



THESIS / THÈSE

DOCTEUR EN SCIENCES

Etude hydrogéologique et dimensionnement par modélisation du système-traçage du réseau karstique de Han-sur-Lesse (massif de Boine-Belgique)

Bonniver, Isabelle

Award date:
2011

Awarding institution:
Universite de Namur

[Link to publication](#)

General rights

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal ?

Take down policy

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE ET DIMENSIONNEMENT PAR MODELISATION DU "SYSTEME – TRAÇAGE" DU RESEAU KARSTIQUE DE HAN-SUR-LESSE (MASSIF DE BOINE – BELGIQUE).



FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE GEOLOGIE

Dissertation présentée par

Isabelle BONNIVER

En vue de l'obtention du

grade de Docteur en Sciences

2011

Remerciements

Voici venu le temps des remerciements. Non qu'ils constituent un passage obligé, mais simplement parce que sans les nombreuses rencontres qui ont enrichi ces sept années de travail, cette thèse n'aurait probablement pas abouti. C'est donc tout naturellement que je tiens à remercier :

- le Pr. Vincent Hallet, promoteur de ce travail : « Merci de m'avoir transmis votre goût du terrain et de la géologie. Merci pour votre disponibilité et d'avoir exprimé, au presque quotidien, tous vos talents de psychologue. Au fil de ces sept années de collaboration, j'ai découvert un homme passionné par son travail et aux qualités humaines évidentes ».
- le Pr. Johan Yans : « Merci pour les riches débats au sujet de la recherche et tes conseils avisés pour mener la mienne à terme. Et même merci pour tes vanes et de m'avoir si souvent déboité l'épaule en me saluant dans le couloir...même pas mal... ».
- le Pr. Yves Quinif : « Merci d'avoir partagé avec nous ta passion pour le karst et de nous avoir guidés avec tant d'enthousiasme dans les dédales du réseau karstique de Han-sur-Lesse. Jamais je n'aurais pensé rencontrer un jour un véritable ghostbuster ».
- le Pr. Pauline Collon – Drouaillet : « Merci d'avoir accepté d'évaluer ce travail et de l'avoir lu de façon si détaillée. Merci pour tes conseils et tes encouragements. Je te souhaite une carrière fructueuse ».
- le Pr. Eric Deleersnijder : « Merci pour votre précieuse disponibilité durant les dernières semaines de rédaction de cette thèse et pour les nombreux éclaircissements mathématiques apportés dans le travail de modélisation ».
- le Dr. Philippe Meus : « Merci de nous avoir si souvent conseillés en ce qui concerne la dimension analytique des essais de traçage et pour ta disponibilité lors de nos questionnements par rapport aux fluorimètres de terrain. Merci pour l'attention que tu as portée à ce travail ».

La réalisation de cette thèse n'aurait pu être possible sans l'aimable collaboration de la s.a. des Grottes de Han-sur-Lesse. Je remercie son directeur Michel Vankeerberghen et les membres du conseil d'administration pour le libre accès au site et pour l'intérêt porté à notre étude lors des séances d'informations bisannuelles.

Merci à tous les guides et tous les membres du service technique des Grottes et du parc animalier pour leur sympathie, leur aide et leur contribution, de près ou de loin, à l'aboutissement de ce travail. Un merci particulier à Guy Evrard, Etienne et Philippe Lannoy, Bobo et Stéphane Géron pour nous avoir si souvent tuyautés grâce à leur grande connaissance du réseau karstique de Han-sur-Lesse et du Massif de Boine. Merci à Etienne Brunelle pour nous avoir si souvent ouvert la grille du parc et pour le précieux coup de pouce lors de l'essai de traçage à partir de la surface.

Un tout grand merci à Guy Deflandre pour la confiance qu'il nous a accordée durant ces sept années. « Merci d'avoir partagé avec nous votre passion pour la grotte du Père Noël et le karst en général, de nous avoir encouragés, de nous avoir transmis le fruit de votre travail au travers de données et de communications personnelles ».

Merci à Mme Kayeux de la Commune de Rochefort et à Mme Charlier de l'Inasep de nous avoir autorisé l'accès à leurs puits et piézomètres localisés dans la zone d'étude. Merci au bureau Aquale de nous avoir transmis la description de certains de ces ouvrages.

Merci au Service Public de Wallonie (SPW) de nous avoir autorisés à utiliser les données de la nouvelle carte géologique Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 non encore publiée.

Remerciements

Merci à Michel Timperman pour nous avoir transmis les résultats de ses travaux dans la vallée du ry de Boyes; à Luc Funcken pour le prêt de matériel, à Patondel (Paul Tondeleir) pour nous avoir autorisés à utiliser ses photographies de la grotte de Han, à Nathalie Goffioul de la Maison de la Spéléologie pour ses recherches bibliographiques fructueuses.

