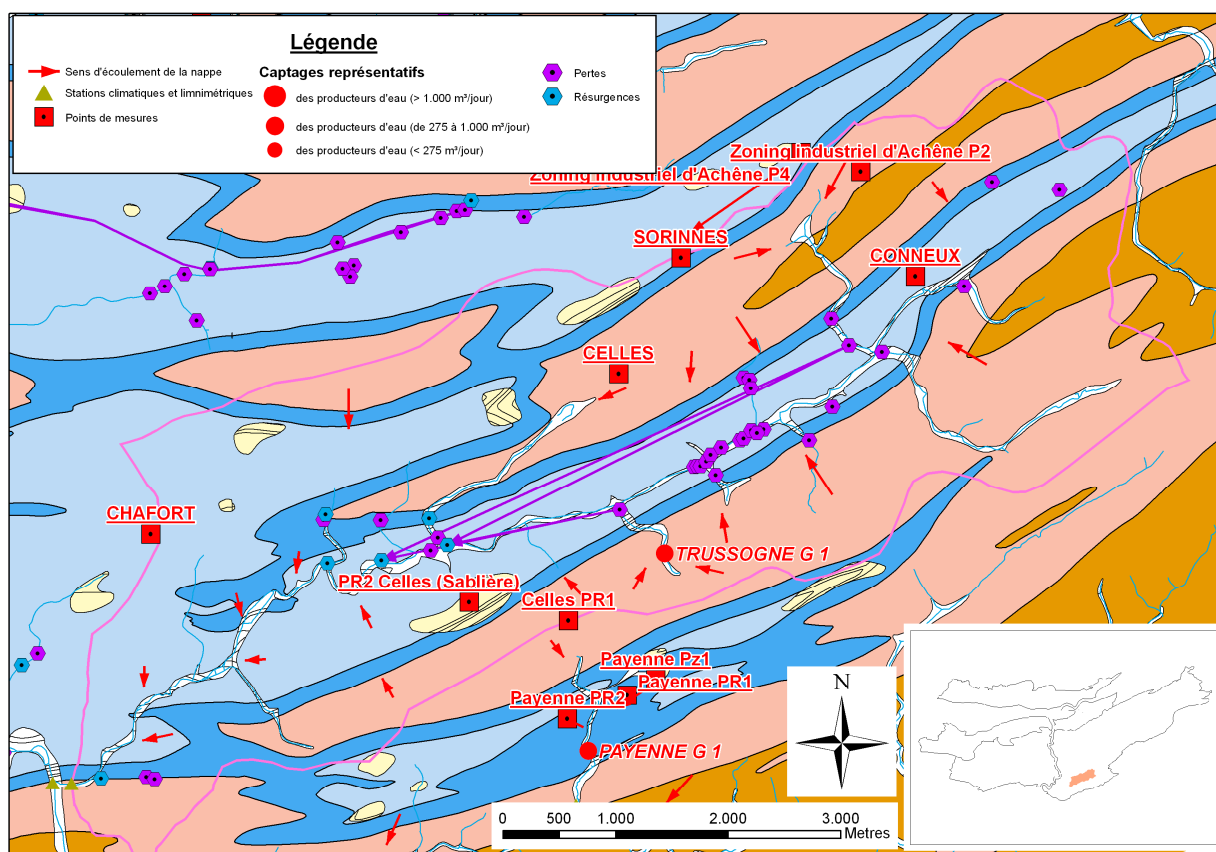


Figure 5.2-33. Localisation des piézomètres dans le bassin versant du St-Hadelin

La Figure 5.2-34 représente les variations piézométriques des aquifères en fonction des valeurs de d'eau utile dans le bassin versant du St-Hadelin.

Globalement, on observe très peu de variations piézométriques dans les grès. Ces variations sont néanmoins bien corrélées avec l'eau utile. Le piézomètre de Celles affiche un profil complètement « plat », ce qui semble logique car il est situé dans un thalweg qui débouche sur une zone marécageuse (c'est-à-dire une zone constamment saturée par la nappe aquifère). En termes d'écoulement, on suppose que l'eau quitte les crêtes gréseuses par débordement latéral au contact avec les formations imperméables de l'hastarien. Cette eau se déverse ensuite dans l'aquifère des calcaires carbonifères, où les cotes piézométriques sont nettement inférieures que dans les grès.

L'amplitude des fluctuations piézométriques de la nappe dans les calcaires est nettement plus importante (les chroniques montrent des écarts de près de 15 mètres), et les variations semblent très bien corrélées avec l'eau utile. Le sens d'écoulement de la nappe au sein des calcaires est bien connu grâce aux nombreux essais de traçages réalisés. Celui-ci est orienté selon l'axe des structures plissées, vers la confluence du St-Hadelin avec la Lesse.

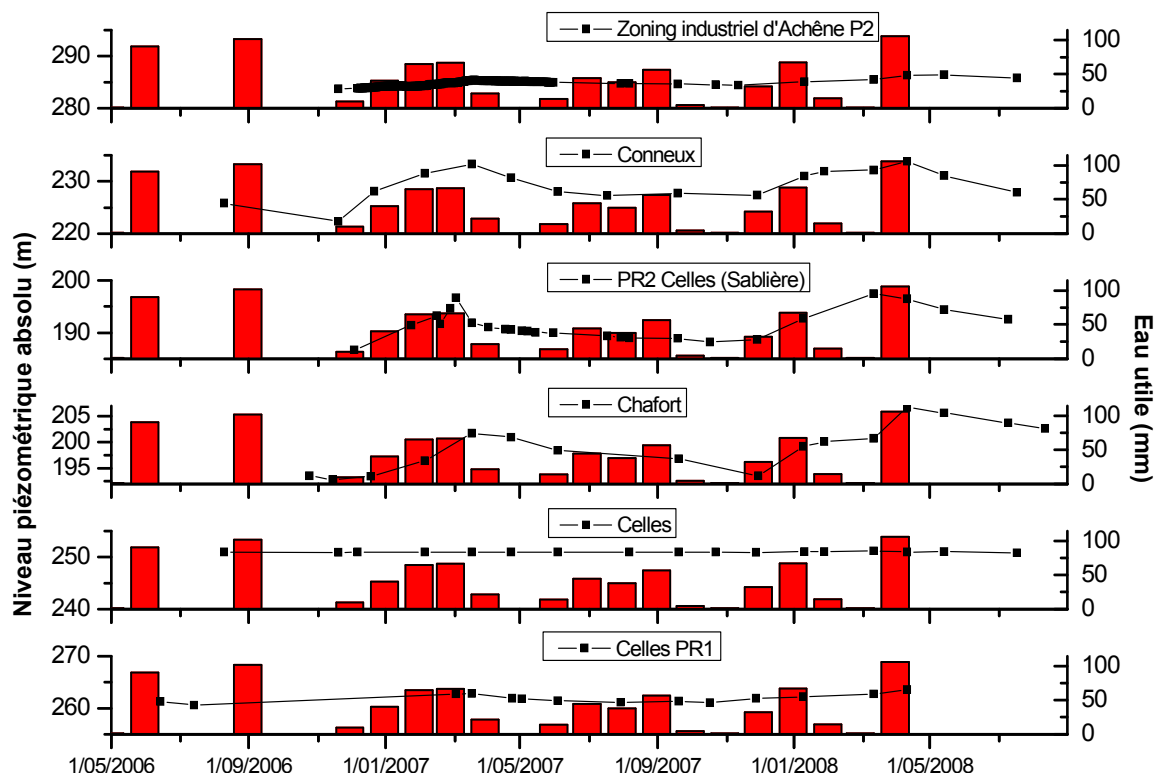


Figure 5.2-34. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans le bassin versant du Ruisseau du St-Hadelin.

Le nord-est du bassin versant est également bien représenté en terme de piézométrie. Le zoning industriel d'achène et ses alentours contient 3 ouvrages ayant été retenus dans le réseau de caractérisation quantitatif : P4 et le puits Sorinnes sont tout deux situés dans l'aquifère des calcaires carbonifères, au droit d'une crête topographique constituant la limite hydrographique du St-Hadelin, tandis que P2 est implanté dans les grès Famennien, sur le flanc d'une vallée orientés vers l'intérieur du bassin (Figure 5.2-35). La Figure 5.2-36 représente les variations piézométriques de la nappe au droit de ces 3 ouvrages en fonction des valeurs de l'eau.

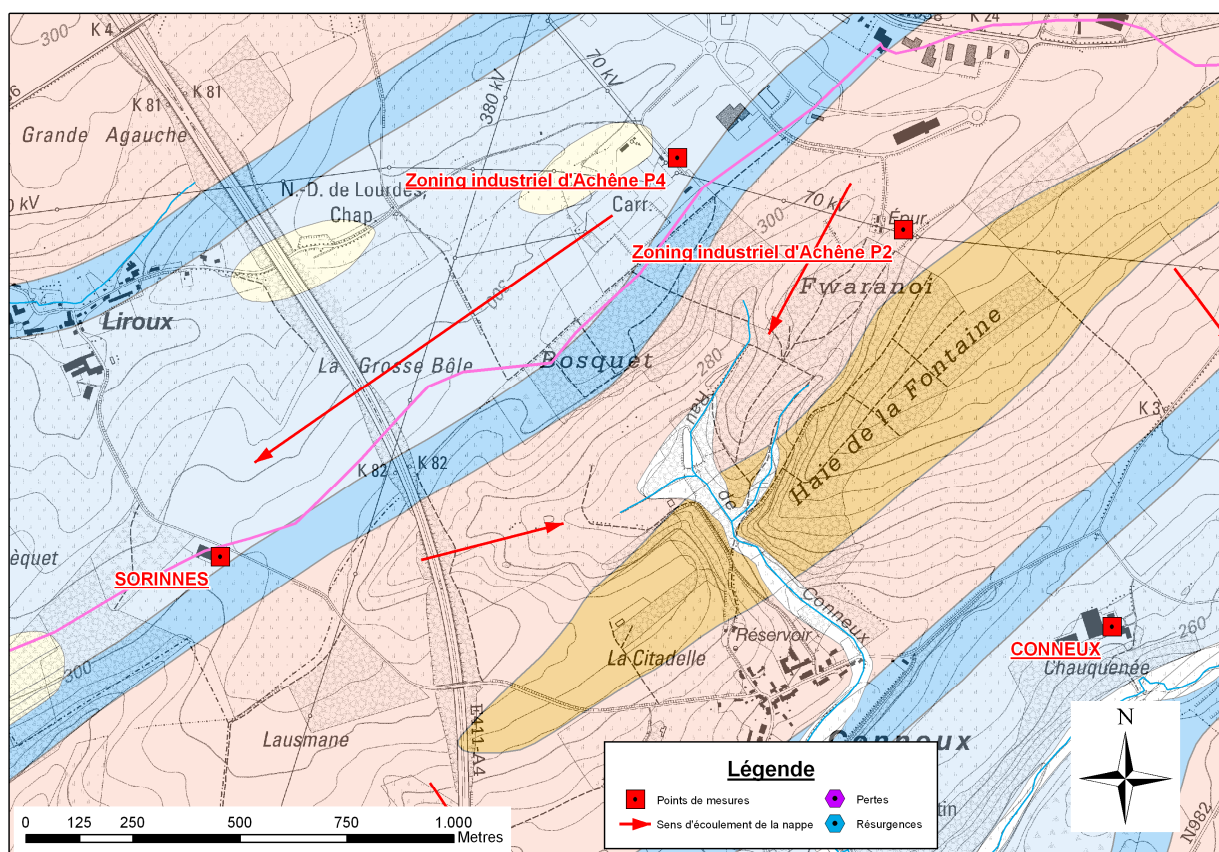


Figure 5.2-35. Localisation des piézomètres dans le zoning industriel d'Achène et ses alentours

Les profils de P4 et Sorinnes affichent des tendances similaires, ce qui paraît logique puisqu'ils sont situés dans le même synclinal calcaire. Les variations piézométriques sont également bien corrélées avec l'eau utile, à la différence près que la vidange de la nappe à Sorinnes semble plus lente qu'au piézomètre P4. Il est probable que l'aquifère calcaire soit plus altéré (un paléokarst a été observé à proximité) et donc plus transmissif au niveau des crêtes topographiques (du à l'érosion différentielle du relief) expliquant ainsi pourquoi la circulation des eaux souterraine au P4, situé en tête de bassin, est plus rapide qu'à Sorinne, situé à 1,5 km en aval. Le gradient hydraulique de la nappe aquifère, estimé à partir de ces deux ouvrages, indique que le sens d'écoulement suit l'axe du synclinal, en direction de la Meuse.

Enfin, la piézométrie de P2 du zoning industriel d'Achène montre que les variations piézométriques de la nappe dans l'aquifère de grès famennien semblent bien corrélés avec l'eau utile, mais l'amplitude des fluctuations est nettement moindre que dans les calcaires carbonifères. Les écoulements souterrains sont globalement orientés perpendiculairement aux courbes de niveau topographiques, c'est à dire vers le fond du ravin gréseux, ou un affluent du St-Hadelin draine la nappe aquifère.

Bien que situé dans le bassin hydrographique du St-Hadelin, le niveau de la nappe mesuré dans le puits Sorinnes montre clairement que la bande de calcaire, localisée sur le flanc nord de l'anticlinal, est drainée en dehors du bassin, vers l'axe du synclinal situé au nord.

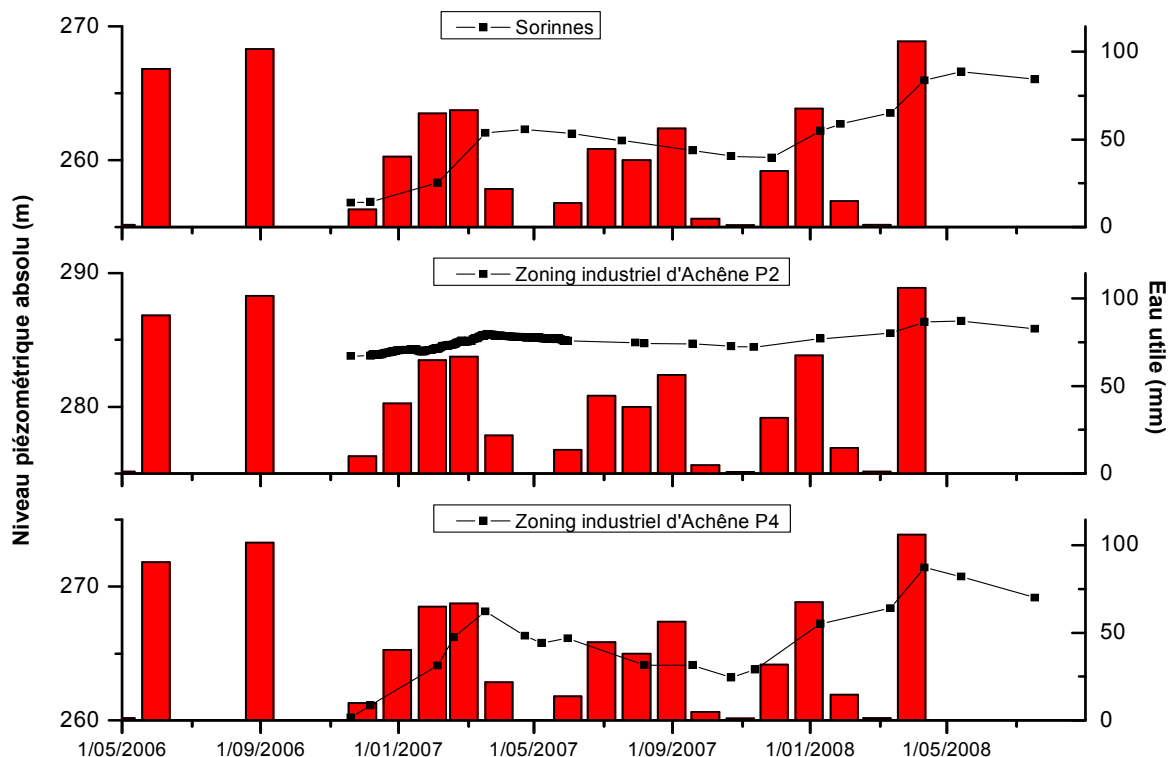


Figure 5.2-36. Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée jusqu'au 1/04/2008 pour les piézomètres situés dans la zone d'Achène.

5.2.12 Bassin du Samson

Seule la partie amont du bassin versant du Samson est comprise à l'intérieur des limites de la masse d'eau souterraine RWM021. Cette partie amont est composée de deux synclinaux calcaires séparés par un anticlinal gréseux. Le synclinal situé le plus au Nord présente une forte concentration en piézomètres. Ceci est dû à la présence de trois prises d'eau appartenant à la SWDE. Aucun ouvrage n'est implanté dans le synclinal Sud, plus étroit.

Dans le texte ci-dessous, les piézomètres sont regroupés suivant qu'ils appartiennent au flanc Nord ou Sud du synclinal calcaire du Carbonifère, ou à l'anticlinal de grès du Famennien jouxtant au Nord ce synclinal (). Deux des piézomètres considérés dans cette partie appartiennent au

bassin hydrographique du Houyoux. Ils ont été regroupés dans cette partie car ils sont implantés au sein de la même strate de grès famenniens que ceux du bassin du Samson.

Les limites hydrographiques de la partie du bassin du Samson appartenant à la masse d'eau souterraine RWM021 traversent la structure géologique plissée perpendiculairement à sa direction d'allongement. Les limites hydrogéologiques correspondent a priori aux limites hydrographiques sauf dans les calcaires du Carbonifère où la limite hydrogéologique entre le bassin du Samson et le bassin du Houyoux semble être légèrement décalée vers l'Est. Ceci signifie qu'une petite partie de l'eau qui s'infiltre dans l'extrémité Ouest du bassin du Houyoux s'écoule en souterrain jusqu'au bassin du Samson. Ces transferts ne concernent a priori que des quantités d'eau très limitées.

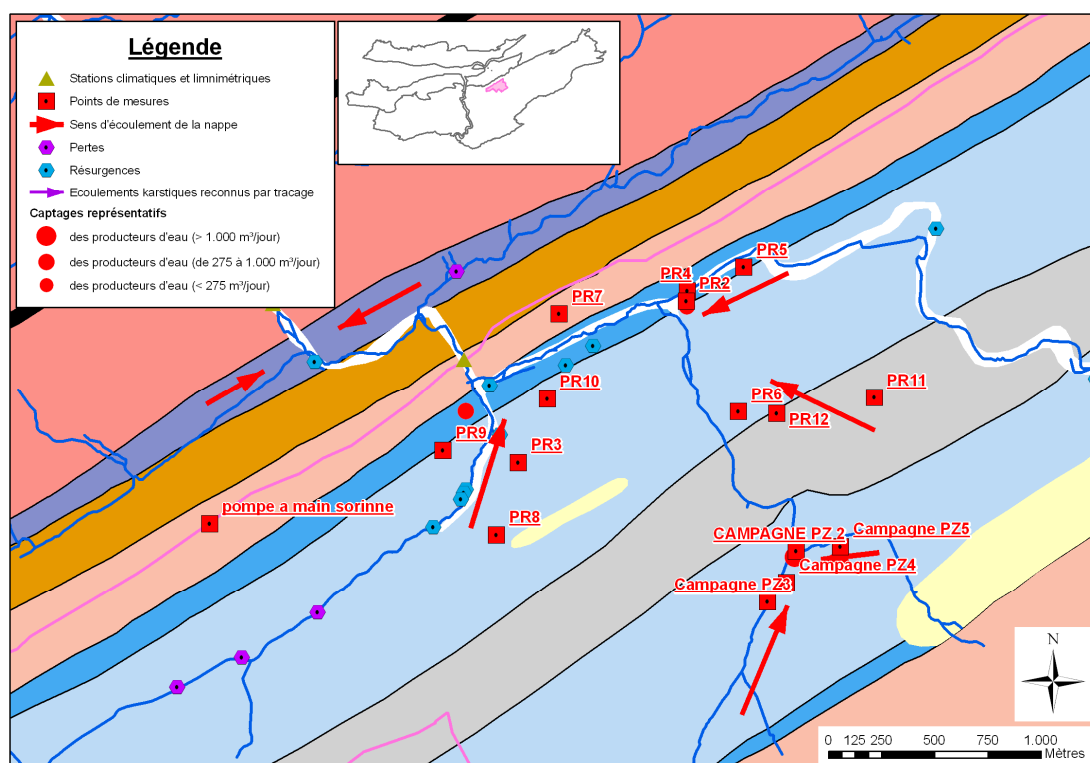


Figure 5.2-37 : Localisation des piézomètres du synclinal de Gesves.

5.2.12.1 *Synclinal calcaire de Gesves*

Les cours d'eau qui s'écoulent sur la surface du synclinal calcaire de Gesves sont en général perdants par rapport à la nappe. Le ruisseau des Fonds de Vaux est un cas particulier car il présente un système karstique actif. Seul le Samson constitue un axe de drainage de l'aquifère des calcaires. Deux captages sont présents sur le flanc Nord de ce synclinal. Les captages "Hoûte E1" et "Houyoux G1" sont implantés respectivement dans les calcaires de Landelies et dans les calcaires d'Hastièrre (Tournaisien inférieur). Ils prélèvent à eux deux un total de 390 000 m³/an. La source

d'Hoûte correspond à un débordement de la nappe du Tournaisien supérieur-Viséen au contact des schistes du Pont d'Arcole.

La Figure 5.2-38 reprend une sélection d'ouvrages appartenant à la SWDE et situés sur le bord Nord du synclinal de Gesves. Ils sont implantés dans les calcaires carbonifères, à l'exception du PR5 situé dans les calcaires de l'Hastarien et du puits « Pompe à main Sorinne » et du PR7 tous deux implantés dans les grès du Famennien.

D'après les essais de traçage réalisés autour de ces prises d'eau dans le massif calcaire (rapport SWDE/2000-02), la nappe s'écoule depuis les hauteurs entourant le site de Gesves, au Nord-Est, vers la vallée du Samson avec un gradient d'environ 4 %. Cette nappe du Tournaisien supérieur-Viséen est isolée du Tournaisien inférieur par les schistes du Pont d'Arcole. Dans les calcaires Viséens de la partie Nord du synclinal, le gradient piézométrique varie de 2 à 3%. Les gradients les plus élevés sont présents à proximité des zones de prise d'eau ainsi qu'au niveau du Samson, lorsque celui-ci est fort encaissé.