Merci à Gaëtan Rochez, l'homme aux multiples casquettes : le technicien, le spéléo, l'ami, le beau-frère, le frère. « Merci d'avoir été présent sur tous les fronts et à chaque instant, de m'avoir attendue sur cette fichue vire de la Lesse Souterraine, merci pour les touches d'humour dans les moments de doute et pour tout le fabuleux travail réalisé sur le terrain ».

Merci à tous les spéléos, d'un jour : Jean-Yves Storme, François Barbier, David Lemadec, Lucas Beyer, Nicolas Hallet, Frédéric Dossin et de toujours : Stéphane Pire, Laurent Ergo, Nicolas Daix, Johan Ergo, Marc Simons, Luc Bourguignon et Marc Bertrand du GRPS (Groupe de Recherches et de Photographie en Spéléologie), Nicolas Hecq et Jack London de Continent 7 CASA, Rudy Mathurin du club Glaise et Roc et Edgard De Wilde du GSESM (Groupe spéléo Entre Sambre et Meuse) pour avoir joint l'utile à l'agréable en nous aidant lors de l'installation ou le démontage de matériel en grotte.

Merci à Eric Dulière du SCUCL (Spéléo Club de l'UCL) pour sa précieuse collaboration lors de l'essai de traçage au Trou des Crevés.

Merci à Sabine Blockmans et Virgine Dumoulin pour les nombreuses discussions concernant la structure géologique du Massif de Boine. Je suis surprise que vous ayez encore tant de cheveux ! Je garderai un très bon souvenir de nos terrains communs à Han-sur-Lesse. On aura quand même bien rigolé.

Merci à Sam pour son soutien informatique et psychologique, son souci du détail et du travail bien fait. Merci pour toutes ces pauses-café aux sujets de conversation variés qui ont agrémenté même les plus mornes journées.

Merci aux petits lutins de l'orthographe et de la ponctuation : Ingrid, Marie, Louise, Sabine et Virginie. Un merci particulier à Ingrid et Marie qui ont endossé la lecture de plusieurs dizaines de pages dont le contenu ne leur évoquait que peu de choses.

Merci à tous les membres des départements de Géologie et de Géographie pour leur soutien et leurs encouragements, pour les bons moments passés ensemble durant les temps de midi. Un merci particulier à Sabine Henry pour sa présence et son oreille attentive, et pour les chouettes repas sympas chez la mère Gourmandin...ou le Père...je ne sais jamais. Merci à Jacques Dagnelie pour tous les petits pots passés à la spectro.

Merci à ma soeur, Ingrid, complice de toujours : « Merci....pour tout ».

Merci à Nico, ma moitié, mon âme-soeur : «Merci d'avoir été présent pour moi, de m'avoir soutenue et écoutée, et même de m'avoir un peu secouée lorsque c'était nécessaire. Merci pour tes grains de folie, nos fous rires, nos bêtises...Merci d'être juste tel que tu es ».

Merci à mes amis Alex, Tof, Talou, Inès, Axel, Yannick de m'avoir encouragée ou simplement demandé où j'en étais. Ca m'a fait plaisir.

Merci à mes grands-parents maternels pour tout leur amour et leur présence, merci à mes parents de m'avoir aidée à accomplir mes études de géologie.

Remerciements

Je dédie ce travail à deux personnes très chères en mon cœur :

A mon regretté grand-père et parrain : « Je ne pensais pas qu'une absence puisse peser si lourd. Merci pour tout, de m'avoir guidée et aider à grandir. Tu me manques tant ».

A mon petit garçon Emilien dans l'espoir de lui transmettre ce message « Peu importe la destination, ce qui compte c'est le chemin parcouru pour y arriver ».

"La représentation d'une chose n'est pas la chose représentée, mais, d'une certaine manière, c'est justement cette dissonance qui en fait tout l'intérêt: l'écart entre la carte et le monde réel nous laisse de l'espace pour respirer, faire le point et comprendre où nous nous trouvons".

L'extravagant voyage du jeune et prodigieux T.S. Spivet
Reif Larsen

Résumé

Le réseau karstique de Han-sur-Lesse est un système "perte (gouffre de Belvaux) – résurgence (trou de Han)" de la Lesse développé au sein des calcaires givetiens du massif de Boine (Han-sur-Lesse).

Une caractérisation du comportement hydrogéologique de ce massif a été entreprise dès novembre 2004. Celle-ci repose sur une méthodologie essentiellement expérimentale.