D'après les cotes piézométriques, les écoulements souterrains dans le synclinal calcaire de Gesves se font depuis le Sud vers le Nord-Ouest en direction des zones de prise d'eau. Le trop plein de la nappe, partie non prélevée par les captages s'évacue via le Samson. Néanmoins, le degré de fracturation des calcaires et l'importance des karsts sont susceptibles d'influencer localement, par leur orientation, les directions d'écoulement. L'absence de piézomètres aux alentours des limites hydrographiques du bassin du Samson ne permet pas de tracer précisément les limites hydrogéologiques. L'hypothèse selon laquelle la limite hydrogéologique avec le bassin du Hoyoux est décalée à l'intérieur du bassin versant du ruisseau de Triffoy ne peut être vérifiée par l'examen des données de piézométrie. Toutefois, il s'avère certain qu'une crête hydrogéologique se dessine aux alentours de la limite hydrographique.

La nappe située au droit des piézomètres, PR9 et PR10 présente une fluctuation annuelle de niveau piézométrique de l'ordre de 2 mètres d'amplitude et une réaction rapide aux précipitations. Le comportement quasi identique de ces deux piézomètres s'explique par le fait qu'ils sont implantés dans les calcaires de la formation de Landelies. Dans un contexte hydrogéologique similaire, proche de l'exutoire de la nappe, à proximité de zones de prise d'eau. L'ouvrage PR8 ne montre que de faibles variations de niveau piézométrique, maximum 1 m. Toutefois, aucun niveau piézométrique n'a pu être relevé durant les mois d'hiver. Il est raisonnable de croire que le PR8 présente un comportement de la nappe identique à celui constaté au PR10, à en juger par la comparaison de la piézométrie lorsque les valeurs sont disponibles.

Le piézomètre PR5 présente des fluctuations de niveau piézométrique de même amplitude que les piézomètres PR9 et PR10 mais avec une réaction plus rapide à la recharge. Le PR5 est implanté dans les formations calcaires de l'Hastarien où la connexion entre l'aquifère et la surface provoque une recharge rapide de la nappe. La décroissance rapide du niveau piézométrique après la période de recharge indique que le piézomètre PR5 est implanté dans une zone à forte conductivité hydraulique et où la recharge de la nappe se diffuse rapidement aux alentours. Cet effet d'atténuation des variations piézométriques locales peut également être le fait de la prise d'eau située à proximité.

L'ouvrage PR11 atteint la nappe des calcaires après avoir traversé les schistes du Houiller, formation essentiellement aquiclude. Cette couverture peu perméable explique le délai de réaction de la nappe par rapport à la recharge.

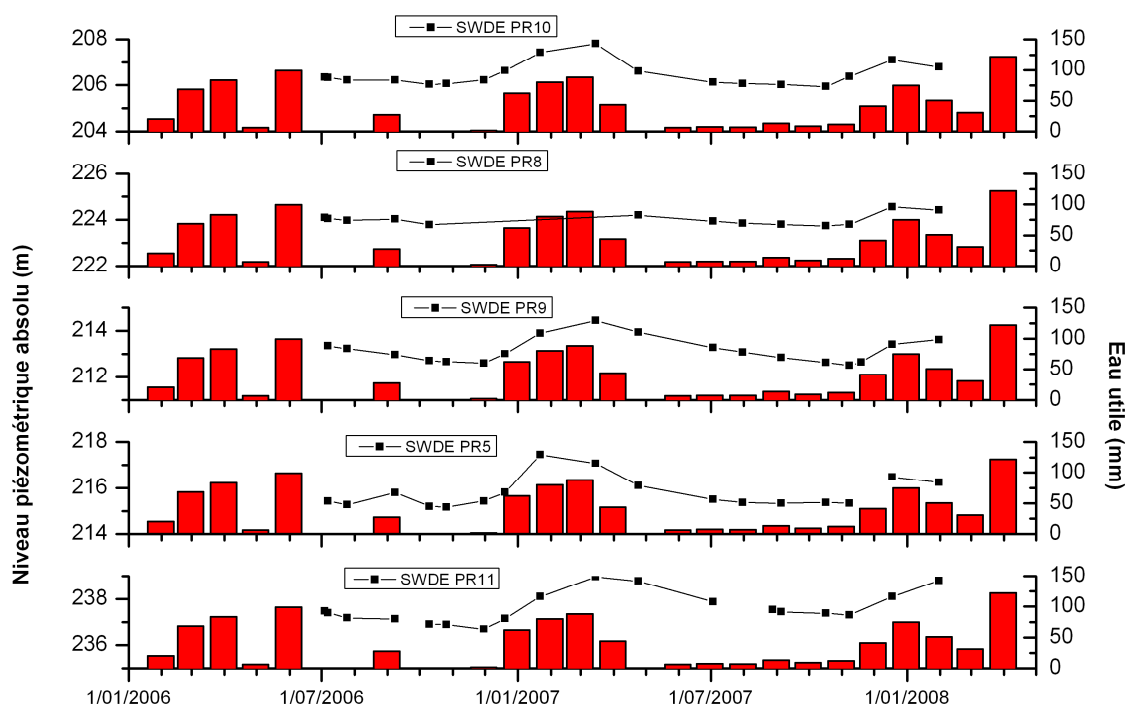


Figure 5.2-38 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres du bord Nord du synclinal de Gesves.

Les piézomètres « Campagne » appartiennent à la SWDE et entourent la prise d'eau d'Assesse-Campagne P1 qui a prélevé 570 000 m³ en 2007. Ils sont tous situés dans la partie méridionale du synclinal calcaire de Gesves. La nappe est sub-affleurante à cet endroit puisque sa

profondeur varie de moins de 1 m à 7 m. Un important système karstique, d'orientation Est-Ouest, passe à quelques mètres sous le ruisseau d'Hoûte et favorise les communications entre les eaux de surface et les eaux souterraines sous forme de pertes asséchant le ruisseau. Ce n'est qu'en aval du PZ2 que le ruisseau devient drainant.

Les écoulements souterrains dans cette partie Sud du synclinal calcaire de Gesves se font selon une direction Nord Sud directement dictée par les captages d'Assesse-Campagne qui constituent le niveau de base de la nappe à cet endroit. Après le PZ2, le ruisseau devient drainant et l'écoulement souterrain garde la même orientation Nors-Sud.

Les piézomètres PZ2 à PZ5 (Figure 5.2-39) montrent un comportement quasi identique et des fluctuations annuelles de l'ordre de 3 m. Ces fluctuations se marquent de façon synchrone avec les pics d'eau utile. L'examen de chroniques piézométriques journalières pour le puit PZ5 montre que la nappe réagit presque instantanément à la recharge. Cette rapidité de réaction de la nappe à la recharge est due au contexte karstique. En effet, les nombreuses connexions de la nappe avec la surface induisent une recharge quasi instantanée de la nappe. L'eau des précipitations ne doit ainsi pas parcourir une importante épaisseur de terrains non saturés avant d'atteindre la surface piézométrique. La décroissance rapide du niveau d'eau peut également être expliquée par la présence de karst permettant une rapide décharge de la nappe.

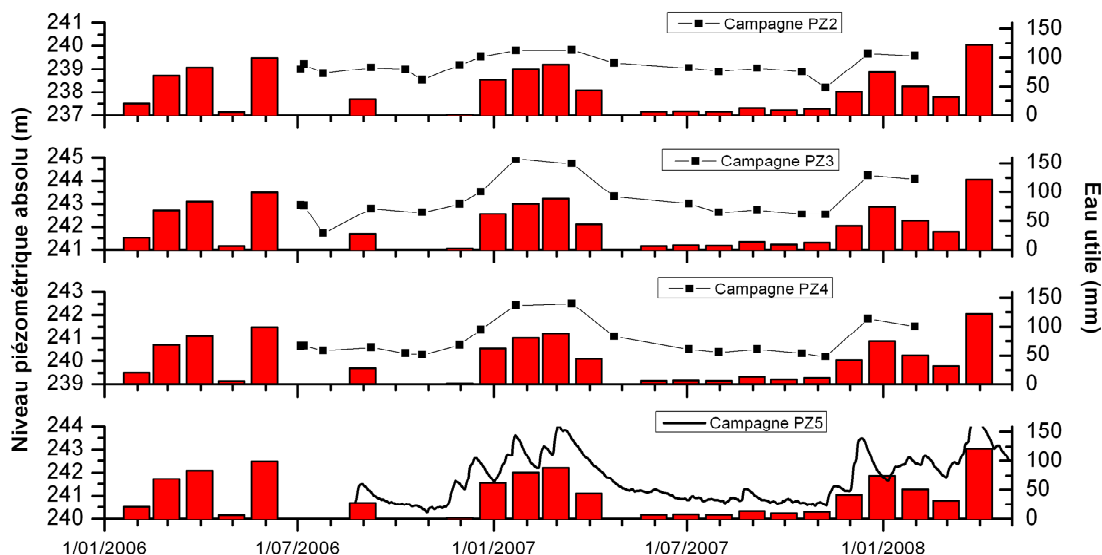


Figure 5.2-39 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres du bord Sud du synclinal de Gesves-Marchin.

5.2.12.2 Grès au Nord et au Sud du synclinal de Gesves

Les trois ouvrages "Gesves-Space", "SWDE-PR7" et "Puit pompe à main Sorrine" se situent dans les grès constituant la limite Nord du synclinal de Gesves. Le puit « Flostoy » se situe plus au Sud, le long de l'axe d'un anticlinal gréseux, dans le bassin du Hoyoux. La localisation de ces ouvrages est reprise sur les Figure 5.2-37 et Figure 5.2-41.

Le niveau d'eau dans les grès est généralement supérieur au niveau d'eau dans les calcaires. Les puits « Gesves-Space » et « Puit pompe à main Sorrine » affichent tous deux une cote piézométrique de 270 m alors que les puits implantés dans les calcaires aux alentours ne dépassent pas 240 m. La nappe logée dans la manteau d'altération des grès du Famennien s'écoule selon deux directions principales en suivant la topographie : l'une perpendiculaire à la direction des structures géologiques et donc depuis les ligne de partage des bassins hydrographiques vers les synclinaux calcaires ; et l'autre parallèlement aux structures géologiques en direction des axes de drainages. Dans la bande de grès au Nord du bassin du Samson (Figure 5.2-37) le gradient piézométrique de la nappe parallèlement aux structures géologiques est de 1.4%.

Les ouvrages "Gesves-Space" et "SWDE-PR7" montrent des fluctuations de niveau piézométrique de faible amplitude. Cependant, la réaction de la nappe à la recharge est rapide mais le niveau d'eau ne monte que d'un mètre lors des précipitations. A proximité du "PR7", se trouvait le captage "Carrière C1". Il exploitait anciennement l'aquifère des grès du Famennien, dans une ancienne carrière souterraine, mais n'est plus utilisé à ce jour. La faible variation du niveau piézométrique au PR7 peut être mise en relation avec sa position hydrogéologique. Il se trouve proche du Samson, exutoire de la nappe des grès et à côté de cette ancienne carrière pouvant elle aussi imposer un niveau de base à l'aquifère. Le PR7 est donc situé en aval hydrogéologique du bassin des grès et les fluctuations de niveau piézométrique sont tamponnées par un ou plusieurs exutoires proches.

Les fluctuations de niveau au puits « Pompe à main Sorrine » sont nettement plus élevées que celles des autres puits. Cet ouvrage est positionné au droit d'une crête topographique et, dans ce cas, à proximité d'une limite hydrogéologique donc en tête de bassin.

Le puits « Flostoy » se trouve lui aussi sur une crête topographique. Il présente des fluctuations de 2 m d'amplitude et un faible décalage par rapport aux valeurs d'eau utile.

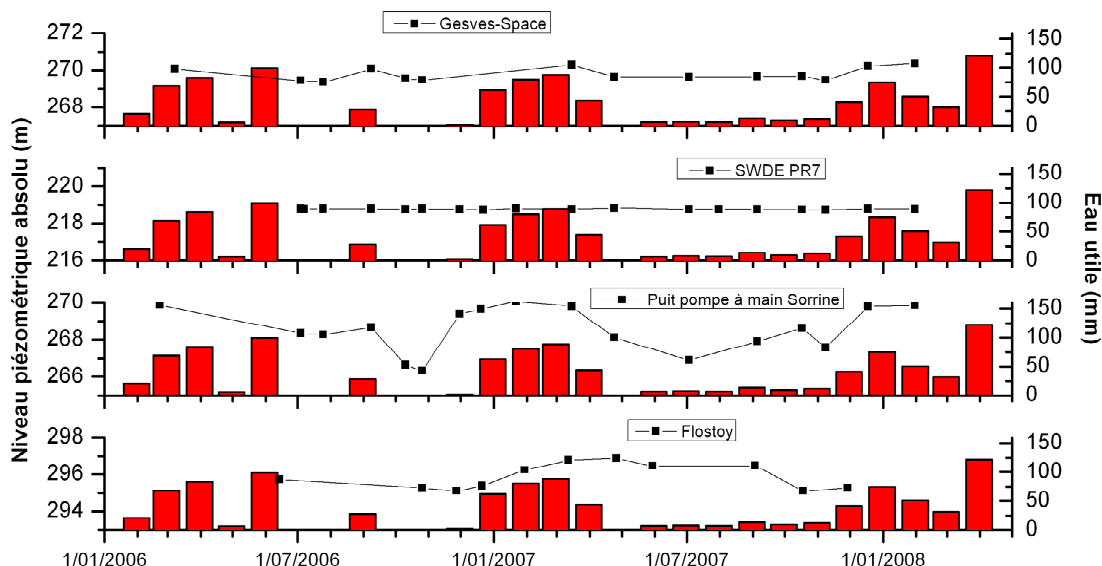


Figure 5.2-40 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans les grès au Nord et au Sud du synclinal de Gesves-Marchin.

5.2.13 Bassin du Hoyoux

Le bassin du Hoyoux compte parmi les bassins les plus vastes et les plus complexes étudiés au cours de ce projet. La description géologique de ce bassin est donnée au point 3.13.1. En résumé, il est constitué d'une succession de synclinaux calcaires du Carbonifère et d'anticlinaux gréseux du Famennien. Dans la partie amont du bassin, en l'ennoyage des synclinaux provoque une structure brachysynclinal, ce qui implique l'interconnexion des synclinaux calcaires.

Dans le texte ci-dessous, les piézomètres sont regroupés suivant leur localisation mais aussi, et le plus souvent, suivant qu'ils appartiennent au même synclinal calcaire.

Les limites hydrographiques Est et Ouest du bassin du Hoyoux traversent les structures synclinales et anticlinales perpendiculairement à leur direction d'allongement. Les limites Sud et Nord sont parallèles aux structures géologiques. Les limites hydrogéologiques correspondent à priori aux limites hydrographiques sur tout le pourtour du bassin du Hoyoux. Quelques exceptions sont toutefois à noter. La première se situe au niveau de la limite avec le bassin du Samson dans le synclinal calcaire de Gesves-Marchin où la limite hydrogéologique semble être légèrement décalée vers l'Est. Ceci signifie qu'une petite partie de l'eau qui s'infiltre dans l'extrémité Ouest du bassin du Hoyoux s'écoule en souterrain jusqu'au bassin du Samson. Ces transferts ne concernent que des

quantités d'eau très limitées. Le deuxième décalage entre limites hydrographiques et hydrogéologique se situe à l'Ouest du bassin, à la frontière avec le bassin de l'Ourthe. Il semble en effet que l'écoulement souterrain au sein des deux minces synclinaux calcaires du ruisseau de Moulin se produise vers le Sud-Est, donc vers le bassin du Hoyoux et plus particulièrement celui du Torrent de Bonne. Enfin, à l'extrémité amont du bassin du Hoyoux, au niveau du synclinal de Clavier les écoulements souterrains traversent les limites de bassins versants depuis le bassin du Néblon sur le flanc Nord du synclinal et vers le bassin du Néblon sur le flanc Sud de ce même synclinal.

5.2.13.1 *Synclinaux calcaires de Gesves-Marchin et de Flostoy*

La zone considérée ci-dessous reprend l'extrémité Ouest du bassin du Hoyoux, qui correspond à la partie amont des bassins versants des ruisseaux de Triffoiy, de Vyle et de Pailhe. Ces trois ruisseaux sont drainants à cet endroit, que ce soit par rapport aux grès ou par rapport aux calcaires. Un seul captage est situé dans cette partie du bassin du Hoyoux, implanté dans les calcaires de l'Hastarien. Il s'agit du catage de Flostoy-Barsy appartenant à la SWDE et prélevant annuellement un volume d'environ 83 600 m³.

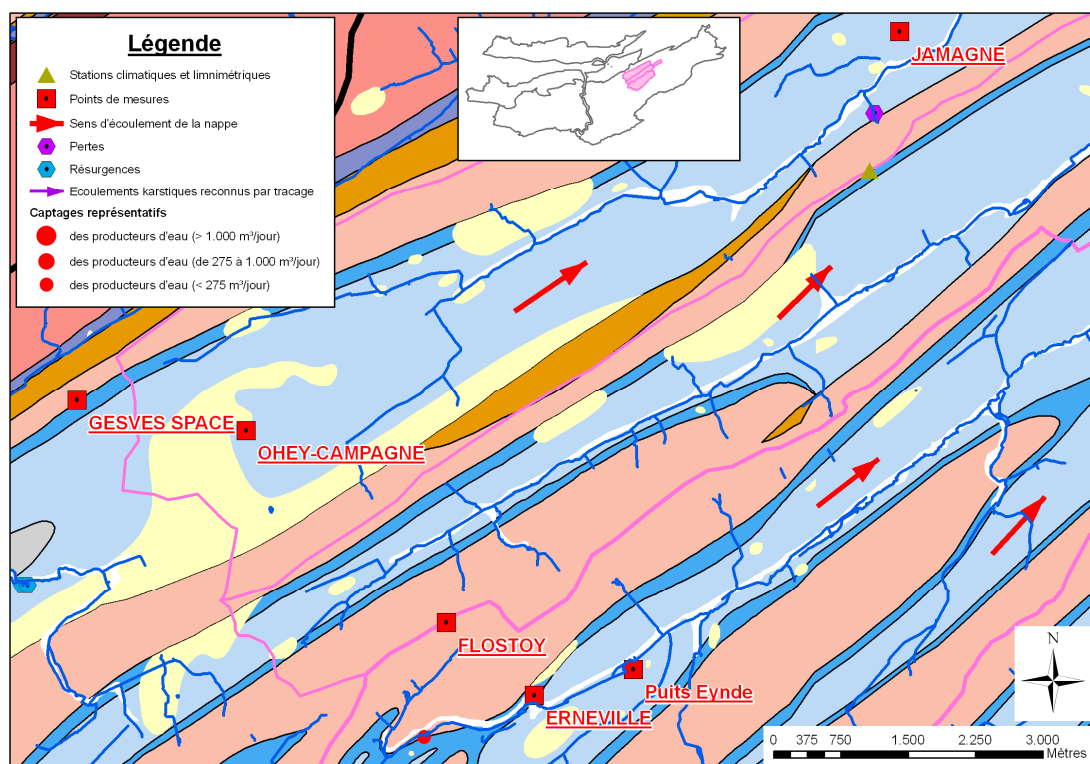


Figure 5.2-41 : Localisation des piézomètres en amont des ruisseaux de Triffoiy, Vyle et Pailhe.

D'après les cotes piézométriques, les écoulements souterrains dans les synclinaux de Gesves-Marchin, de Vyle et de Pailhe se font depuis le Sud-Ouest vers le Nord-Est, vers le Hoyoux. Le gradient hydraulique calculé dans ces trois synclinaux est relativement faible et varie de 0.5 à 0.7 %. Les captages de la société VIVAQUA situés le long du Hoyoux ainsi que le Hoyoux lui-même constituent l'exutoire des aquifères situés dans ces synclinaux calcaires. L'absence de piézomètres aux alentours de la limite hydrographique entre le bassin de Hoyoux et le bassin du Samson ne permet pas de tracer précisément la limite hydrogéologique entre ces bassins. L'hypothèse selon laquelle la limite hydrogéologique avec le bassin du Samson est décalée à l'intérieur du bassin versant du ruisseau de Triffoy (synclinal de Gesves-Marchin) ne peut être vérifiée par l'examen des données de piézométrie. Toutefois, il s'avère certain qu'une crête hydrogéologique est présente aux alentours de la limite hydrographique. Les crêtes hydrogéologiques entre le bassin du Samson et celui du Hoyoux dans le synclinal de Vyle, et entre le bassin du Bocq et celui du Hoyoux dans le synclinal de Pailhe correspondent aux limites hydrographiques de ces mêmes bassins, comme l'indiquent les ouvrages « PR1 » à « PR3 » à Evelette, et « Puits Eynde » et « Erneville ».

Le niveau d'eau dans les formations gréseuses du Famennien est environ 30 à 40 mètres plus haut que dans les calcaires. L'eau contenue dans les grès s'écoule perpendiculairement à la direction d'allongement des structures géologiques pour rejoindre les ruisseaux, exutoires de ces nappes.

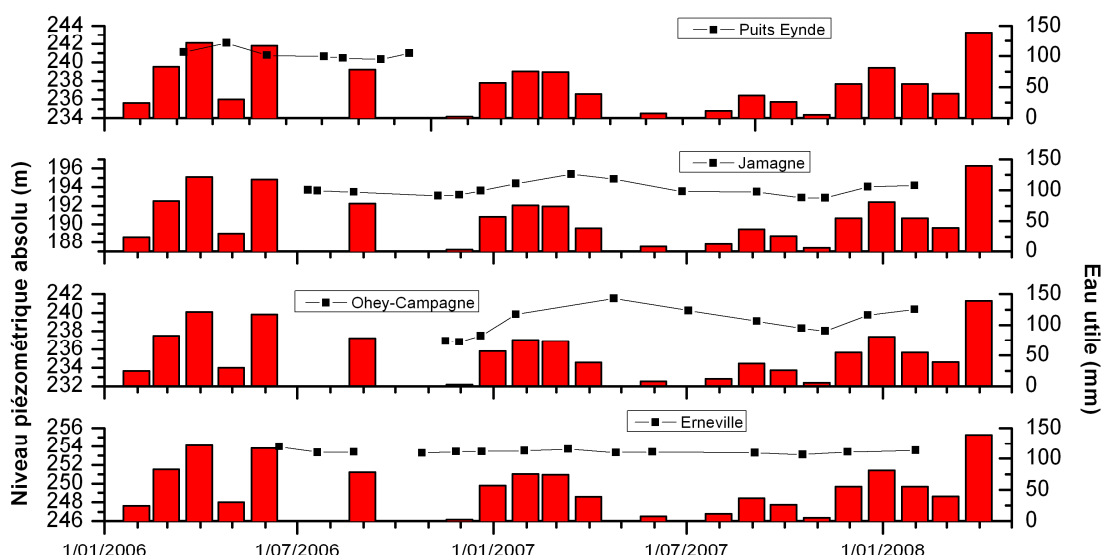


Figure 5.2-42 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans les calcaires de l'Ouest du bassin du Hoyoux.

La nappe du synclinal calcaire de Marchin au droit de l'ouvrage « Ohey-Campagne » montre des fluctuations annuelles de 5 mètres d'amplitude (Figure 5.2-42). Ces variations, mises en relation avec les valeurs mensuelles d'eau utile montrent la relation de la nappe avec la recharge. Toutefois, la nappe réagit avec un retard d'environ un mois à la recharge. Le puit de « Jamagne » présente également un décalage d'un mois par rapport à la recharge. Les fluctuations de niveau piézométrique de la nappe à cet endroit sont réduites à environ 2 mètres. En considérant le bassin hydrogéologique à l'intérieur duquel sont implantés ces deux ouvrages « Ohey-Campagne » et « Jamagne », une décroissance de l'amplitude des fluctuations de niveaux piézométriques peut-être dégagée d'amont en aval. Le piézomètre « Ohey-Campagne », situé à proximité d'une limite hydrogéologique donc en crête de bassin, présente des variations de niveau d'eau plus amples. Le piézomètre « Jamagne » montre une amplitude de fluctuation plus faible correspondant à sa situation plus en aval du bassin et proche d'une importante source à l'émergence, laquelle tamponne les effets de la recharge.

Les puits « Eynde » et « Erneville » se situent dans le synclinal de Pailhe. Respectivement implantés dans les calcaires du Viséen et du Tournaisien, ils montrent tous deux des fluctuations du niveau piézométrique de la nappe de faible amplitude et décalées d'à peine un mois par rapport à la recharge. Cette faible amplitude de fluctuation est due à la position de ces ouvrages, à savoir, à proximité de ruisseaux drainant, exutoires de la nappe.

5.2.13.2 Synclinal calcaire du ruisseau de Vyle

Deux piézomètres ont été suivis dans le synclinal du ruisseau de Vyle. Ils se situent tous deux à proximité du Hoyoux. Le « PZ1 » a été équipé d'une sonde pressiométrique afin de suivre avec précision les variations piézométrique de la nappe à cet endroit. Les piézomètres PZ1 et PZ2 se situent à l'extrémité aval du bassin du ruisseau de Vyle. Ils renseignent du comportement de la nappe des calcaires carbonifères à proximité de l'axe de drainage que constitue le Hoyoux. L'autre exutoire de la nappe est la résurgence de la Vyle observée sur la rive gauche du Hoyoux.

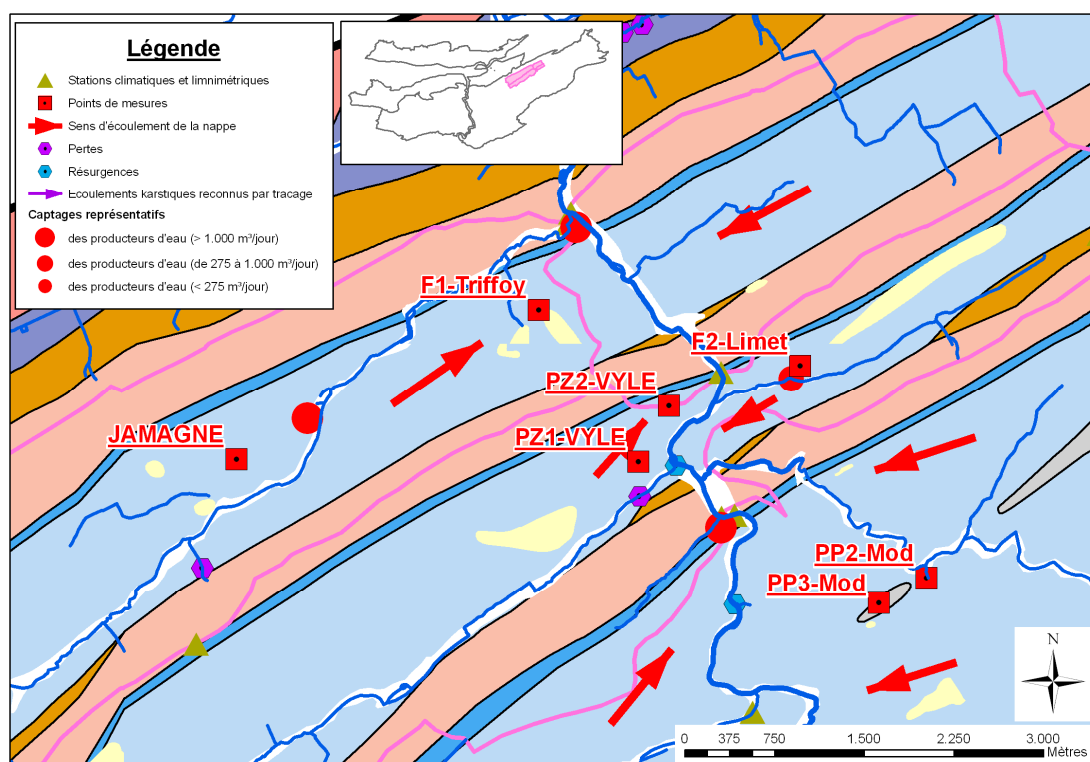


Figure 5.2-43 : Localisation des piézomètres à l'aval du ruisseau de Vyle.

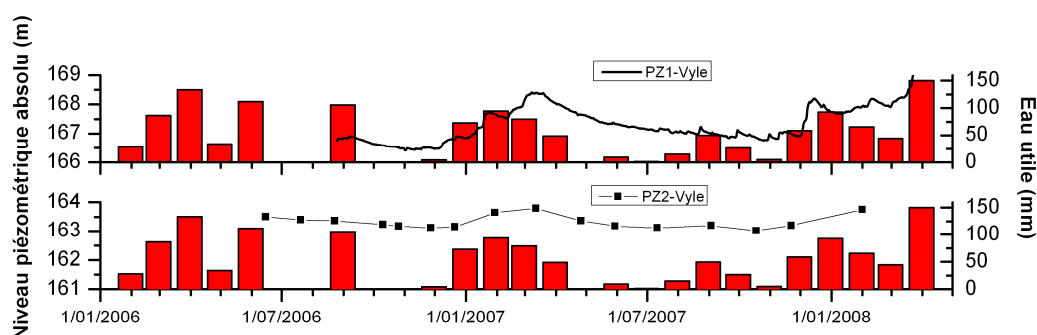


Figure 5.2-44 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés à l'aval du synclinal de Vyle.

Le « PZ1 » montre des fluctuations annuelles de niveau piézométrique de 3 mètres avec une réaction à la recharge très rapide de moins de 10 jours (Figure 5.2-44). En période de basses eaux, le niveau de l'aquifère (166.5) est proche du niveau d'eau dans le Hoyoux (environ 165 m à la confluence avec le ruisseau de Vyle) avec lequel il est communication. Les variations de niveau piézométrique sont clairement dues au fait de la recharge en non aux variations de niveau d'eau dans le Hoyoux.

Au « PZ2 » le niveau de la nappe ne varie que d'un mètre annuellement. Ces variations se produisent de façon synchrone avec la recharge. Cette plus faible amplitude laisse présager d'une proximité avec l'exutoire de la nappe et d'une connexion franche avec le Hoyoux.

L'écoulement de l'eau souterraine dans les calcaires du synclinal de Vyle se fait donc depuis les extrémités Nord-Est des bassins hydrographiques situés sur le rive gauche du Hoyoux, vers le Hoyoux, et depuis les extrémités Sud-Ouest des bassins situés en rive droite. Cette observation vaut également pour la partie du synclinal de Gesves-Marchin comprise dans le bassin du Hoyoux.

5.2.13.3 Synclinal calcaire du ruisseau de Pailhe

La localité de Pailhe présente une forte concentration en piézomètres. Ces piézomètres appartiennent pour la plupart à la société VIVAQUA qui y effectue un suivi piézométrique hebdomadaire. Tous ces piézomètres sont situés à proximité du ruisseau de Pailhe qui est perdant par rapport à la nappe. A cet endroit, les deux synclinaux calcaires composant le bassin du ruisseau de Pailhe se rejoignent pour ne plus former qu'une structure hydrogéologiquement interconnectée.

L'écoulement de la nappe est déduit du gradient piézométrique. Il suit une direction Sud-Ouest Nord-Est vers le Hoyoux lequel constitue le niveau de base de la nappe. Le gradient piézométrique varie selon l'endroit du synclinal où il est calculé. En tête de bassin hydrogéologique, entre les puits « Eynde », « Erneville » et les piézomètres « F6Px », le gradient est d'environ 0.5 %. Entre les piézomètres « F6Px » et le Hoyoux, donc en aval hydrogéologique du bassin, le gradient atteint 1 %.

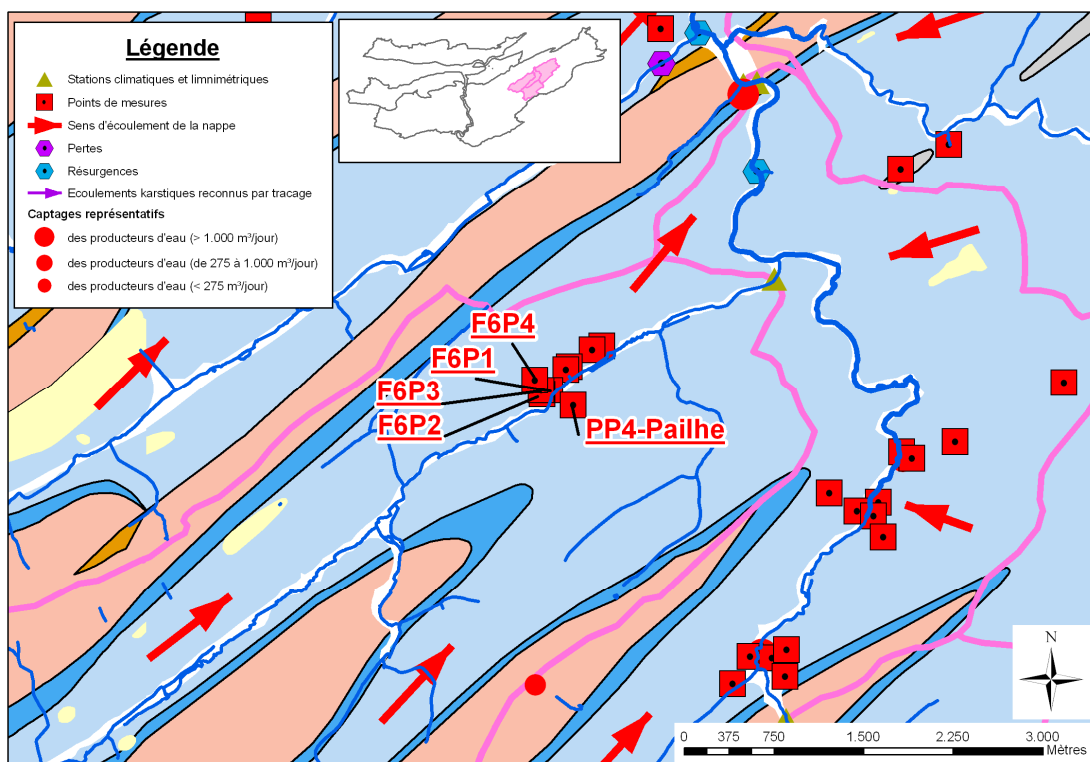


Figure 5.2-45 : Localisation des piézomètres à l'aval du ruisseau de Pailhe.

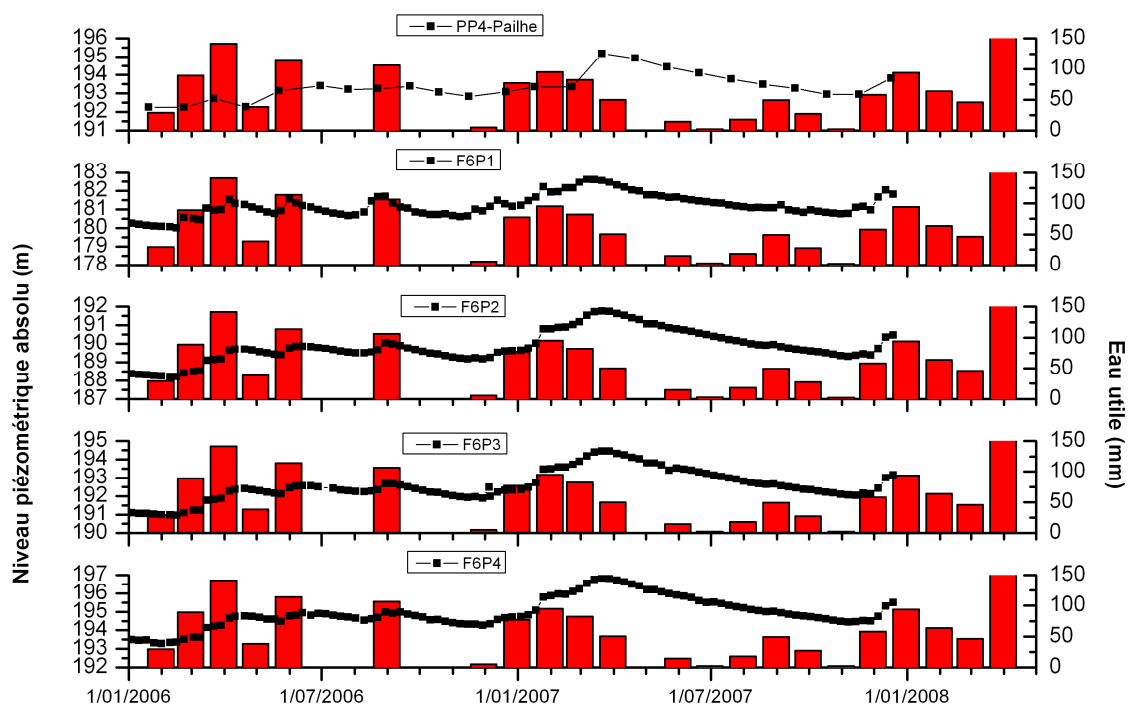


Figure 5.2-46 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal calcaire du ruisseau de Pailhe.

Les ouvrages « F6Px » situés à l’aval du bassin de Pailhe en rive gauche du ruisseau présentent des comportements similaires étant donnée leur proximité géographique. Le niveau de la nappe des calcaires à cet endroit varie annuellement d’environ 3 m et la réaction à la recharge est rapide. Une différence nette se dégage entre période de hautes et de basses eaux sur les niveaux piézométriques (Figure 5.2-46).

Le puits « PP4 » a fait l’objet d’un suivi piézométrique mensuel. Il est implanté dans la rive droite du ruisseau de Pailhe. Les variations piézométriques annuelles sont de 3 mètres. Toutefois, ces variations se produisent avec un retard considérable par rapport à la recharge.

5.2.13.4 *Synclinal calcaire d’Havelange - Les Avins*

La région d’Havelange présente un réseau de piézomètres relativement dense. Cela est dû à la présence de nombreuses zones de prise d’eau au sein des aquifères calcaires du Carbonifère. La Compagnie Intercommunale des Eaux des Avins exploite deux captages au droit du synclinal calcaire des Avins. Au total, 187 000 m³ sont prélevés par an au moyen de galeries drainantes.

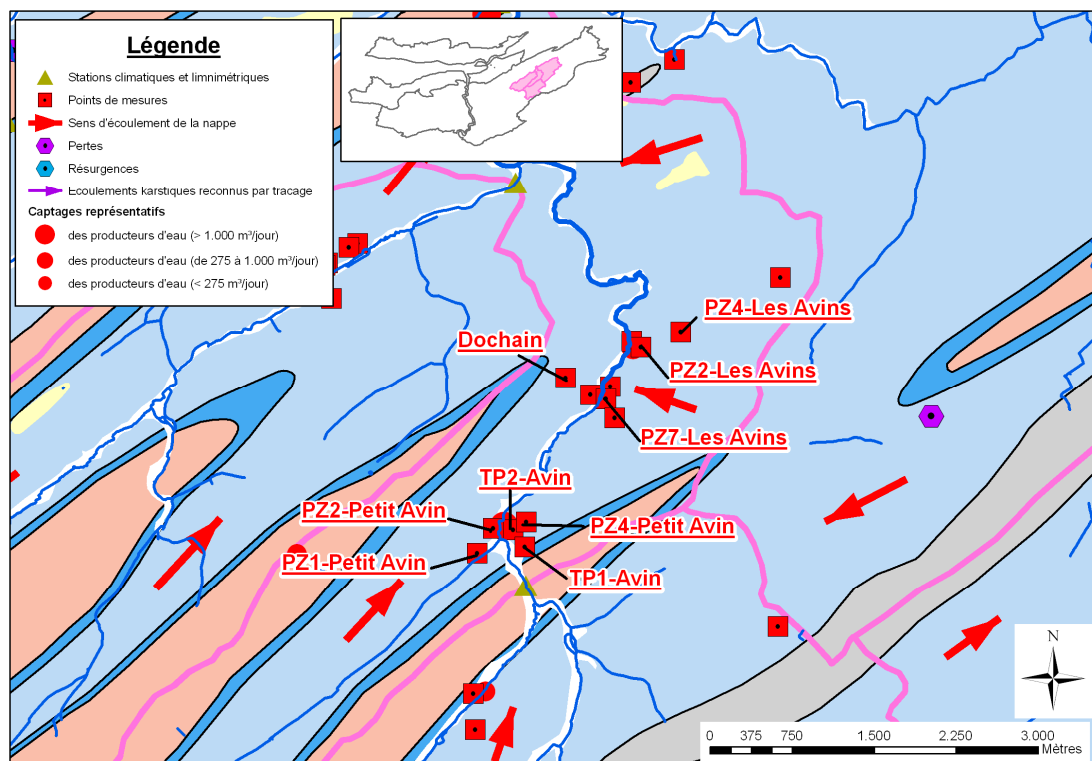


Figure 5.2-47 : Localisation des piézomètres du synclinal calcaire d’Havelange-Les Avins.

L’écoulement de la nappe dans le synclinal calcaire d’Havelange suit la direction de l’axe du synclinal, du Sud-Ouest au Nord-Est. Cette direction est parallèle au cours d’eau sillonnant le synclinal, lequel est perdant par rapport à la nappe. En aval de la localité de Petit Avin, après le captage du même nom, le Hoyoux est en pseudo équilibre avec la nappe ce qui signifie qu’il peut

être tantôt drainant tantôt perdant. Cet état reste le même jusqu'aux Avins et au captage de la « Vanne » après lequel le Hoyoux devient clairement drainant. L'écoulement souterrain se dirige donc du Sud-Ouest au Nord-Est en amont des Avins. En aval, le Hoyoux constituant l'exutoire de la nappe des calcaires, l'écoulement a lieu selon une direction Est Ouest vers le Hoyoux.

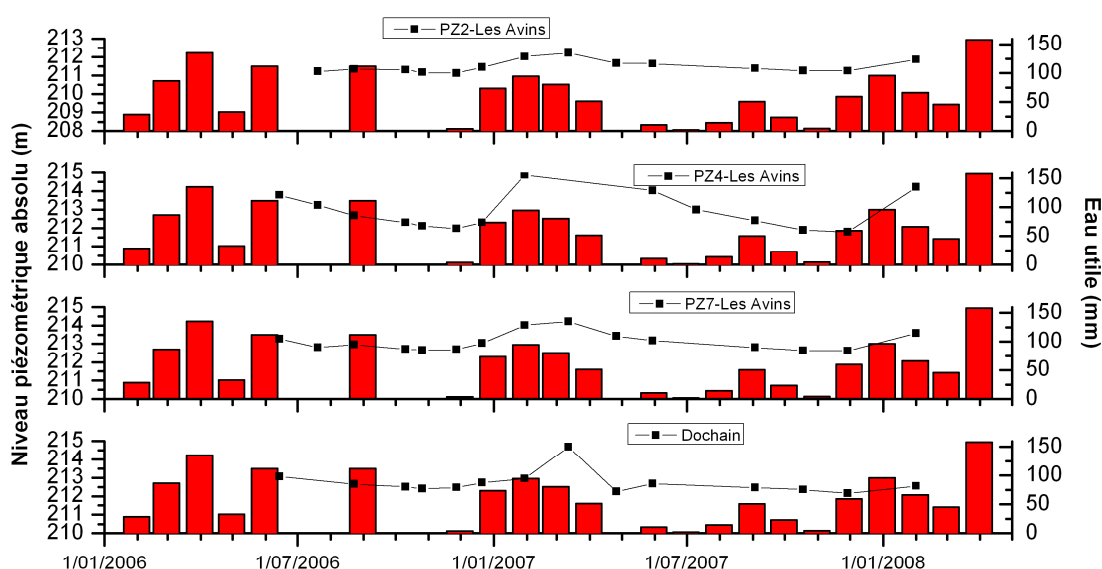


Figure 5.2-48 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal calcaire d'Havelange - Les Avins.

Le captage de la « Vanne » est situé à l'extrémité Nord-Ouest du synclinal d'Havelange. Il est entouré de 7 piézomètres dont certaines chroniques sont représentées à la Figure 5.2-48. Les piézomètres PZ5, PZ6 et PZ8 présentent des comportements identiques à ceux des piézomètres PZ2, PZ4 et PZ7, et ne seront pas représentés ci-dessous.

Les piézomètres PZ2 et PZ4 sont situés à proximité de la prise d'eau. Le PZ2 présente des fluctuations piézométriques annuelles d'à peine 1.5 mètres alors qu'elles atteignent 5 mètres au PZ4. Le PZ2 n'est situé qu'à 80 mètres de la prise d'eau alors que PZ4 s'en éloigne de 440 mètres. L'influence du captage provoque un léger rabattement de la nappe et tamponne l'effet de la recharge en lissant les variations de niveau piézométrique.

Des remarques semblables sont exprimées pour les piézomètres situés en amont. Le PZ7 présente des variations du niveau d'eau dans la nappe de 2 mètres et le piézomètre « Dochain » de 3

mètres. Cela est dû au fait que le PZ7 est situé très proche du Hoyoux qui peut jouer le rôle d'exutoire de la nappe et lisser les variations piézométriques.

L'eau souterraine dans cette zone s'écoule donc vers le Hoyoux ou converge vers le captage.

Le retard entre les hauts niveaux piézométriques au piézomètre « Dochain » et la recharge laisse supposer que l'eau atmosphérique met du temps à rejoindre la nappe, soit en raison de la faible conductivité hydraulique des terrains sus-jacents, soit parce que la zone de recharge de l'aquifère est éloignée de ce piézomètre.

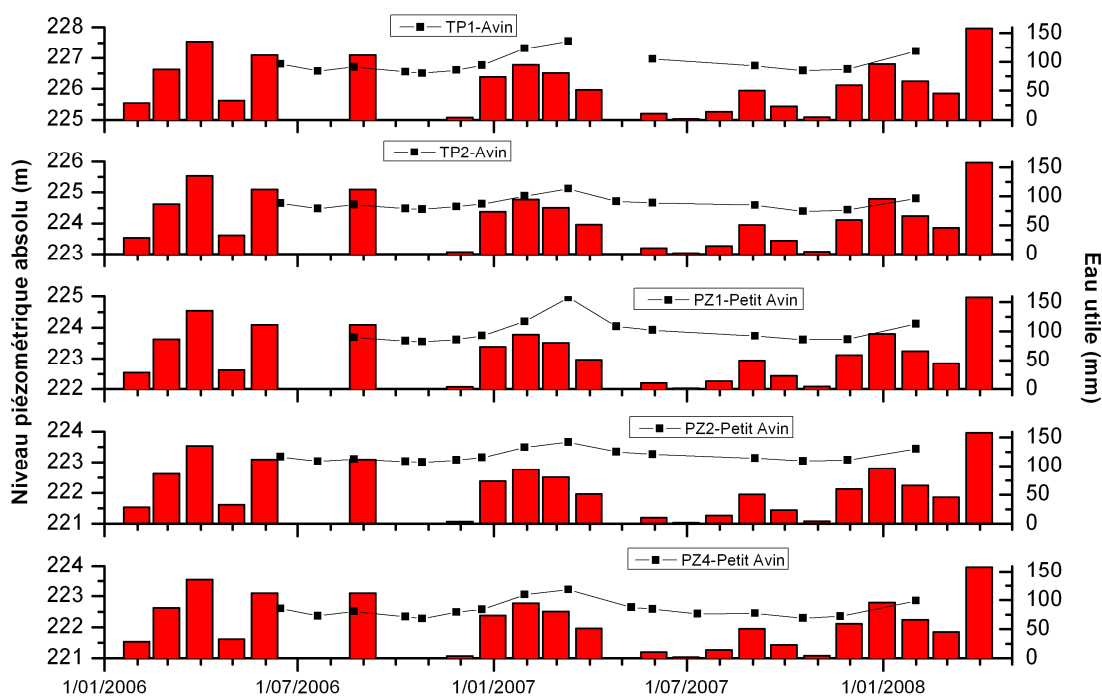


Figure 5.2-49 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal calcaire d'Havelange - Les Avins.

Le second captage de la CIEA est celui de Petit Avin. Il est entouré de 5 piézomètres dont les chroniques sont présentées à la Figure 5.2-49. Les 5 piézomètres présentent des comportements identiques avec une réaction assez rapide à la recharge. Derechef, l'amplitude des variations piézométriques en fonction de l'éloignement par rapport à l'exutoire de la nappe. A distance décroissante du captage, sont implantés les piézomètres PZ1, TP1, PZ4, PZ2 et TP2. L'amplitude des variations piézométrique annuelles passe de 1.5 m à moins de 50 cm.

5.2.13.5 Synclinal calcaire de Clavier

L'extrémité amont du bassin du Hoyoux est constituée du prolongement Sud-Ouest du synclinal de Clavier, vers les localités de Verlée et Miecret. Les piézomètres étudiés dans cette zone sont implantés au sein d'une large structure synclinale calcaire du Carbonifère. Un captage de VIVAQUA installé dans ces calcaires sollicite l'aquifère à raison de 2,5 millions de m³ par an par le biais d'une galerie drainante. Un second captage appartenant à l'AIEC (captage d'Haveligeoule) exploite une source à l'émergence (75 000 m³/an).

Les limites hydrogéologiques du sous bassin peuvent différer des limites hydrographiques. Malgré que le bilan effectué sur cette partie du bassin du Hoyoux ne présente qu'un terme de fermeture de très faible de 1 % (cf.3.13.3), des écoulements souterrains traversant les limites hydrographiques du bassin ont bel et bien été identifiés. Le fait que le bilan boucle est dû à l'équivalence des flux entrants et sortants.

Sur le flanc Nord du synclinal de Clavier, l'écoulement souterrain traverse la limite Nord-Est du bassin hydrographique du Torrent de Bonne et entre dans le sous bassin du Hoyoux limité à la station limnimétrique H1 Petit Avin (cf. 3.13.3). La nappe présente dans le bassin du Torrent de Bonne est divisée en deux ensembles hydrogéologiques. La partie de la nappe logée au sein du synclinal de Clavier ne communique pas avec la partie de la nappe de la structure brachysynclinale de Modave. L'anticlinal gréseux séparant les deux structures constitue une limite hydrogéologique. Même entre les localités de Clavier et des Avins, où la coalescence des formations calcaires est observée en surface, l'anticlinal gréseux est sub-affleurant et ne permet aucun échange d'eau souterraine entre le synclinal de Clavier et le synclinal de Modave.

Par contre, sur le flanc Sud du synclinal, L'eau souterraine s'écoule depuis le sous bassin H1 Petit Avin en direction du bassin du Néblon en traversant la limite hydrographique.

La direction générale des écoulements souterrains est Nord-Est, avec un gradient moyen de 0,6 %. Une seule exception concerne la partie Nord-Est du bassin où l'eau souterraine s'écoule vers le Sud-Ouest avec un gradient de 0,8 % depuis le bassin du Torrent de Bonne. Le réseau hydrographique étant majoritairement perdant par rapport à la nappe, il ne peut en constituer l'exutoire. Seul un court tronçon du ruisseau de Bouillon est susceptible de remplir ce rôle. Les eaux souterraines alimentant naturellement ce ruisseau sont interceptées par la galerie drainante de VIVAQUA. Les exutoires principaux de la nappe sont donc les deux captages présents à la limite Nord du synclinal calcaire.

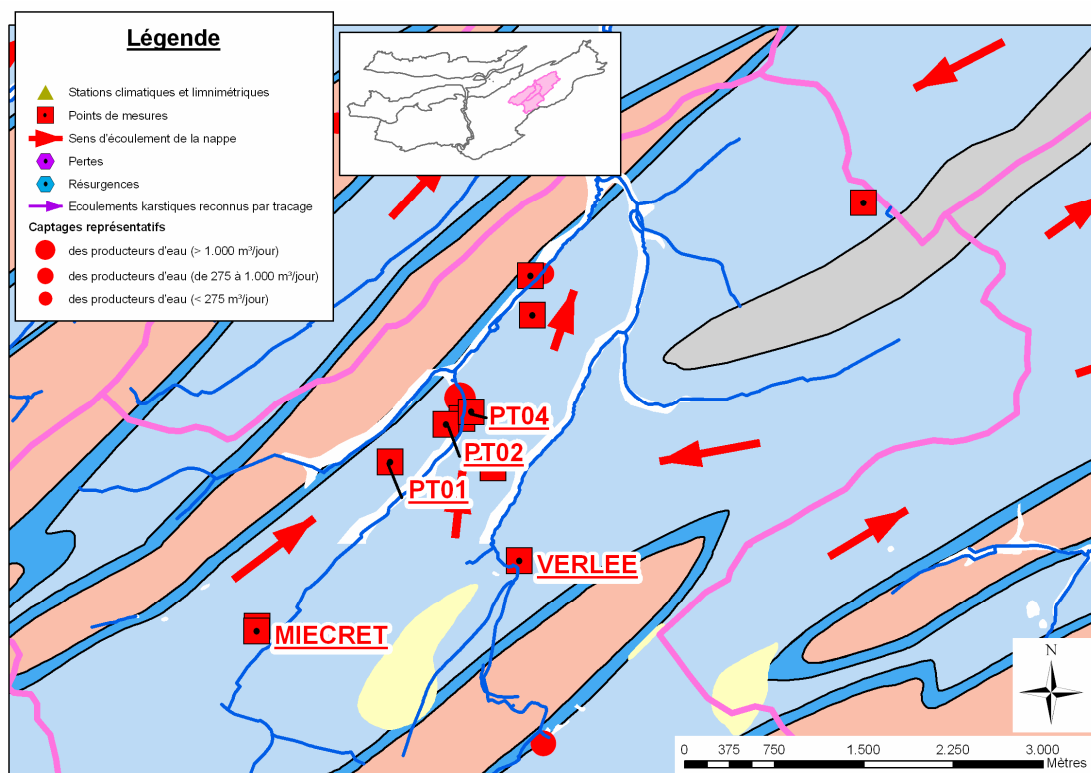


Figure 5.2-50 : Localisation des piézomètres situés dans le synclinal calcaire de Clavier – bassin du Hoyoux.

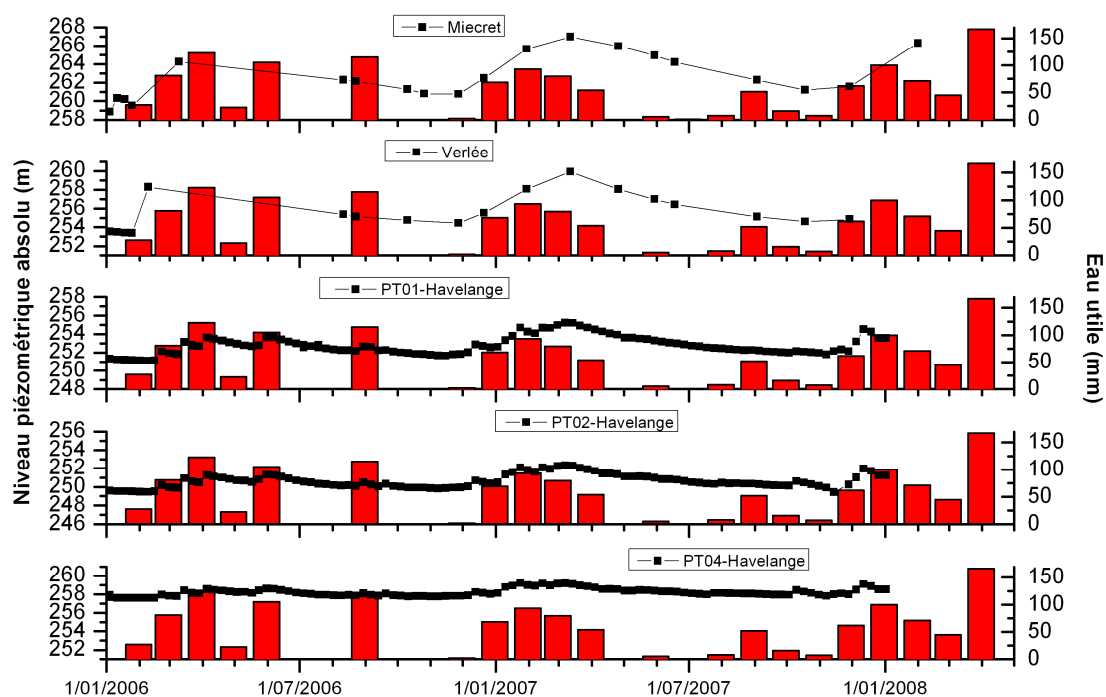


Figure 5.2-51 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal calcaire de Clavier – bassin du Hoyoux.

Trois puits ont été suivis mensuellement dans le cadre de ce projet (Figure 5.2-51). Les piézomètres, « PT0x-Havelange » situés aux alentours de la prise d'eau de VIVAQUA sont suivis avec un pas de temps hebdomadaire.

Les puits Miecret et Verlée sont tous deux implantés dans le synclinal calcaire de Clavier et sont éloignés de plusieurs kilomètres d'un quelconque exutoire de la nappe. Les variations piézométriques annuelles enregistrées à ces deux puits sont de 7 mètres. Une telle amplitude des variations piézométriques renseigne sur la position de ces deux ouvrages à savoir en tête de bassin. La réaction de la nappe à la recharge est assez rapide et le niveau d'eau continue de monter pendant les mois d'hiver.

Les piézomètres PT01, PT02 et PT04 présentent un comportement similaire de la nappe avec une réaction rapide à la recharge traduisant un transfert rapide d'eau à partir de la surface jusqu'à la nappe. Le niveau piézométrique fluctue annuellement de 4 m au PT01 à moins de 1 m au PT04. L'amplitude de ces fluctuations décroît proportionnellement à la distance au captage, ce dernier lissant ces fluctuations par effet tampon.

5.2.13.6 Synclinal calcaire de Modave

Contrairement à la rive gauche du Hoyoux, les synclinaux calcaires de la rive droite sont interconnectés et forment un seul et même ensemble hydrogéologique. Cette structure brachysynclinal est le résultat du double ennoyage des plis. Le Hoyoux est l'exutoire naturel de la nappe logée au sein de cette masse calcaire. Toutefois, ce ruisseau est canalisé sur une longueur de 3.5 km entre Petit Modave et la confluence avec le Torrent de Bonne afin d'éviter les échanges avec les eaux souterraines. Le réseau hydrographique de surface est également constitué du Torrent de Bonne, dont le débit peut être nul durant de longues périodes exemptes de pluies intenses. Ce torrent est bien sûr perdant par rapport à la nappe. La composante principale de l'écoulement sur le bassin du Torrent de Bonne est donc la composante souterraine.

Les calcaires carbonifères de la structure brachysynclinal de Modave agissent comme un ensemble hydrogéologique indépendant des bassins hydrographiques. Les limites hydrographiques des bassins ne correspondent pas à des crêtes de partages hydrogéologiques. Au Nord-Est du bassin du Torrent de Bonne, les deux minces synclinaux s'étirant au Nord-Est sont connectés au synclinal de Modave et l'eau souterraine qu'ils contiennent s'écoule vers le Sud-Ouest, vers le synclinal de Modave.

Au Sud du bassin, la nappe est divisée en deux ensembles hydrogéologiques. La partie de la nappe logée au sein du synclinal de Clavier ne communique pas avec la partie de la nappe du synclinal de Modave. L'anticlinal gréseux séparant les deux structures constitue une limite hydrogéologique. Même entre les localités de Clavier et des Avins, où la coalescence des formations calcaires est observée en surface, l'anticlinal gréseux est sub-affleurant et ne permet aucun échange d'eau souterraine entre les deux parties du bassin hydrogéologique.

La limite topographique Ouest du bassin du Torrent de Bonne est traversée par l'écoulement souterrain qui rejoint l'exutoire de la nappe. Cet exutoire est constitué par le Hoyoux avant qu'il ne soit canalisé et surtout par les galeries de VIVAQUA. Ces galeries interceptent la nappe avant qu'elle n'arrive au Hoyoux et prélèvent annuellement un volume de 23,5 millions de m³.

La direction générale de l'écoulement souterrain est orientée au Sud-Ouest. Le gradient selon lequel la nappe s'écoule varie suivant la zone du synclinal considérée. A l'amont du Torrent de Bonne, aux alentours de la localité de Terwagne, le gradient hydraulique est faible et ne dépasse pas 0.3 %. Plus à l'Ouest, vers le Hoyoux, le gradient augmente pour atteindre 1.8 % entre Modave et les captages de VIVAQUA.

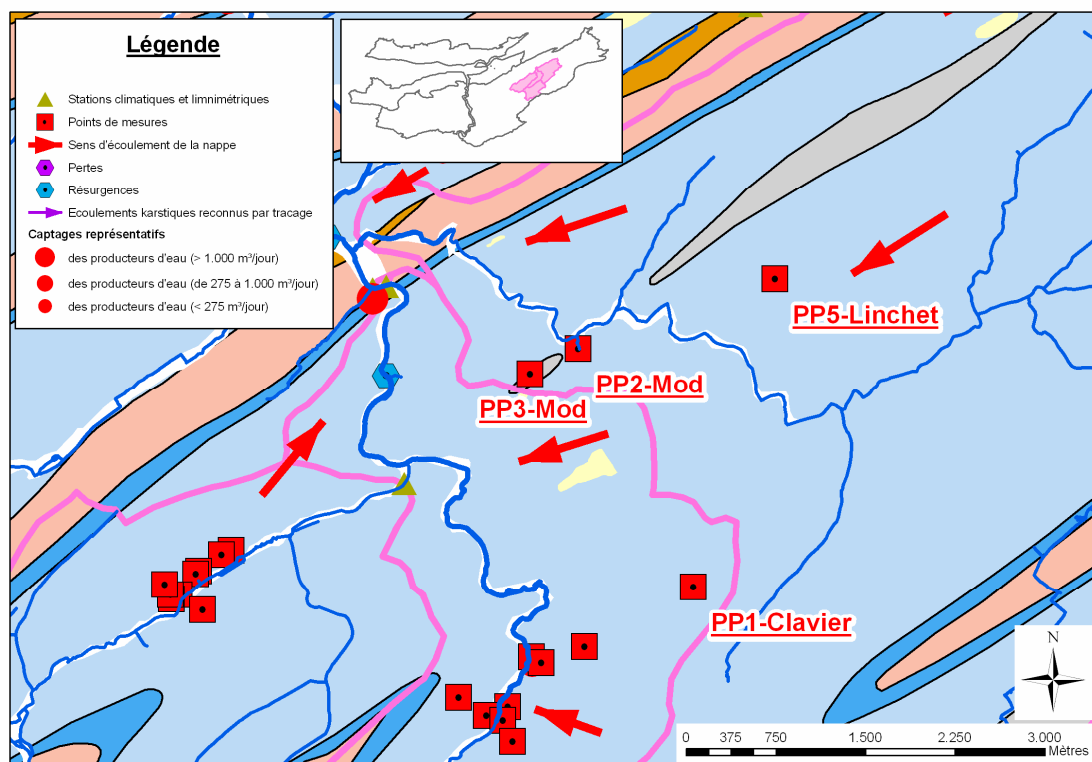


Figure 5.2-52 : Localisation des piézomètres du synclinal calcaire de Modave.

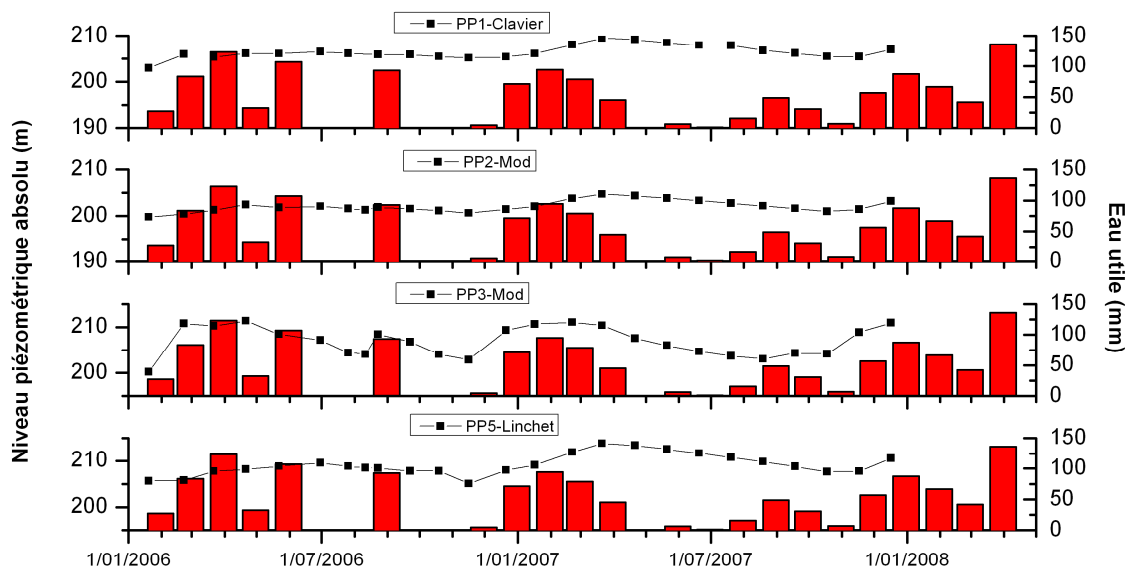


Figure 5.2-53 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal calcaire de Modave.

Les piézomètres PP1, PP2 et PP5 sont implantés dans les calcaires du Carbonifère. Les trois ouvrages dans les calcaires montrent des fluctuations annuelles de 5 à 8 mètres (Figure 5.2-53). Le niveau d'eau dans la nappe augmente continûment en hiver sous l'effet de la recharge puis diminue de jusqu'à l'hiver suivant. La différence de hauteur piézométrique est donc caractéristique des périodes de hautes et de basses eaux. PP2 et PP5 sont situés le long d'une même ligne d'écoulement de l'eau souterraine. PP5 montre des variations de niveau piézométrique de plus grande amplitude que PP2 car situé plus en amont par rapport au bassin hydrogéologique.

Au PP3, la nappe montre des fluctuations différentes car ce piézomètre est implanté dans les schistes du Houiller au cœur de la structure synclinale. Le niveau d'eau réagit rapidement à la recharge avec un niveau pouvant varier de près de 5 m lors d'un seul événement de recharge (précipitations). Annuellement le niveau d'eau dans la nappe peut varier de plus de 10 mètres et ce, sur un laps de temps court parfois inférieur à 1 mois. L'examen de la piézométrie en période de hautes eaux renseigne sur le comportement de la nappe du Houiller. En décembre 2006, la nappe réagit rapidement à la recharge avec une augmentation de 6.5 m du niveau piézométrique. Au cours de l'hiver 2006-2007, la recharge continue d'être importante mais le niveau d'eau ne monte plus. Cela est expliqué par le débordement de la nappe du Houiller qui alimente la nappe des calcaires du Viséen en période hautes eaux. Le trop plein de la nappe du Houillers est évacué et le niveau piézométrique ne monte plus.

5.2.14 Bassin du Néblon

Dans le bassin du Néblon, la partie centrale de la structure synclinale calcaire de Clavier-Ocquier est constituée d'une grande bande de calcaires du Viséen localement recouverte de schistes du Houiller. L'aquifère présent au sein de ces calcaires est continu sur une grande partie du bassin du Néblon.

Les piézomètres ayant fait l'objet d'un suivi mensuel sont tous implantés au dans la nappe des calcaires du Viséen. Dans la partie qui suit, ils sont présentés en fonction de leur répartition géographique. Le P2-NEB a été suivi avec un pas de temps horaire grâce à une sonde pressiométrique.

L'absence de réseau hydrographique bien développé sur les calcaires indique la prépondérance des écoulements souterrains. Les trois cours d'eau principaux sont le Néblon, le ruisseau d'Ocquier et le ruisseau d'Ouffet. Le Néblon et le ruisseau d'Ocquier sont drainants par rapport à la nappe alors que le ruisseau d'Ouffet est perdant et présente de nombreux phénomènes karstiques.

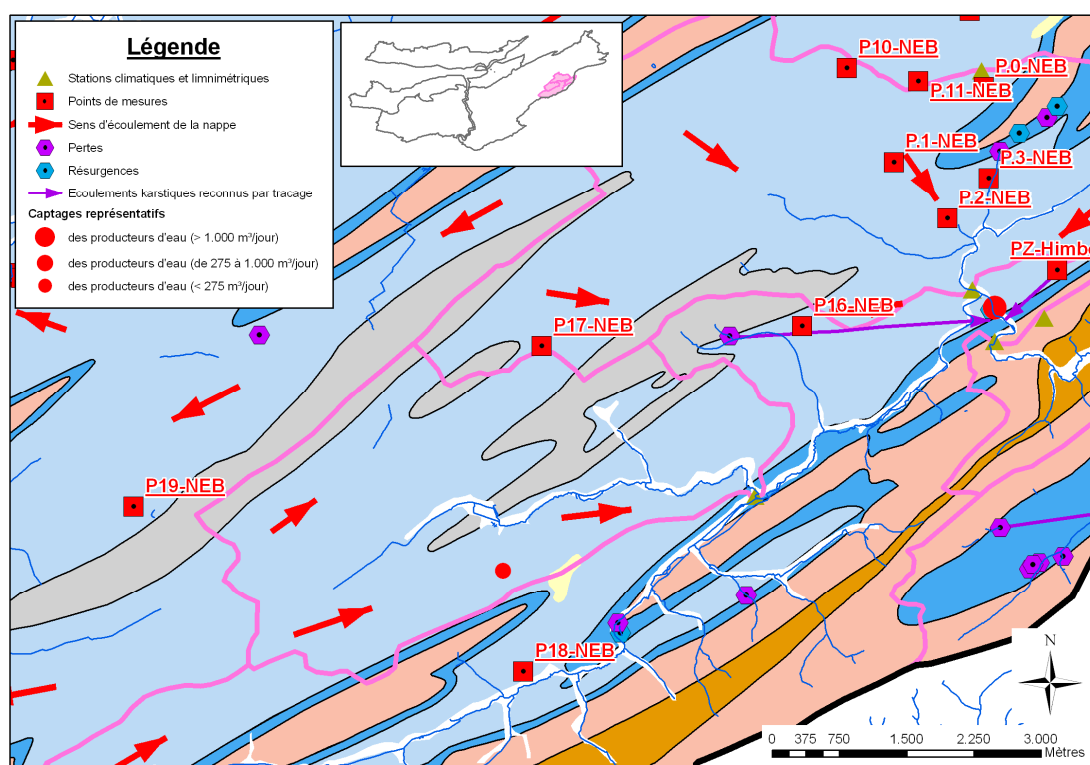


Figure 5.2-54 : Localisation des piézomètres du synclinal calcaire de Clavier-Ocquier.

Les limites hydrogéologiques du bassin du Néblon correspondent a priori aux limites hydrographiques, excepté dans la partie Ouest où un transfert d'eau souterraine semble avoir lieu en provenance de l'extrémité amont du bassin du Hoyoux et via les synclinaux calcaires (cf. 5.2.13.5). Par contre, entre les sous bassin des différents ruisseaux qui composent le bassin du Néblon, les limites hydrogéologiques sont quasi inexistantes. La limite hydrogéologique au Nord-Est du bassin semble se positionner selon la crête topographique joignant Ouffet à Warzée et cela tant sur base de la piézométrie locale et que sur les conclusions tirées lors du calcul des bilans hydrogéologiques (cf.3.14).

Les écoulements souterrains sont dirigés vers le Nord-Est dans la partie Ouest du bassin et vers le Sud-Ouest dans la partie Est. L'exutoire de la nappe est constitué du Néblon ainsi que des galeries de captages de la CILE qui interceptent l'eau souterraine avant sa sortie vers le Néblon.

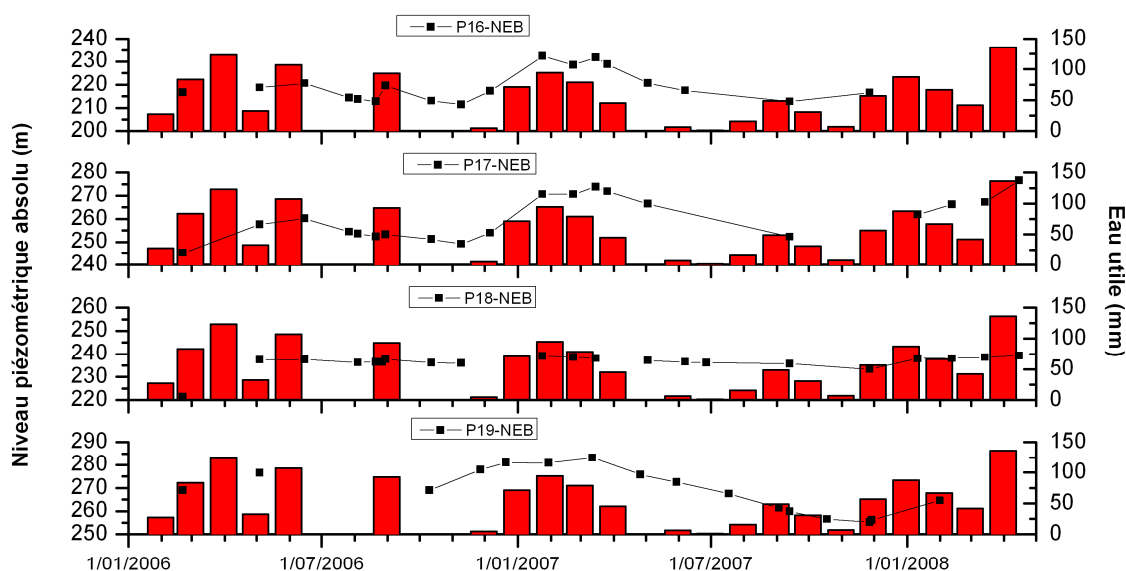


Figure 5.2-55 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal calcaire de Clavier-Occquier partie centrale.

Quatre piézomètres ont été suivis mensuellement dans la partie (Figure 5.2-55) Ouest et centrale du bassin versant du Néblon. Le niveau piézométrique de la nappe située au droit des ouvrages P16, P17 et P19 varie d'environ 30 m au cours d'une année. Cela est dû au fait qu'à ces endroits, la nappe est éloignée de tout exutoire de surface et que toute l'eau provenant des précipitations alimente directement l'aquifère étant donné l'absence de réseau hydrographique. Le niveau piézométrique s'élève rapidement suite à la recharge.

Le piézomètre P18 est situé à proximité du ruisseau de Chardeneux. L'amplitude des fluctuations des niveaux piézométriques est de 4 m par an. Cette faible amplitude comparée à ce qui est observé aux trois autres piézomètres de la zone est due à la position hydrogéologique du piézomètre. En effet à cet endroit, le niveau d'eau dans le ruisseau est en équilibre avec le niveau dans la nappe. Cela a pour effet de tamponner les variations de niveau piézométrique en servant d'exutoire à la nappe. Ces variations, mises en relation avec les valeurs mensuelles d'eau utile indiquent une réponse rapide de la nappe à la recharge.

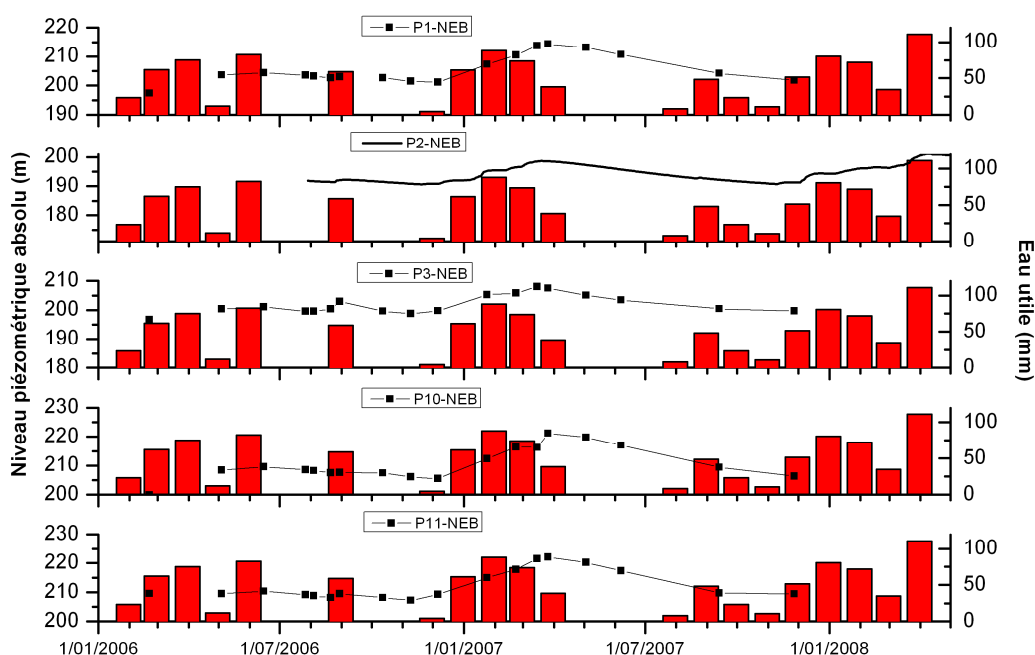


Figure 5.2-56 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal calcaire de Clavier-Occier extrême Nord-Ouest.

Les piézomètres repris à la (Figure 5.2-56) sont situés à l'extrême Est du bassin du Néblon, sur la crête hydrogéologique le séparant du bassin de l'Ourthe. La nappe à cet endroit s'écoule en direction des galeries de captage de la CILE avec un gradient piézométrique assez faible de 0.5 %.

Les variations de niveau piézométrique au droit des piézomètres P2 et P3 sont de 10 m par an. La montée du niveau d'eau est rapide par rapport à la recharge mais la décroissance est lente. Ceci explique que le niveau piézométrique maximum est atteint au mois de mars et d'avril, car l'eau qui recharge la nappe a le temps de s'y accumuler.

Les piézomètres P1, P10 et P11 montrent des fluctuations piézométriques pouvant s'élever à plus de 20 m au cours d'une année. Cette grande amplitude de variations est caractéristique des

piézomètres situés en tête de bassin, éloignés de tout exutoire de la nappe pouvant tamponner les variations du niveau d'eau.

5.2.15 *Bassin de l'Ourthe à l'aval du Néblon*

Le bassin de l'Ourthe en aval de la confluence avec le Néblon s'étend sur une grande superficie. Seule la partie du bassin versant comprise entre Comblain-au-Pont et Esneux est prise en compte dans le texte ci-dessous. Deux grands ensembles hydrogéologiques sont étudiés, à savoir : les grès du Famennien et les calcaires du Carbonifère.

Le suivi concerne un grand nombre de piézomètres, regroupés suivant leur localisation sur la rive droite ou sur la rive gauche de l'Ourthe.

Les limites hydrogéologiques du bassin de l'Ourthe en aval de la confluence avec le Néblon correspondent aux limites hydrographiques. En effet la plupart de ces limites se situent au droit de formations géologiques peu perméables définissant une limite infranchissable pour l'eau souterraine.

Tous les cours d'eau présents dans cette partie du bassin de l'Ourthe sont drainants par rapport à la nappe, à l'exception des ruisseaux courant sur les synclinaux calcaires d'Anthisnes et de Sprimont qui sont perdants.

5.2.15.1 *Synclinal calcaire d'Anthisnes*

Le synclinal d'Anthisnes est le plus large synclinal de calcaires carbonifères du bassin de l'Ourthe. L'Ourthe recoupe transversalement cette structure géologique au niveau de Comblain-au-Pont et constitue le niveau de base de la nappe. L'Ourthe étant encaissée, le niveau piézométrique dans les calcaires se trouve souvent à plus de 50 mètres sous la surface topographique.

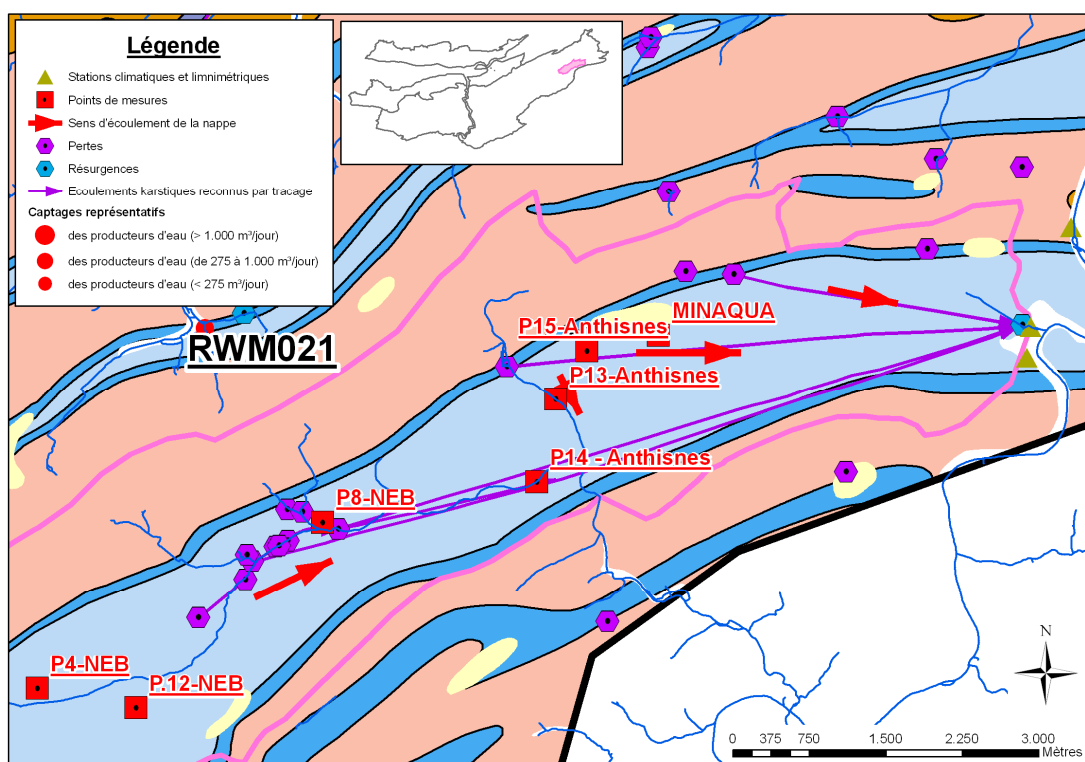


Figure 5.2-57 : Localisation des piézomètres situés dans le synclinal d'Anthisnes

Le bassin hydrographique limité à la résurgence de Comblain-au-Pont ne comprend théoriquement que la partie Est du synclinal et est limité à Anthisnes, la partie Ouest étant drainée par le ruisseau de Lizin. Toutefois, ce ruisseau est sec pendant la majeure partie de l'année. De plus une série de piézomètres installés à proximité de ce cours d'eau indiquent que le niveau piézométrique dans le synclinal calcaire se situe 10 à 70 m sous la surface du sol. L'examen des cotes piézométriques montre un gradient hydraulique nettement orienté d'Ouest en Est à travers tout le synclinal calcaire. Enfin des essais de traçage réalisés il y a plusieurs années ont permis de confirmer la connexion de l'Ouest du synclinal avec l'Est vers Comblain-au-Pont et ont mis en évidence un système karstique fonctionnel important. Ces données ont permis d'étendre les limites hydrogéologiques du bassin de la résurgence de Comblain au plateau calcaire vers l'Ouest jusqu'à la limite avec le bassin du Néblon.

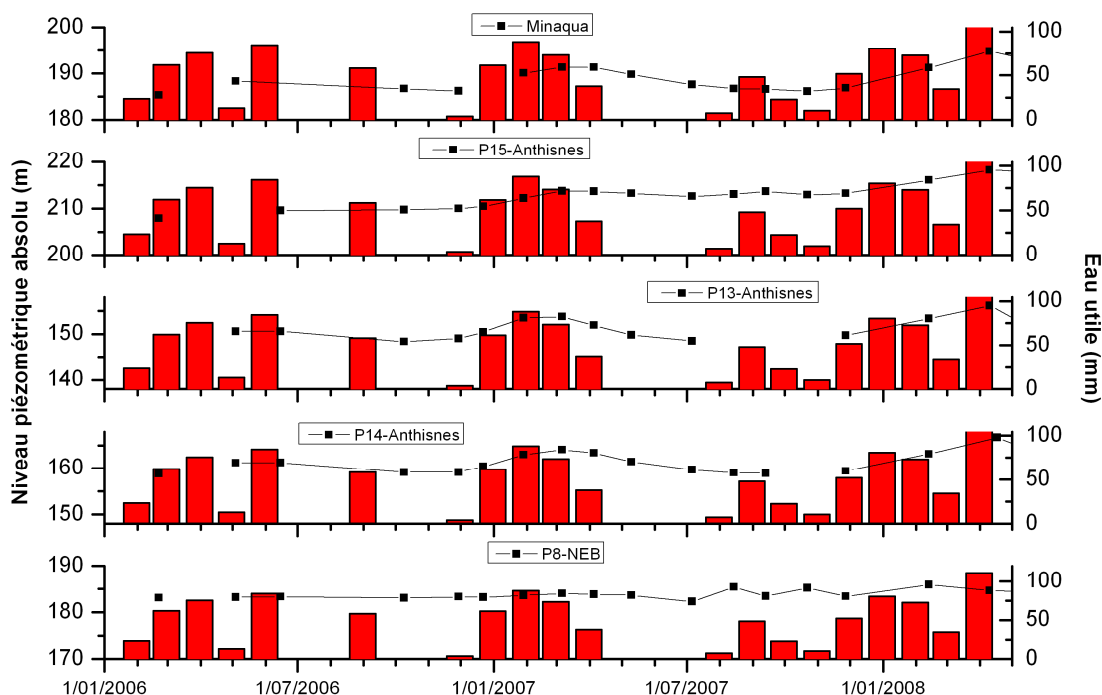


Figure 5.2-58 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans le synclinal d'Anthisnes.

La plupart des piézomètres existant sur le synclinal d'Anthisnes ont fait l'objet d'un suivi mensuel (Figure 5.2-58). Le puit Minaqua met en évidence des fluctuations annuelles des niveaux piézométriques de l'ordre de 5 m. La réaction à la recharge est rapide et progressive ce qui permet la distinction de niveaux piézométriques de hautes et basses eaux.

Les piézomètres P14 et P13 présentent des fluctuations de niveaux piézométriques similaires de 7 mètres annuellement. Une différence est toutefois notée entre les deux piézomètres au niveau du temps de réaction de la nappe à la recharge. Le P13 augmente rapidement mais diminue également rapidement après un épisode de recharge. Au P14, la décroissance du niveau est plus lente ce qui implique un maximum de niveau piézométrique un mois après celui observé au P13. Le P13 serait alors situé dans une zone à forte conductivité hydraulique, dans ce cas une zone karstique ce qui permet une réaction rapide à la recharge ainsi qu'une vidange rapide de la nappe.

Le niveau piézométrique du puit P15 est remarquablement haut par rapport aux ouvrages proches. En comparant avec le puits Minaqua et le piézomètre P13-Anthisnes, les gradients hydrauliques obtenus sont respectivement de 3 et 11 %. Ceci laisse supposer que ce puit est foré dans un compartiment plus ou moins indépendant du reste de l'aquifère calcaire. Le niveau

piézométrique de la nappe à cet endroit varie annuellement de 4 m et est directement influencé par la recharge.

Le piézomètre P8-Neb est situé à proximité du lit du ruisseau de Lizin. Comparé aux autres piézomètres, le niveau de la nappe au droit de cet ouvrage varie peu (< 1 m/an). Le ruisseau de Lizin ne constitue pas l'exutoire de la nappe à cet endroit car il s'agit d'une vallée sèche. Il ne peut donc pas jouer le rôle de tampon pour évacuer la quantité d'eau provenant des précipitations. En outre, le temps de réponse du niveau piézométrique à la pluie est très rapide. Il s'agit alors de considérer P8-Neb comme implanté au droit d'un conduit karstique en écoulement libre ce qui expliquera le comportement de la nappe. Néanmoins des hausses de niveau de 6 à 10 mètres ont déjà été observées par le passé. De telles hausses peuvent s'expliquer par une mise en charge totale des conduits karstiques qui mènerait à l'élévation du niveau dans les fines fractures parcourant le haut du conduit (CILE, INIEX, LGIH, 1989).

5.2.15.2 *Synclinaux calcaires en rive droite de l'Ourthe*

Le synclinal d'Anthisnes s'étend également sur la rive droite de l'Ourthe. Au Nord, le second synclinal est celui de Sprimont (Figure 5.2-59).

Le synclinal de Sprimont ne présente qu'un réseau hydrographique très limité. Les phénomènes karstiques sont fréquents sur ce synclinal et la quasi-totalité des précipitations tombées sur le synclinal calcaire s'infiltre. La nappe des calcaires carbonifères est délimitée par les formations gréseuses du Famennien définissant une limite hydrogéologique nette. Les eaux souterraines de la nappe ne résurgent qu'à un seul exutoire : la résurgence du Trou Bleu. L'écoulement souterrain est donc dirigé vers cet exutoire, vers l'Est, donc vers l'Ourthe.

La partie orientale du synclinal d'Anthisnes est drainée par l'Amblève. Cette rivière constitue le niveau de base local de l'aquifère des calcaires.

Seul deux piézomètres sont accessibles, un dans chaque synclinal, et ont fait l'objet de suivi piézométrique avec un pas de temps mensuel. Toutefois, la mesure du niveau d'eau n'a pas toujours été possible et n'en résulte qu'un suivi piézométrique fragmentaire non interprétable (Figure 5.2-60).

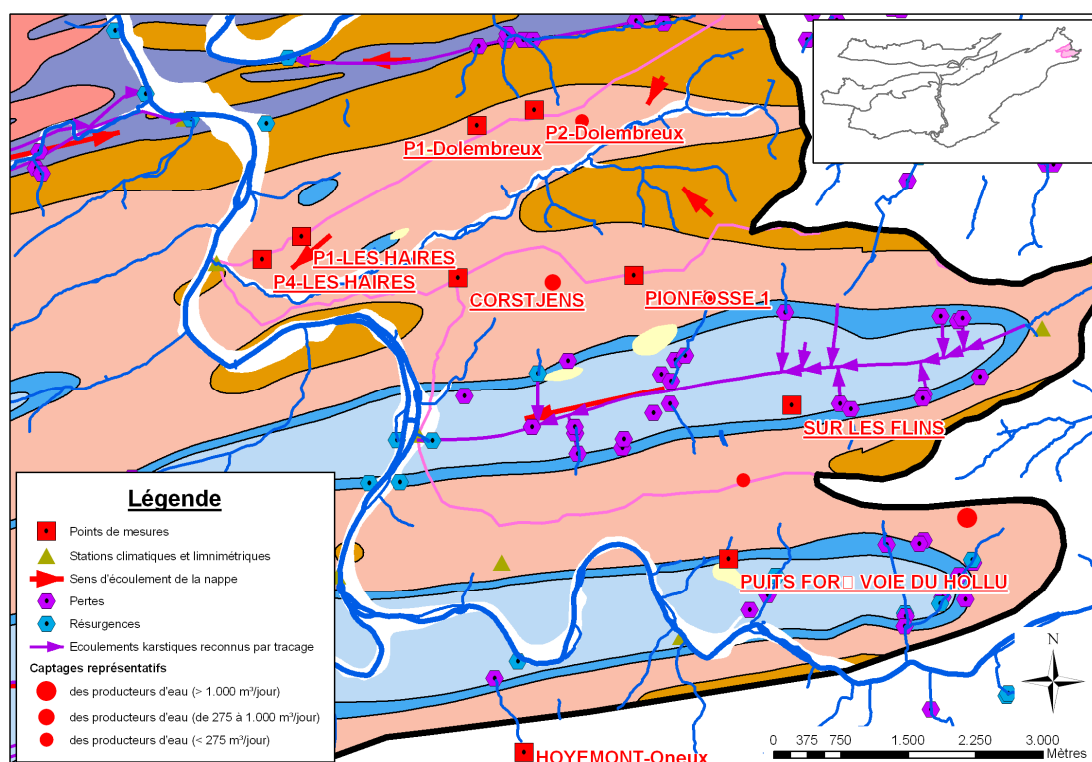


Figure 5.2-59 : Localisation des piézomètres du bord Est du bassin de l'Ourthe.

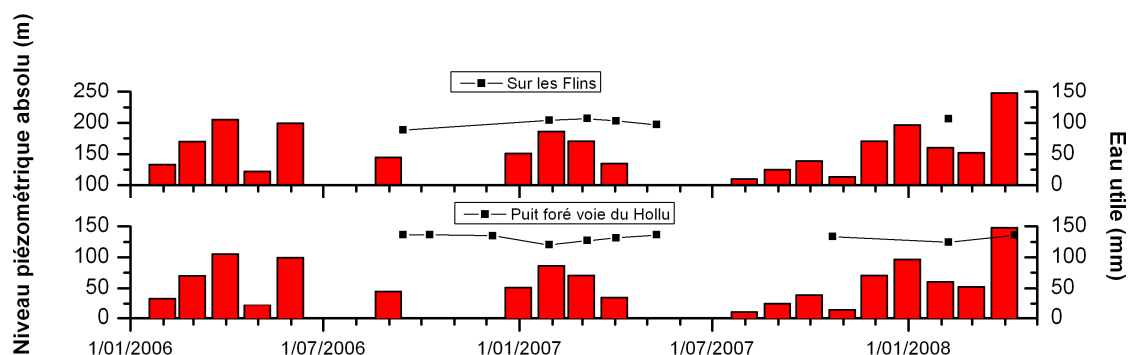


Figure 5.2-60 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans les synclinaux calcaires du bord Est du bassin de l'Ourthe.

Le puit de la Voie du Hollu montre des fluctuations piézométriques de 15 m au cours d'une année.

Le puit « Sur les Flins » est le seul puits accessible dans les calcaires du synclinal de Sprimont. Il présente des variations du niveau de la nappe de 20 m. La nappe à cet endroit semble réagir à la recharge avec un décalage de plusieurs mois laissant présager une faible conductivité

hydraulique des terrains de couverture. Toutefois, les lacunes dans les chroniques piézométriques excluent toute interprétation fiable.

5.2.15.3 Grès du bord Est du bassin de l'Ourthe

Les données piézométriques recueillies au droit de l'aquifère des grès du Famennien en rive droite de l'Ourthe ont permis de préciser le sens des écoulements souterrain qui se font préférentiellement suivant l'axe des structures plissées, vers l'Est donc vers l'Ourthe. Le réseau hydrographique de surface étant drainants sur les grès, il sert d'exutoire à la nappe logée au sein du manteau d'altération des formations Famenien. La nappe peut aussi déborder au contact avec les schistes imperméables de la formation de Pont d'Arcole et alors rejoindre les calcaires dont les niveaux piézométriques sont inférieurs à ceux des grès (Figure 5.2-59).

Les limites hydrogéologiques des bassins correspondent aux limites topographiques.

Les puits Dolembreux P2 et Haires P1 montrent des variations de niveau de la nappe très similaires (Figure 5.2-61). Ces variations ont une amplitude de 2 mètres maximum au cours d'une année. Dolembreux P2 est situé à proximité d'un captage de la SWDE sollicitant l'aquifère gréseux à raison de 70 000 m³/an. La présence de ce captage provoque un rabattement important de la nappe et induit un effet tampon qui réduit les fluctuations du niveau piézométrique aux alentours. Les faibles variations de hauteur de la nappe au droit de l'ouvrage Haire P1 sont à liées la situation de l'ouvrage très en aval du bassin de la Haze, exutoire de la nappe.

Le puit Pionfosse 1 est situé en tête de bassin, sur la limite séparant le bassin de la Haze et celui du Trou Bleu. Des fluctuations de la cote piézométrique de 5 mètres en un an sont dues à cette position en tête de bassin.

Le piézomètre Hoyemont-Oneux est situé entre l'Amblève et le ruisseau de Boé dans les grès du Famennien. Les variations des niveaux piézométriques sont rapides par rapport à la recharge en ce qui concerne l'élévation et la baisse de niveau d'eau. Toute hausse de niveau piézométrique semble être rapidement distribuée aux cours d'eau drainants qui jouxtent la nappe à cet endroit. La hauteur de la nappe varie annuellement de 3 mètres.

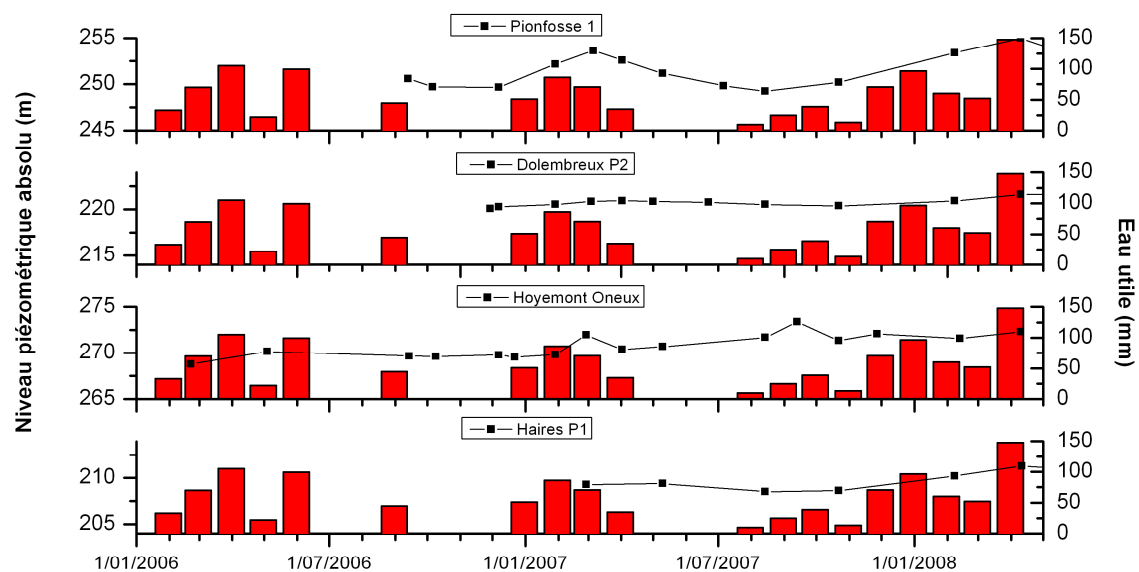


Figure 5.2-61 : Mise en relation des variations piézométriques mesurées avec l'eau utile mensuelle calculée pour les piézomètres situés dans les grès du bord Est du bassin de l'Ourthe

5.3 Fonctionnement hydrodynamique de la masse d'eau

Le principal objectif de ce rapport est de présenter le fonctionnement hydrodynamique de la masse d'eau souterraine RWM021. Dans les parties précédentes, les sens d'écoulements et la réactivité de nappes ont été déterminés localement grâce, notamment, à l'interprétation des profils piézométriques, tandis que l'analyse des bilans hydrologique ont permis d'émettre des hypothèses quant aux échanges entre les différents bassins versants. Ce chapitre a pour but de présenter le parcours typique des eaux souterraines au travers des principaux aquifères de la masse d'eau. Ensuite, les principaux flux d'eau souterraine mis en évidence par l'étude seront d'extrapolés à plus grande échelle afin de présenter un modèle simplifié de l'hydrodynamique globale de la masse d'eau.

Le substrat géologique de la masse d'eau RWM021 correspond, de manière générale, à une succession de synclinaux calcaires et d'anticlinaux gréseux orientés Ouest - Est, en rive gauche de la Meuse, et Sud-Ouest-Nord-Est en rive droite (Figure 5.3-1). L'érosion différentielle de ces roches a créé un relief alternant des crêtes gréseuses (les Tiges) et des vallées calcaires (les Chavées). Les écoulements souterrains au sein des aquifères des grès famenniens sont orientés vers les dépressions et donc vers les calcaires carbonifères, et ce transversalement aux formations géologiques. La base des formations carbonifères présente des niveaux peu perméables (shales de la Formation du Pont d'Arcole et calcschistes de la Formation de Maurenne). Ces niveaux sont responsables de l'apparition d'alignements de sources sur les flancs des vallées, au contact entre les formations fameniennes et carbonifères. Ces sources alimentent de nombreux ruisseaux qui se perdent fréquemment au sein des calcaires carbonifères. Le centre des synclinaux est généralement occupé par un cours d'eau plus important qui collecte les eaux provenant de ces ruisseaux ou de leur écoulement souterrain. La Figure 5.3-2 illustre de manière schématique les interactions hydrodynamiques entre les différentes unités hydrogéologiques du Condroz.

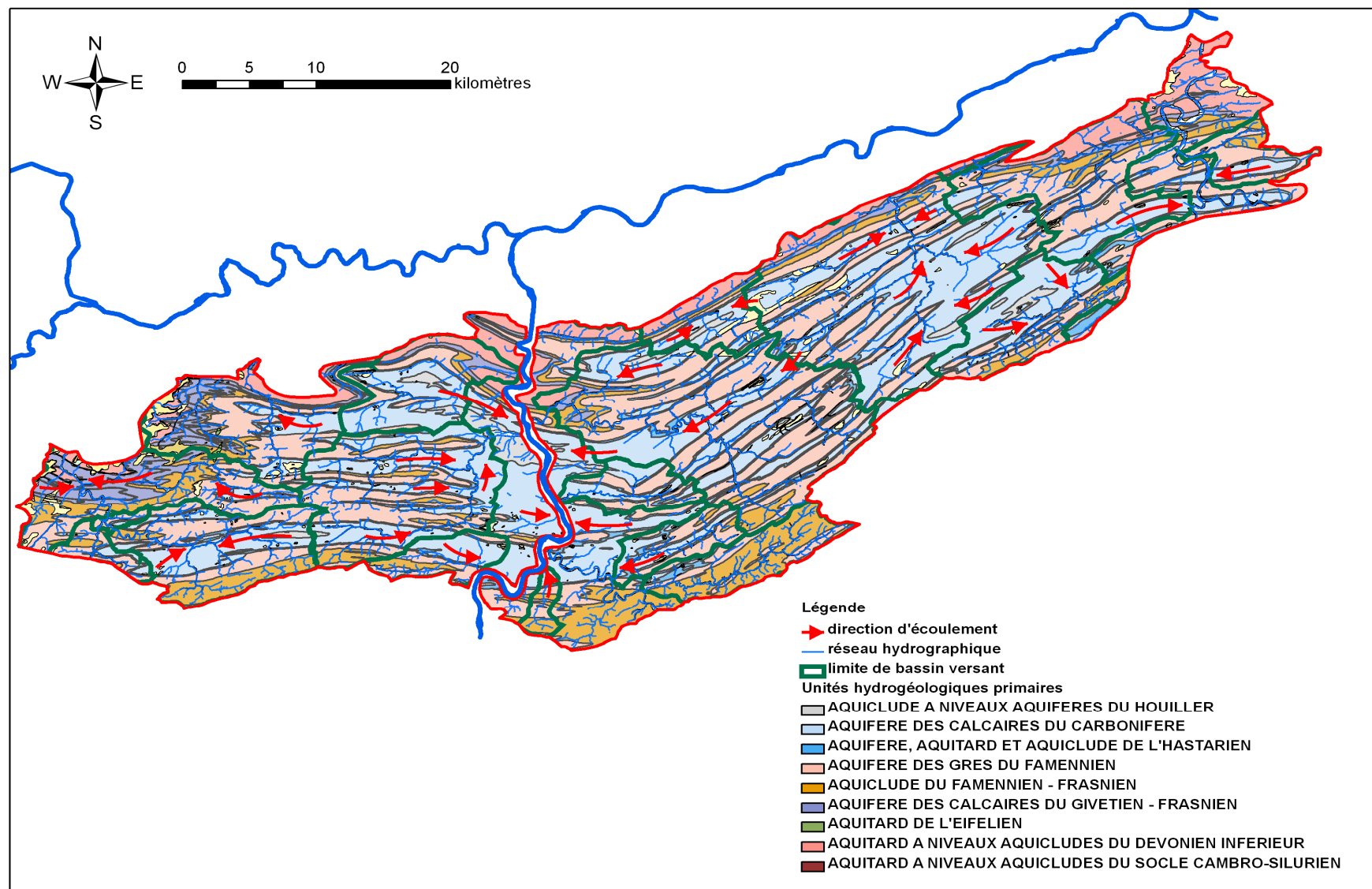


Figure 5.3-1. Hydrodynamique des nappes aquifères de la masse d'eau RWM021

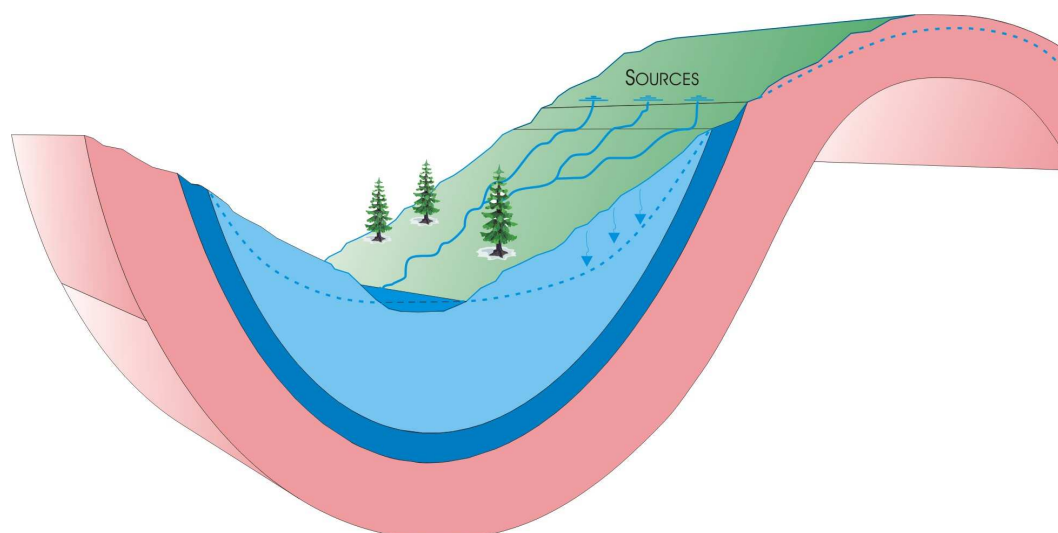


Figure 5.3-2. Schéma synthétique de l'hydrodynamique typique « condruzienne » des eaux souterraines et de surface dans la RWM021. En bleu clair : aquifère des calcaires du Carbonifère ; en rose : aquifère des grès du Famennien ; en bleu foncé : aquifère à niveaux aquicludes (Formation de Maurenne et du Pont d'Arcole) des calcaires de l'Hastarien

Les directions d'écoulements souterrains majeurs de la masse d'eau sont orientées parallèlement à l'orientation des structures géologiques (stratification et plis), c'est à dire E-O en rive gauche de la Meuse, et E-O à NE-SO en rive droite. A échelle plus locale, les sens d'écoulements peuvent être plus diffus : dans l'aquifère des grès famenniens, l'écoulement de la nappe s'effectue conformément au relief de l'aquifère (perpendiculairement aux courbes de niveaux) et prend, par conséquent, l'orientation N-S. Les crêtes gréseuses constituent d'ailleurs généralement les limites hydrographique et hydrogéologique des bassins. En tête de bassin, les limites hydrographiques recoupent perpendiculairement l'axe des synclinaux calcaires carbonifères ce qui autorise, a certains endroit, des décalages entre limites hydrogéologiques et hydrographique. Seuls des séries de piézomètres permettraient de localiser précisément les limites hydrographiques entre bassins annexes.

Dans la partie centrale, la Meuse impose le niveau piézométrique de base pour toute la région située, grossièrement, entre Mettet et Havelange. La cote altimétrique de la Meuse par rapport aux plateaux adjacents est faible du au fort encaissement du bassin. Il en résulte que le niveau de base piézométrique est très bas par rapport à l'altitude moyenne des bassins versants des affluents. Ceci a provoqué, outre un fort rabattement des nappes au droit des calcaires carbonifères, le développement de plusieurs réseaux karstiques à gradients hydrauliques importants, ainsi que des pertes en eau souterraines de ces bassins versants au profit du bassin direct de la Meuse. Cependant,

les résultats des bilans hydrologiques calculés sur ces bassins ne laissent pas transparaître de comportements clairement déficitaires, même si les termes de bouclage sont fréquemment positifs. Seuls les bassins du Burnot et, dans une moindre mesure, le bassin du Bocq présentent des déficits d'écoulements significatifs.

Dans la partie Est de la RWM021, le substrat géologique garde les mêmes caractéristiques que dans le reste de la masse d'eau à savoir une succession d'anticlinaux gréseux et de synclinaux calcaires définissant des tiges et des chavées. Les limites des bassins hydrogéologiques correspondent approximativement aux limites de bassins hydrologiques. Un léger décalage est toutefois noté entre le bassin du Hoyoux et celui du Samson. La crête hydrogéologique est vraisemblablement située à l'intérieur du bassin du Hoyoux, ce qui induit un transfert d'eau en direction du Sud-ouest vers le bassin du Samson. Ces pertes ne sont cependant pas quantifiables et non-significatives à l'échelle du bassin versant (car non reflétées dans le bilan hydrologique du bassin versant total). A l'intérieur de ces bassins, les transferts entre sous bassins peuvent être très importants comme entre le bassin versant du Torrent de Bonne et le Hoyoux ainsi qu'entre les bassins versants du ruisseau d'Ocquier et du ruisseau d'Ouffet vers le Néblon. Les volumes d'eau échangés annuellement peuvent alors atteindre 20 millions de mètres cubes.

A l'Ouest, les écoulements majeurs sont dirigés principalement vers l'Eau d'Heure. Le sous-sol est aussi constitué, en partie, d'une succession d'anticlinaux gréseux et de synclinaux calcaires. Le comportement hydrodynamique y est équivalent au schéma classique condruzien rencontré dans l'ensemble de la masse d'eau. L'extrême Ouest se différencie par une modification de la structure et de la nature géologique. Les calcaires givetien-frasnien y affleurent plus abondamment dû à un soulèvement tectonique. Ils forment des synclinaux interconnectés entre eux. En général, les cours d'eau principaux traversent ces synclinaux perpendiculairement à l'orientation des couches. Les écoulements souterrains se font parallèlement à la direction des couches.

Si d'importants transferts d'eau souterrains ont été mis en évidence, ils n'ont lieu qu'à échelle locale, au sein même d'une zone de drainage (ou entité hydrographique). La Figure 5.3-3 représente les axes de drainages principaux, logiquement orientés N-S, de la masse d'eau, ainsi que les principaux transferts mis en évidence par le projet Synclin'eau et explicités ci-dessus. Nous constatons que les flux entre les différentes entités hydrographiques sont faibles ou inexistantes, malgré la structure géologique favorable aux échanges interbassins de la masse d'eau.

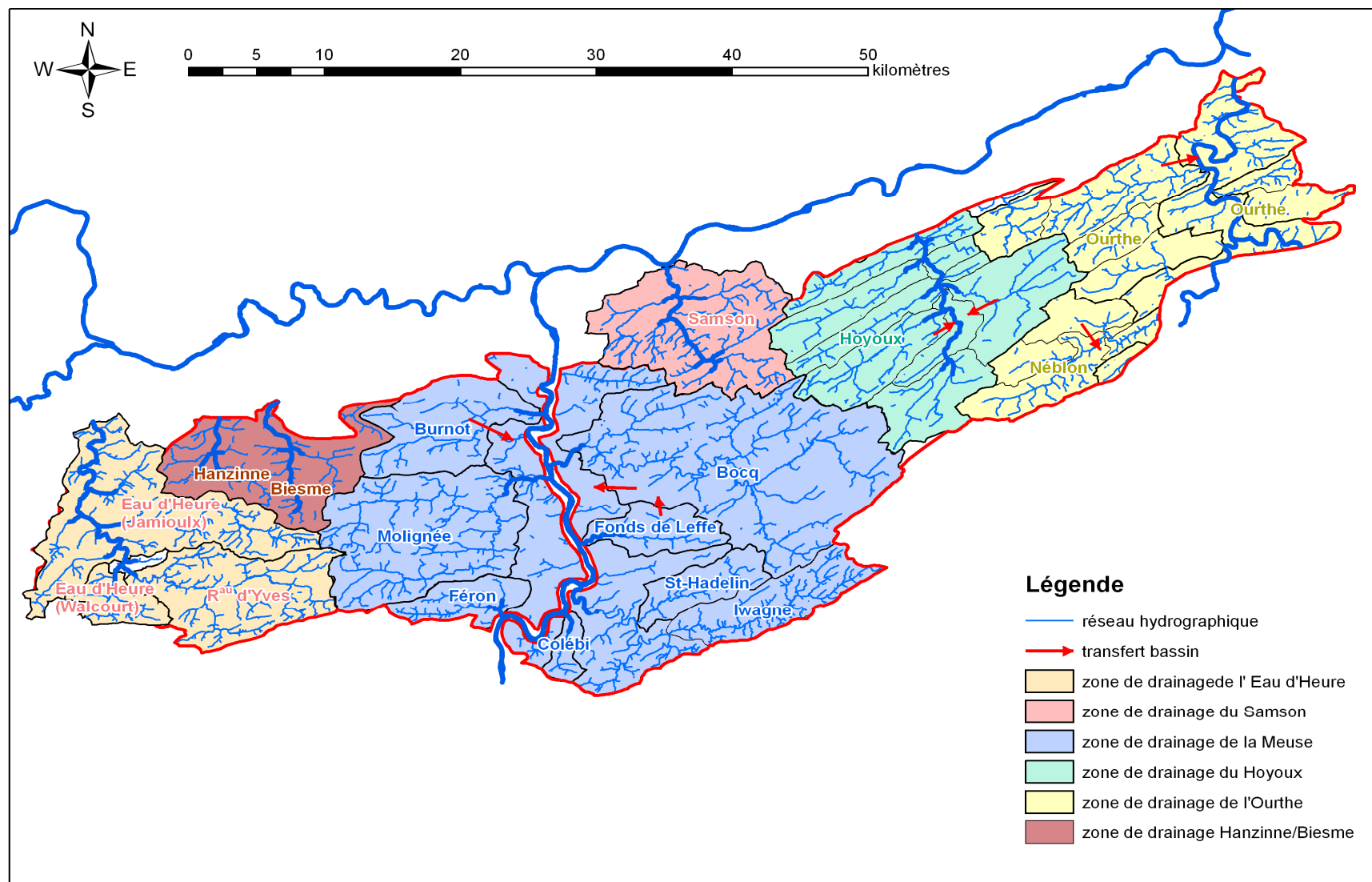


Figure 5.3-3. Zones de drainage N-S de la masse d'eau souterraine RWM021

6 **Conclusions**

La masse d'eau RWM021 est une entité constituée d'une succession de formations géologiques hétérogènes (calcaires, grès, shales) générant une juxtaposition d'aquifères, d'aquitards et d'aquicludes. Par leur contexte géologique et structural, ces unités présentent une continuité d'orientation Ouest-Est en rive gauche de la Meuse et Nord-Est – Sud-Ouest en rive droite. Elles sont drainées par 7 vallées majeures orientées Sud – Nord. D'Ouest en Est, il s'agit de l'Eau d'Heure, L'Hanzinne, la Biesme, la Meuse, le Samson, le Hoyoux et l'Ourthe. De nombreux affluents viennent s'y déverser. Ils consistent un réseau hydrographique dense, d'orientation Ouest-Est dans la partie occidentale de la masse d'eau ou Nord-Est – Sud-Ouest dans la partie orientale, soit une orientation généralement conforme à celle des formations géologiques.

Les résultats et interprétations des mesures expérimentales réalisées dans le cadre du projet Synclin'EAU ont notamment permis d'estimer les ressources en eau souterraine et de préciser les caractéristiques hydrauliques de la masse d'eau RWM021. Ces mesures ont consisté en :

- La collecte de données météorologiques (précipitations, températures) auprès de l'IRM et du SETHY ;
- La collecte de données relatives aux débits de différents cours d'eau mesurés au droit de 13 stations de jaugeage gérées par le SETHY ou la DGRNE ;
- Un inventaire des données hydrogéologiques compilées dans la banque de données BD-Hydro.
- La mise en place et la gestion durant deux ans de 28 stations de jaugeage localisées dans la RWM021, au droit de seuils hydrogéologiques ;
- Le suivi piézométrique, durant deux ans, des aquifères à partir d'un réseau de 141 piézomètres ;

Les données récoltées ont permis :

- De calculer l'eau utile selon un pas de temps mensuel, selon la méthode modifiée de Thornthwaite, à l'aide du logiciel « WaterBudget » développé par le département ArGEnCo de l'ULg ;
- de calculer 13 bilans hydrogéologiques dits « historiques » sur des périodes s'étalant de 5 à 38 ans ;
- de calculer 28 bilans hydrogéologiques s'étendant sur une à deux années hydrogéologiques et ce pour des bassins versants caractéristiques de la masse d'eau ;
- d'estimer, par différentes méthodes, les débits de base de rivières caractéristiques ;
- Préciser l'amplitude et la dynamique des fluctuations piézométriques saisonnières de la masse d'eau ;
- d'évaluer, par une approche mathématique à confirmer expérimentalement, le coefficient d'infiltration des différentes unités hydrogéologiques ;
- de définir les grands principes du fonctionnement hydrodynamique des aquifères de la masse d'eau souterraine RWM021.

6.1 Bilans hydrologiques

Le calcul de bilans hydrogéologiques sur les bassins hydrographiques de la masse d'eau souterraine RWM021 a permis de caractériser les quantités d'eau en jeu dans leurs cycles hydriques.

Les précipitations annuelles sur l'ensemble de la masse d'eau RWM021 varient entre 550 et 1150 mm entre 1970 et 2008. L'évapotranspiration est le terme le plus important du bilan car elle retourne près de 60% de l'eau à l'atmosphère, laissant au bassin 40% pour le ruissellement et l'infiltration (« eau utile »). De mai à septembre, l'évapotranspiration potentielle est supérieure aux précipitations suite aux fortes températures et à la présence d'une végétation en pleine croissance. La disponibilité en « eau utile » se limite à la période automne – hiver (soit d'octobre à avril). C'est durant cette période que les nappes sont rechargées et que le ruissellement est observé. De mai à septembre, le débit des rivières (écoulement de base) est principalement assuré par la vidange des nappes lorsque ces dernières sont drainées par les cours d'eau. Notons que certains événements tels que des orages ou des mois d'été particulièrement pluvieux peuvent générer, de manière sporadique, du ruissellement.

L'écoulement total, qui comprend le ruissellement et l'écoulement de base, représente, selon la nature plus ou moins perméable du substratum, de l'occupation du sol, de la géomorphologie, ... 15 à 30% des précipitations annuelles.

Les bilans, calculés sur base d'années calendaires et sans tenir compte des variations des réserves des aquifères, montrent généralement des termes de fermeture positifs (déficit d'écoulement à l'exutoire du bassin) durant les années présentant de grande quantité d'eau utile, à l'inverse, les périodes caractérisées par de plus faibles quantités d'eau utile montrent des termes de fermeture négatifs (excès d'écoulement à l'exutoire du bassin). Ces observations montrent très clairement l'importance que jouent les aquifères en terme d'amortissement des précipitations : stockage d'eau durant les années pluvieuses, et déstockage lors des années plus sèches, assurant d'une part un débit de base minimum et amortissant d'autre part les crues.

Si une bonne gestion des ressources en eau doit avant tout se faire sur base pluri-annuelle, il n'en demeure pas moins que l'estimation des variations annuelles de la réserve des aquifères est un facteur qui doit systématiquement être intégré dans cette gestion. Le calcul de ces variations de réserve se fait principalement à partir du calcul de l'écoulement de base, d'où la nécessité de la mise en place de stations de jaugeage sur les principaux cours d'eau, au niveau des seuils hydrogéologiques. Un suivi piézométrique est également nécessaire.

Malgré la continuité Ouest-Est des aquifères, le calcul des bilans hydrogéologiques n'a pas mis clairement en évidence des transferts d'eau important entre les grandes entités hydrographiques de la masse d'eau souterraine RWM021. Néanmoins, au sein d'une même entité, des transferts importants peuvent avoir lieu. A l'Ouest de la RWM021, l'hypothèse selon laquelle les synclinaux calcaires du Carbonifère drainent les eaux des bassins versants en direction de la Meuse semble être vérifiée notamment pour le bassin du Burnot. Cette hypothèse est également d'application pour les bassins situés en rive droite de la Meuse comme les bassins des Fonds de Leffe et celui de Bocq. Plus localement encore, des transferts ont lieu à l'intérieur des bassins, c'est-à-dire à l'échelle des sous-bassins. C'est le cas entre le bassin du Torrent de Bonne et le bassin du Hoyoux en amont de Modave ainsi qu'à l'intérieur du bassin du Néblon où les flux d'eau souterraine se propagent des bassins du ruisseau d'Ouffet et du ruisseau d'Ocquier en direction du Néblon situé en aval hydrogéologique.

Certains transferts continuent toutefois à prêter matière à discussion. En effet les termes de bouclages des bilans étant faibles, les transferts mis en évidence peuvent être sur- ou sous-estimés. C'est le cas pour le transfert d'eau entre le bassin du Hoyoux et le bassin du Bocq. Un flux d'eau souterraine est soupçonné au travers du synclinal calcaire de Vyle. Même si la direction de cet écoulement est confirmée, l'importance de ce transfert du point de vue quantitatif reste délicate à préciser.

6.2 Estimation des ressources renouvelables

Une méthode « exploratrice » visant à estimer les ressources renouvelables de la masse d'eau a été développée dans le cadre du projet Synclin'EAU. A partir de données acquises lors de l'étude des bilans, la méthode tente d'établir des coefficients d'infiltration globaux propres aux unités hydrogéologiques pour l'ensemble de la masse d'eau. Ces coefficients d'infiltration sont ensuite utilisés pour estimer les ressources renouvelables à l'échelle de la masse d'eau.

Les difficultés rencontrées lors de la mise en œuvre de cette approche indiquent l'inhomogénéité des coefficients d'infiltration à l'échelle de la masse d'eau, d'autres facteurs que le substratum conditionnant l'infiltration, par exemple la topographie ou l'occupation du sol. De ce fait l'application de la méthode reste affectée par une incertitude importante, l'estimation fournie étant accompagnée d'une marge d'imprécision assez importante (un intervalle d'incertitude de 37% autour de l'estimation a été défini). Pour la masse d'eau RWM021, l'estimation des ressources renouvelables est de 406 (+/- 150) millions de m³ par an.

Une analyse des ressources renouvelables engendrées par unité hydrogéologique a permis de mettre en évidence certaines tendances. Suivant cette analyse, les calcaires carbonifères sont les

plus productifs (41% des ressources renouvelables totales) et les plus exploités, 60% des ressources renouvelables sont prélevées selon le scénario le plus pessimiste (scénario dans lequel on considère l'estimation des ressources renouvelables – 37%). Les grès du Famennien, qui engendrent 35% des ressources renouvelables totales, sont largement sous-exploités au vu des 4% des ressources renouvelables prélevées selon le scénario le plus pessimiste. Cette différence est due au fait d'une part que les puits d'exploitation ne sont pas rentables dans les grès, les caractéristiques hydrodynamiques de ces aquifères n'étant pas aussi propices, d'autre part que les eaux souterraines logées dans les formations gréseuses sont nettement plus vulnérables aux pollutions.

6.3 Caractéristiques hydrauliques des formations aquifères

Afin de représenter au mieux les propriétés hydrauliques des principales unités hydrogéologiques de la masse d'eau, une synthèse des données relatives aux paramètres hydrauliques des principales unités hydrogéologiques (conductivité hydraulique, transmissivité, dispersivité longitudinale) a été réalisée sur base d'informations provenant d'études antérieures, mais également sur base de données récoltées dans le cadre du projet.

Les grandes unités hydrogéologiques ont pu être différenciées sur base de leurs paramètres d'écoulement. La grande variabilité des valeurs de perméabilité (gammes de valeurs allant de $4,0 \times 10^{-10}$ à $2,55 \times 10^{-3}$ m/s), caractéristiques des aquifères de fissures, est mise en évidence pour les aquifères calcaires. Une variabilité plus faible est observée dans les formations terrigènes, ce qui s'explique essentiellement par l'absence de phénomènes de karstification. L'aquiclude des shales du Frasnien-Famennien et l'aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien inférieur présentent des perméabilités significativement plus faibles. Parmi les aquifères, aucune unité ne se démarque significativement des autres en terme de perméabilité moyenne. Toutefois, un nombre plus élevé d'échantillons serait nécessaire afin de mieux représenter statistiquement les unités hydrogéologiques sous-échantillonnées.

La réalisation d'essais de traçage dans le cadre de ce projet avait deux objectifs : 1) l'étude des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines de plusieurs systèmes karstiques, 2) la caractérisation des différentes unités hydrogéologiques à partir de leur paramètres de transport. En ce qui concerne ce dernier point, peu de conclusions peuvent être avancées, si ce n'est que la haute variabilité des valeurs de dispersivité longitudinale observé dans les calcaires démontre que chaque réseau karstique a ses propres propriétés. Néanmoins, les valeurs de dispersivité restent généralement faible (<15m).

6.4 Piézométrie de la masse d'eau.

Dans le cadre du projet, 141 piézomètres ont été suivis mensuellement. Certains, équipés de sondes automatiques, ont enregistré les variations piézométriques selon un pas de temps de 15 minutes. Les piézomètres ont été sélectionnés en fonction de divers critères : situation au droit d'un aquifère (grès et calcaires) ; accessibilité, profondeur, localisation en tête de bassin ou à l'exutoire, ... Le suivi piézométrique a eu pour objectif de préciser l'hydrodynamisme des aquifères et, accessoirement, de confirmer les termes du bilan. L'importance de ces suivis a été notamment démontrée lors du calcul des bilans. Malgré le grand nombre de piézomètres, la faible densité du réseau et l'hétérogénéité du substrat géologique ont fait qu'il n'a pas été possible de dresser des cartes piézométriques.

Durant la période d'observations les niveaux piézométriques dans la RWM021 ont fluctué de manière saisonnière avec une amplitude atteignant localement plus de 25 m. Certains piézomètres présentent des niveaux piézométriques extrêmement stables. Les fluctuations sont d'autant plus fortes que les piézomètres se situent en tête de bassin versant et dans des aquifères de forte conductivité hydraulique (aquifère des calcaires carbonifères). Dans les grès, au droit des crêtes topographiques, l'amplitude des fluctuations est de l'ordre d'une dizaine de mètres. L'amplitude des fluctuations piézométriques saisonnières augmente avec l'éloignement du piézomètre par rapport au niveau de base régional imposé par les rivières drainantes. Le suivi de l'évolution quantitative des nappes doit donc se faire préférentiellement à partir de piézomètres localisés en tête de bassin versant.

6.5 Fonctionnement hydrodynamique de la masse d'eau

L'interprétation des profils piézométriques et l'analyse des bilans hydrogéologiques ont permis de déterminer les principaux sens d'écoulements souterrains de la masse d'eau RWM021. A échelle locale, ces écoulements sont orientés Nord-Sud, suivant la topographie, dans les aquifères des grès du Fammenien. L'eau quitte les crêtes gréseuses par débordement latéral au contact avec les formations imperméables de l'Hastarien. Ces eaux se déversent ensuite dans les synclinaux de calcaires carbonifères, qui, de part leur caractère nettement plus perméable, jouent le rôle de drains, amenant ainsi la quasi totalité des eaux souterraines et de surface vers les principaux cours d'eau de la masse d'eau (i.e. Meuse, Hoyoux, Ourthe, Eau d'Heure, Biesme, Hanzinne et Samson).

Les écoulements au sein des synclinaux calcaires sont orientés parallèlement à l'orientation des structures géologiques (stratification et plis), c'est à dire Est-Ouest en rive gauche de la Meuse, et Est-Ouest à Nord-Est – Sud-Ouest en rive droite (cf Figure 5.3-1. Hydrodynamique des nappes aquifères de la masse d'eau RWM021. Les crêtes gréseuses constituent généralement des limites

hydrographiques et hydrogéologiques des bassins. Aux endroits où les limites hydrographiques recoupent perpendiculairement l'axe des synclinaux calcaires, des décalages entre limites hydrogéologiques et hydrographiques sont possibles. Malgré cette continuité Ouest-Est des aquifères calcaires, le résultat des bilans hydrologiques et les mesures piézométriques n'ont pas clairement mis en évidence des transferts d'eau importants entre les grandes entités hydrographiques de la masse d'eau souterraine RWM021 (cf Figure 5.3-3, page 222).

Bibliographie

Castany, 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie, Dunod, Paris, 236.

De Schepper, 2007, Caractérisation hydrogéologique d'écoulements karstiques au sein de la Formation de Waulsort., Mémoire de fin d'études, Université libre de Bruxelles, 152.

Hallet V., 1984. Etude hydrogéologiques de la région de Celles (Houyet), Mémoire de fin d'études, Université de Liège, 128.

Helsel, D.R., and Hirsch, R.M., 1992, Statistical methods in water resources : Amsterdam, Pays-Bas, Elsevier, pp 529.

Rapport INIEX-CILE-LGIH, 1898, Etude de l'influence des sources de pollution sur l'exploitabilité du potentiel aquifère du synclinal de Comblain-au-Pont-Anthisnes, Ministère de la Région wallonne.

Michel G., 2002, Apport des tracages dans l'établissement des zones de surveillance des captages en milieu karstique : le cas de Hastière, province de Namur in : Actes des Journées de Spéléologie Scientifique Han-sur-Lesse 1997-2000, Verheyden S. & Bernard C., Serv. Géol. Belg., Prof. Pap., 295, 54-61.

Verbovsec & Veselic, 2008, Factors influencing the hydraulic properties of wells in dolomite aquifers of Slovenia, Hydrogeology Journal 16, 779–795.

Wojciech R, 2007, EU water framework directive versus real needs of groundwater management, Water Resour. Manage, 21,1363-1372

ANNEXE 1 : Légende des méga-unités hydrogéologique de la masse d'eau RWM021

Unités hydrogéologiques de couverture (mesozoïque, cénozoïque et quaternaire)

	AQUICLUDE D'ARGILES DE REMPLISSAGE
	AQUIFERE ALLUVIAL
	AQUIFERE DES CRAIES DU CRETACE
	AQUIFERE DES SABLES DE L'EOCENE
	AQUIFERE DES SABLES DE REMPLISSAGE
	AQUIFERE DES SABLES DU PALEOCENE
	AQUIFERE DES SABLES DU SANTONIEN
	AQUIFERE DES TERRASSES FLUVIATILES

Unités hydrogéologiques du paléozoïque

	AQUICLUDE A NIVEAUX AQUIFERES DU HOULLER
	AQUIFERE DES CALCAIRES DU CARBONIFERE
	AQUIFERE, AQUITARD ET AQUICLUDE DE L'HASTARIEN
	AQUIFERE DES GRES DU FAMENNIEN
	AQUICLUDE DU FAMENNIEN - FRASNIEN
	AQUIFERE DES CALCAIRES DU GIVETIEN - FRASNIEN
	AQUITARD DE L'EIFELIEN
	AQUITARD A NIVEAUX AQUICLUDES DU DEVONIEN INFERIEUR
	AQUITARD A NIVEAUX AQUICLUDES DU SOCLE CAMBRO-SILURIEN

ANNEXE 2 : Valeurs de transmissivité et de conductivité hydraulique de la masse d'eau

RWM021

nom ouvrages	X	Y	H crépines (m)	T (m ² /s)			K(m/s)	Méga-unité	Source
				Tmoyen	Tmin	Tmax			
Assesse-Campagne P1	199752,0	120194,0	25,0	1,82E-02	1,40E-03	5,10E-02	1,05E-03	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
Assesse - FUNDP 3	194979,0	118695,0	32,0	5,92E-04	3,42E-04	7,04E-04	5,92E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
Au Cherimont Pz7	180386,0	113314,0	28,0	5,01E-04	1,40E-05	9,87E-04	1,79E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
AWAN-FOND DE VA-P3 (RWM023)	240745,0	127500,0	30,0	5,31E-04	5,31E-04	5,31E-04	7,93E-06	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
Biesmer7e-EST P3	173086,9	109824,3	27,0	8,03E-03	1,10E-03	2,96E-02	4,12E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
BIRON P2	202840,0	110880,0	12,4	4,26E-03	1,98E-03	7,18E-03	3,44E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
BIRON-P3	202757,0	110878,0	18,8	1,02E-02	1,43E-04	2,35E-02	5,41E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Bois-St-Jean-10 (RWM016)	233792,703	143169,125	8,0	4,45E-06	1,00E-06	7,90E-06	5,50E-07	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
Bois-St-Jean-14 (RWM016)	234289,063	143476,906	4,0	2,63E-05	2,10E-05	3,50E-05	2,45E-06	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
Bois-St-Jean-2 (RWM016)	234000,125	142969,703	7,0	6,55E-06	2,00E-06	1,20E-05	8,50E-07	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
Bois-St-Jean-3 (RWM016)	234197,625	143166,297	7,0	6,63E-05	3,90E-05	8,70E-05	9,55E-06	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
Bois-St-Jean-6A (RWM016)	234172,406	143459,031	7,0	4,83E-06	6,00E-07	1,20E-05	6,00E-07	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
CAMPAGNE PZ2	199758,8	120221,7	44,0	1,21E-02	4,64E-04	7,36E-02	2,76E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
Campagne PZ3	199624,4	119981,1	50,0	4,42E-04	3,80E-05	1,43E-03	8,85E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
Campagne PZ4	199712,7	120072,9	40,0	2,88E-03	9,07E-04	7,18E-03	7,20E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
Campagne PZ5	199967,1	120242,5	46,0	1,26E-03	4,14E-04	2,94E-03	1,59E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
CAPTAGE DE LIENNE	201527,0	111426,0	0,0	1,99E-04	3,00E-02	3,99E-04	1,00E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
CARRIERE SORINNE F1	197443,0	120761,0	10,0	1,90E-04	2,00E-05	3,80E-04	1,90E-05	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
CARRIERE SORINNE F2	197435,0	120750,0	16,0	1,36E-04	6,80E-05	2,40E-04	8,49E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
CARRIERE SORINNE F3	197435,0	120750,0	4,0	1,23E-04	4,65E-05	2,20E-04	3,07E-05	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
CARRIERE SORINNE F4	197513,0	120780,0	19,0	8,76E-05	3,00E-05	2,00E-04	4,61E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
CARRIERE SORINNE F5	197368,0	120701,0	2,0	6,73E-06	1,70E-06	1,70E-05	3,36E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
CARRIERE SORINNE F6	197425,0	120760,0	16,0	1,20E-04	8,00E-05	1,50E-04	7,50E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
CARRIERE SORINNE F7	197383,0	120698,0	16,0	1,06E-04	7,30E-06	5,10E-04	6,60E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
Chapelle du Saint-Sang Pz2	179804,0	113600,0	32,0	2,42E-06	9,46E-07	3,90E-06	7,57E-08	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Clavier - ULG7	220415,0	125959,0	28,0	6,38E-04	4,55E-04	1,05E-03	6,38E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
CM PZ1-Carmeuse-Hemptine	163056,2	103043,4	20,0	-	-	-	1,90E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
CM PZ2-CARMEUSE-Hemptinne	164118,0	102718,4	32,0	-	-	-	8,65E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
CM PZ4-CARMEUSE-Hemptinne	165464,0	103180,1	92,0	9,38E-04	2,90E-04	1,60E-03	1,97E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
DOLEMBREUX P3	238869,0	136339,0	6,0	-	-	-	2,00E-04	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
EN TIGE DE VILLE	224780,0	131440,0	23,0	3,60E-03	2,30E-03	5,00E-03	1,00E-04	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
Evelette - ULG5	206328,0	123730,0	44,0	1,13E-03	5,66E-04	1,75E-03	1,13E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
F11-Chatqueue -PP6 (RWM016)	231960,313	142301,563	12,0	7,69E-06	2,70E-07	2,00E-05	6,41E-07	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
F1-BORSU	220155,0	121715,0	23,8	3,26E-05	1,17E-05	4,68E-05	1,13E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
F1-Limet	215790,0	127874,0	24,0	-	-	-	1,30E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F1-Triffoy	213488,0	128459,0	28,0	-	-	-	8,00E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F2-BORSU	219915,0	121510,0	35,0	1,07E-04	4,80E-05	1,55E-04	4,63E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
F2-Limet	215673,0	127990,0	40,0	3,50E-04	1,40E-04	6,50E-04	9,88E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F2-Triffoy	213301,0	128704,0	20,0	4,86E-05	5,00E-06	1,21E-04	2,43E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F3-Chatqueue -PP9 (RWM016)	232525,5	141895,297	20,0	8,18E-05	2,40E-05	1,40E-04	4,09E-06	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
F3-Triffoy	213469,0	128796,0	32,0	1,16E-04	4,60E-05	2,82E-04	1,97E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F4-Limet	216179,0	128189,0	44,0	1,01E-03	9,90E-05	3,20E-03	1,54E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F4-Triffoy	213736,0	128640,0	24,0	2,57E-05	5,00E-06	7,00E-05	5,50E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F5-Limet	215947,0	128044,0	48,0	-	0,00E+00	0,00E+00	5,50E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F5-Triffoy	213827,0	128916,0	4,0	-	-	-	1,68E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	CILE
F6-Triffoy	213826,0	129112,0	4,0	1,75E-03	7,00E-04	2,40E-03	4,15E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	CILE
Florennes - FPMs7	161628,0	106664,0	24,0	2,97E-04	2,43E-04	3,25E-04	2,97E-06	Aquifère des grès du Famennien	Synclin'EAU
FOCRIOLE P3	240698,0	132340,0	25,0	8,05E-03	1,80E-04	2,40E-02	2,61E-04	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
Fond Charco Pz6	179591,0	113466,0	24,0	4,82E-05	1,40E-06	9,50E-05	2,01E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
FPMs27081	163676,5	106857,3	44,0	4,20E-05	4,20E-05	4,20E-05	9,70E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
FPMs27111	168328,0	104346,0	43,1	3,63E-03	7,50E-04	6,50E-03	8,41E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Grand Fond Pz3	180000,0	113357,0	24,0	1,25E-02	5,00E-03	2,00E-02	5,21E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Grand Tilleul Pz1	179566,0	113701,0	48,0	8,86E-07	5,62E-07	1,21E-06	1,85E-08	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Havelange - ULG11	213265,0	120172,0	32,0	9,51E-03	7,29E-03	1,10E-02	9,51E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
Le Mont Sabli?re Pz5	180955,0	113092,0	20,0	1,93E-05	7,88E-06	3,08E-05	9,87E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
LEPOIVRE P4	172304,9	109359,4	32,5	3,10E-03	4,70E-05	1,77E-02	9,54E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
LEPOIVRE P5	172284,8	109379,1	12,0	9,34E-03	7,00E-05	9,98E-02	7,78E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
LINCE P5	238561,0	134518,0	7,0	1,28E-04	7,30E-05	1,82E-04	8,13E-06	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
MARMOR FG1	164990,0	115360,0	12,9	1,26E-02	2,30E-03	2,20E-02	4,99E-04	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
MARMOR FG2	164920,0	115390,0	10,0	1,25E-02	9,10E-06	1,17E-03	1,38E-05	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
Morialmé-SC2	163201,0	105815,0	15,0	6,75E-05	2,50E-05	1,10E-04	6,00E-06	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
Morialmé-SC4	163306,0	105902,0	20,0	2,30E-05	6,00E-06	4,00E-05	1,40E-06	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
Morialmé-SC5	163184,0	106045,0	15,0	2,27E-04	5,40E-05	4,00E-04	8,60E-06	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
Noire Terre Pz4	180894,0	113264,0	24,0	3,50E-04	1,10E-04	5,90E-04	1,46E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Ossogne - ULG10	210122,0	122419,0	32,0	3,10E-03	2,37E-03	3,39E-03	3,10E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	Synclin'EAU
P,11-NEB	226425,0	125780,0	32,0	6,75E-05	1,19E-05	1,23E-04	1,57E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
P,12-NEB	227000,0	126560,0	32,0	1,68E-04	1,48E-05	3,21E-04	3,24E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
P,1-NEB	226153,0	124880,0	2,5	9,17E-05	6,23E-05	1,21E-04	5,21E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
P,2-NEB	226750,0	124250,0	3,0	1,89E-04	1,45E-05	3,63E-04	6,29E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
P13-Anthisnes	231118,0	129583,0	26,0	-	0,00E+00	0,00E+00	4,00E-10	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
P14 - Anthisnes	230931,0	128773,0	26,0	1,88E-05	8,62E-06	2,89E-05	2,00E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
P1-Dolembreux	237730,0	136315,0	23,0	5,56E-04	7,10E-05	1,37E-03	3,20E-05	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
P1-HAV	213273,0	121693,0	30,0	3,39E-03	2,80E-04	6,50E-03	1,13E-04	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
P2-Dolembreux	238340,0	136488,0	25,0	1,05E-03	4,70E-05	2,58E-03	5,25E-05	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
P2-HAV	213340,0	121730,0	21,3	7,90E-04	8,00E-05	1,50E-03	3,71E-05	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
Pc 2 CET Happe-Chapois	205560,0	105005,0	14,0	-	-	-	9,00E-07	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
Pc 3 CET Happe-Chapois	205430,0	104920,0	10,0	-	-	-	1,46E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
PIEZO 2 ETUDE E-S-M	179281,0	103133,4	12,0	2,30E-04	9,00E-06	4,50E-04	1,91E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PIEZO 3 ETUDE E-S-M	175826,1	112757,1	16,0	1,81E-04	1,60E-05	4,10E-04	4,50E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PIEZO 4 ETUDE E-S-M	178881,7	113092,3	12,0	1,36E-03	4,20E-04	2,30E-03	1,13E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PP4-Chatqueue (RWM016)	232180	142710	12,0	2,10E-05	1,50E-06	6,35E-05	2,41E-06	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
PR1 Hastière-par-Delà	184248,0	99388,0	43,0	3,91E-05	5,45E-06	7,28E-05	9,10E-07	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PR1 Cressonnière E1 (RWM023)	231023,4	116735,8	12,0	1,69E-03	1,44E-04	7,05E-03	5,28E-05	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PR1 SWDE	172999,8	103824,5	27,0	1,64E-02	1,30E-03	8,70E-02	6,92E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR1 Villers Monopole (RWM023)	167557,0	97392,0	29,0	1,25E-03	4,38E-04	2,06E-03	7,65E-06	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PR1-evelette	206020,0	121998,0	0,0	-	-	-	1,00E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR1Thynes-Lisogne	193448,2	106898,7	48,0	8,10E-05	2,20E-05	1,40E-04	1,69E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR1-Tohogne	229151,1	121490,3	12,0	3,92E-04	2,40E-04	5,44E-04	3,30E-05	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
PR2 Cressonnière E1 (RWM023)	231242,7	117117,5	32,0	1,20E-03	3,47E-04	1,82E-03	3,73E-05	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PR2-evelette	206671,0	121852,0	0,0	-	-	-	1,00E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PR2-SCY(Hamois)	210405,9	111908,5	12,0	1,23E-03	5,61E-05	5,52E-03	1,03E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PR2-Tohogne	229156,8	121662,9	20,0	3,97E-03	9,16E-04	6,56E-03	3,30E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	SWDE
PR3 Cressonnière E1 (RWM023)	231706,9	117319,2	24,0	1,05E-03	7,70E-06	3,70E-03	6,25E-06	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PR3-Gesves	198450,0	120635,0	0,0	-	-	-	2,20E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR3-Tohogne	229337,4	121673,0	28,0	2,06E-04	1,78E-04	2,55E			

PR4-Gesves	199246,0	121443,0	0,0	-	-	-	6,00E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PR4-SCY(Hamois)	210405,2	111510,2	16,0	3,09E-03	1,05E-04	6,73E-03	1,93E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR4-Tohogne	229151,5	121622,0	20,0	4,14E-05	4,14E-05	4,14E-05	2,07E-06	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	SWDE
PR5-Gesves	199512,0	121556,0	0,0	-	-	-	2,50E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PR6-Gesves	199486,0	120874,0	0,0	-	-	-	1,90E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR8-Gesves	198348,0	120297,0	0,0	-	-	-	5,00E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR9-Gesves	198096,0	120690,0	0,0	-	-	-	1,15E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PR-Achet-AIEC	207968,0	114636,0	60,0	3,35E-03	6,00E-04	6,10E-03	5,50E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
Prieuré D'anseremme	187294,3	103119,8	47,0	1,39E-03	5,80E-04	2,20E-03	2,96E-05	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
Puits "Le Halleux"	226000,0	135315,0	88,0	1,52E-04	1,90E-05	5,10E-04	1,73E-06	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	BDHydro
PUITS DE HARDIMONT - S1	170282,0	112020,0	32,0	2,04E-03	2,07E-04	4,99E-03	6,39E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Puits de Stave	170820,0	107055,0	49,0	2,23E-04	1,00E-04	3,80E-04	4,56E-06	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
PUITS DES CLOQUETTES - PP	171194,0	111515,0	67,8	1,43E-03	8,55E-04	2,00E-03	2,10E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Puits Taviet	196200,0	106600,0	62,0	1,12E-02	2,30E-03	2,00E-02	1,35E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PUITS WILSON	197942,0	117315,0	15,0	7,40E-04	1,60E-04	1,84E-03	1,00E-04	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
PZ1 Hastière-par-Delà	183705,0	100171,0	35,0	5,58E-06	2,06E-06	9,09E-06	1,59E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ1 - Les Avins	216338,0	123637,0	8,0	2,51E-03	1,40E-04	5,80E-03	3,14E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
PZ1 - Petit Avin	214923,0	121701,0	8,0	1,59E-02	3,60E-04	3,10E-02	1,96E-03	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
Pz1 Beauraing-Tamizon SWDE (RWM0	190896,0	88864,0	28,0	9,56E-04	1,12E-04	1,80E-03	3,41E-05	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
Pz1 Villers Monopole (RWM023)	166840,0	96974,0	19,4	8,52E-04	7,42E-05	1,63E-03	9,38E-06	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PZ1Les Monts	193746,4	107014,0	24,0	1,70E-04	4,00E-05	3,00E-04	7,08E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ1-Morialm?	163939,0	106887,6	20,0	2,00E-02	2,00E-02	2,00E-02	5,00E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Pz1-Pré de l'Oie	199329,7	117042,5	48,0	5,30E-04	2,20E-04	8,40E-04	0,00E+00	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ2 - Les Avins	216422,0	123586,0	8,0	5,63E-03	8,70E-04	1,70E-02	8,27E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
Pz2 Beauraing-Tamizon SWDE (RWM0	190860,0	88342,0	56,0	7,20E-07	7,20E-07	7,20E-07	1,29E-08	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PZ2 Hastière-par-Delà	183781,0	99995,0	59,0	1,02E-05	7,20E-07	1,97E-05	1,73E-07	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PZ2 Villers Monopole (RWM023)	167143,0	97127,0	20,0	1,03E-02	7,04E-03	1,36E-02	8,60E-05	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PZ2-CARMEUSE-Hemptinne	164118,0	102718,0	0,0	-	-	-	5,50E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ2-Morialm?	163853,7	107059,7	32,0	2,00E-02	2,00E-02	2,00E-02	6,25E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Pz2-Pré de l'Oie	199778,0	117041,0	43,0	3,50E-03	1,00E-03	6,00E-03	8,14E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ2Thynes-Lisogne	193520,0	106897,0	45,0	3,64E-04	2,83E-05	6,99E-04	8,08E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ3 Hastière-par-Delà	183842,0	99798,0	61,0	2,29E-05	1,19E-06	4,46E-05	3,75E-07	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PZ3 - Les Avins	216188,0	123447,0	8,0	2,87E-04	8,10E-05	4,60E-04	3,38E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
Pz3 Happe-Chapois	205681,0	104565,0	15,0	6,64E-06	1,57E-06	1,17E-05	4,42E-07	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
PZ3 Thynes-Lisogne	192938,7	106881,3	8,0	9,64E-05	1,18E-05	1,81E-04	1,21E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ3-Morialm?	164653,2	106937,4	50,0	1,10E-02	1,10E-02	1,10E-02	4,70E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ3-Pré de l'Oie	199714,4	116809,9	19,0	4,50E-06	1,00E-06	8,00E-06	1,35E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PZ4 - Petit Avins	215372,0	121983,0	8,0	1,31E-04	2,10E-05	4,20E-04	2,76E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
Pz4 Beauraing-Tamizon SWDE (RWM0	191578,0	88540,0	28,0	1,07E-04	4,60E-06	2,10E-04	3,83E-06	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PZ4 Hastière-par-Delà	184085,0	99939,0	28,0	2,08E-02	1,24E-02	2,92E-02	7,43E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Pz4-CARMEUSE-Hemptinne	165464,0	103180,0	0,0	-	-	-	1,89E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ4-Morialm?	164186,9	107318,2	40,0	4,00E-03	4,00E-03	4,00E-03	2,40E-04	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
Pz4-Pré de l'Oie	200347,7	117418,9	16,0	2,40E-03	8,00E-04	4,00E-03	1,50E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PZ4Thynes-Lisognes	193899,0	106904,9	9,0	1,66E-02	1,15E-04	3,30E-02	1,84E-03	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ5 Hastière-par-Delà	184169,0	99743,0	52,0	6,38E-03	1,55E-04	1,28E-02	1,23E-04	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PZ5 - Les Avins	216143,0	123219,0	4,0	6,89E-03	7,20E-04	3,70E-02	2,55E-03	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
Pz5 Beauraing-Tamizon SWDE (RWM0	191338,0	88313,0	20,0	2,55E-04	4,71E-05	4,62E-04	1,27E-05	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
PZ5-Pré de l'Oie	200027,4	117473,2	66,0	5,00E-05	2,00E-05	8,00E-05	7,58E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ6 - Les Avins	215961,0	123146,0	8,0	2,19E-03	3,50E-04	9,70E-03	4,83E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
PZ6 Thynes-Lisognes	194367,0	106943,0	16,0	4,52E-04	9,42E-05	8,09E-04	2,82E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	BDHydro
PZ7 - Les Avins	216101,0	123107,0	4,0	7,23E-04	2,50E-04	1,40E-03	2,06E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
PZ7Thynes-Lisogne	193539,1	106664,7	25,0	8,40E-04	3,19E-04	1,36E-03	3,36E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
PZ8 - Les Avins	216183,0	122931,0	10,0	2,44E-04	7,40E-06	4,80E-04	2,44E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	IESA
PZ-FI01 Finnevaux	190873,0	94674,0	63,0	3,88E-04	7,75E-05	9,96E-04	6,07E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
PZ-Himbe	227977,0	123671,0	36,0	1,90E-04	4,30E-05	8,40E-04	1,04E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Reumont - FPMs8	146197,0	112204,0	32,0	-	-	-	1,50E-08	Aquitard à niveaux aquicludes du Dévonien Inférieur	Synclin'EAU
S8	171184,0	111520,0	51,0	4,32E-02	3,00E-05	1,29E-01	8,47E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Saurias - FUNDP5	194116,0	101760,0	32,0	3,71E-03	8,90E-04	5,99E-03	3,71E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
Schallin - FUNDP 4	204730,0	116483,0	28,0	1,54E-03	1,33E-03	1,89E-03	1,54E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
Sorinnes - FUNDP7	191782,0	105297,0	80,0	1,60E-09	1,50E-09	1,70E-09	1,60E-09	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
SPAQUE BIESME PZ1	165717,0	115041,0	8,0	3,19E-03	4,60E-04	6,50E-03	4,60E-04	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
SPAQUE BIESME PZ2	165841,0	115021,0	9,0	3,30E-06	2,80E-06	3,80E-06	3,67E-07	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
SPAQUE BIESME PZ4	166100,0	115000,0	8,0	3,25E-05	3,20E-05	3,30E-05	4,06E-06	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
SPAQUE BIESME PZ5	166419,0	114859,0	8,0	2,75E-03	1,60E-03	3,90E-03	3,44E-04	Aquifère des calcaires du Givétien-Frasnien	BDHydro
SPAQUE ORET PZ1	167200,0	108630,0	13,0	4,58E-05	4,58E-05	4,58E-05	3,50E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
SPAQUE ORET PZ3	166900,0	108480,0	10,0	-	0,00E+00	0,00E+00	6,00E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	BDHydro
Sprimont - ULG4	239517,0	133587,0	71,0	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	9,60E-09	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
Strée - ULG3	218308,0	131106,0	44,0	1,70E-02	1,35E-02	2,83E-02	1,70E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
SWDE Perwez PR1	207628,5	126717,1	6,0	5,47E-05	2,56E-05	9,84E-05	9,12E-06	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro
SWDE PERWEZ PZ1	207597,0	126669,0	24,0	1,23E-03	2,61E-04	6,49E-03	5,12E-05	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
SWDE Perwez PZ2	207734,1	126619,0	32,0	3,32E-04	4,29E-05	6,32E-04	1,04E-05	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
SWDE PR1 METTET	168288,4	109631,7	36,0	9,78E-03	1,20E-03	3,70E-02	3,54E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
SWDE PR2 LEPOIVRE	172505,5	109360,8	56,0	2,07E-03	1,00E-03	5,50E-03	4,55E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
SWDE PR3	198450,7	120635,9	24,0	5,33E-04	1,34E-04	1,33E-03	2,22E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
SWDE PR3 LEPOIVRE	172221,8	109312,2	54,6	1,12E-03	2,00E-05	1,70E-03	2,67E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
SWDE PR3 ORET	167718,3	109415,5	30,0	2,78E-02	1,80E-02	4,30E-02	9,23E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
SWDE PR4	199246,3	121443,4	17,9	1,37E-03	3,85E-04	2,48E-03	7,64E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	SWDE
SWDE PR4 STAVESOUL	172283,1	108243,2	29,5	8,52E-04	1,80E-04	4,70E-03	3,46E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	SWDE
SWDE PR5	199512,2	121556,1	24,0	1,16E-03	4,57E-04	2,26E-03	5,42E-05	Aquifère à niveaux aquicludes de l'Hastarien	SWDE
SWDE PR6	199487,0	120874,0	17,9	3,75E-04	1,00E-04	7,00E-04	2,23E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
SWDE PR7	198643,7	121336,1	12,0	4,81E-05	1,43E-05	8,19E-05	5,28E-06	Aquifère des grès du Famennien	SWDE
SWDE PR8	198348,7	120297,4	28,0	1,15E-04	9,15E-05	1,39E-04	4,11E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
SWDE PR9	198096,9	120691,0	28,0	3,61E-04	5,58E-05	8,67E-04	1,29E-05	Aquifère des calcaires du Carbonifère	SWDE
Tharoul - ULG8	212131,0	126080,0	28,0	2,98E-04	1,32E-04	4,20E-04	2,98E-06	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
Tinlot - ULG6	221451,0	128129,0	28,0	2,25E-02	1,90E-02	2,99E-02	2,25E-04	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
Villers - ULG9	230988,0	133540,0	36,0	7,42E-05	5,20E-05	1,00E-04	7,42E-07	Aquifère des grès du Famennien	Synclin'EAU
Walcourt - FPMs 9	155836,0	102615,0	40,0	1,54E-05	0,00E+00	0,00E+00	1,60E-07	Aquifère des calcaires du Carbonifère	Synclin'EAU
WARNOUMONT P2	243040,0	132248,0	0,0	4,02E-05	3,20E-06	1,17E-04	1,40E-06	Aquiclude des shales du Fasnien-Famennien	BDHydro
WARNOUMONT P4	243411,0	131783,0	0,0	1,57E-03	2,10E-04	3,40E-03	2,35E-05	Aquifère des grès du Famennien	BDHydro

CILE = Compagnie Intercommunale Liégeoise des Eaux

SWDE = Société Wallonne Des Eaux

BDHydro = Banque de Données Hydrologiques

en rouge = K moyen recalculé par Synclin'EAU, i.e. en divisant la transmissivité moyenne par la hauteur crépinée de l'ouvrage