Un dispositif de mesure permanent, constitué de dix-sept stations d'enregistrement (stations de jaugeage, stations limnimétriques, stations piézométriques), a été mis en place. Des campagnes d'échantillonnage ont été effectuées en périodes de basses et de hautes eaux afin de définir le faciès physico-chimique des eaux du système. Plusieurs essais de traçage ont été réalisés, dans divers contextes hydrologiques, afin d'étudier la dimension transmissive du système. Les résultats de l'ensemble de ces mesures nous permettent de proposer un schéma conceptuel du comportement hydrogéologique du massif de Boine.

Durant les périodes de basses eaux, le cours souterrain de la Lesse peut être assimilé à un système unidimensionnel hétérogène consistant en une alternance de tronçons de rivière souterraine et de zones noyées à haut degré de karstification. Les tronçons de rivière sont accessibles et aisément dimensionnables. Les zones noyées, grands volumes de roches, intensément fracturés, karstifiés et hautement transmissifs uniquement accessibles en plongée, sont, quant à elles, difficiles à dimensionner.

Un essai de traçage avec échantillonnage à l'amont et à l'aval de ces zones noyées a été réalisé en septembre 2009 dans des conditions d'étiage. Les courbes de restitution mesurées démontrent que la traversée des zones noyées induit un ralentissement significatif du nuage de traceur et accroît les effets de retard.

Les résultats de cet essai de traçage ont été modélisés à l'aide du logiciel Otis (*One-Dimensional Transport with Inflow and Storage*) (Runkel, 1998). Ce modèle repose sur les processus d'emménagement temporaire décrits par Bencala et Walters (1983). L'objectif est, non seulement de quantifier les paramètres d'écoulement et de transport, mais aussi de dimensionner les zones noyées. Dans ce modèle, nous conceptualisons les zones noyées comme de vastes sections d'écoulement composées d'une zone d'écoulement principal et d'une zone d'emménagement temporaire induite par les irrégularités de la section d'écoulement. Les résultats de ces modélisations étant concluants, le modèle Otis a également été appliqué sur des systèmes karstiques aux propriétés différentes.

Abstract

The cave of Han-sur-Lesse is a shallow-hole (*gouffre de Belvaux*) – resurgence (*trou de Han*) system excavated by the Lesse river in the Givetian limestones (380 to 360 Ma) of the Boine Massif.

Since 2004, a large experimental spread (17 recording stations) was developed on the site, aiming to better understand the hydro-geological behaviour of this karstic system. Hydrographs, piezometric data and physico-chemical parameters were recorded. Tracer tests, during different hydrological conditions, were carried out. This information allowed us to suggest a conceptuel model of the hydrogeology of the Boine massif.

During low water conditions, the underground Lesse course can be compared to a one-dimensional drain with a succession of underground river stretches and flooded areas. Underground river stretches are accessible and can be easily proportioned. It is not the case for flooded areas. Based on comments of divers, these areas are considered as free surface high flow sections developed in intensely fractured and karstified limestones. One of the aims of this work is to proportion these areas.

A tracer test with sampling sites located upstream and downstream of flooded areas was carried out in September '09 in low water conditions. The measured breakthrough curves showed that the crossing of flooded areas led to a slowing down of the tracer cloud and a delay in the restitution of a part of the tracer.

The tracer results were modelled with the river flow and transport model *OTIS (One-dimensional Transport with Inflow and Storage)* (Runkel, 1998). This model is based on the temporary storage processes described by Bencala and Walter (1983). In our model, the flooded areas of the Han-sur-Lesse karstic system are considered as high flow sections composed of a sum of small flow sections in interaction with storage zones due to the heterogeneousness of the flow media.

The fitting of the modelled curves on the experimental data are accurate showing that the model could be used not only to quantify the value of transport parameters but also to estimate the dimension of the saturated karst system.

This model was also applied to other active karstic systems of the Boine Massif. The results are also conclusive.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE	19
I. INTRODUCTION GENERALE	21
II. COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE GLOBAL DU MASSIF DE BOINE	22
III. DIMENSIONNEMENT DU SYSTEME KARSTIQUE ACTIF	26
PREMIERE PARTIE : CONTEXTUALISATION DE L'ETUDE.....	27
I. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE	29
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	31
II.1. Contexte géologique à l'échelle régionale	31
II.2. Contexte géologique à l'échelle locale.....	35
II.2.1. Structure géologique	35
II.2.1.1. Structures longitudinales.....	35
II.2.1.1.1. Les plis.....	35
II.2.1.1.2. Les failles.....	36
II.2.1.2. Structures transversales.....	38
II.2.2. Lithostratigraphie	40
II.2.2.1. Description des formations géologiques	41
II.2.2.1.1. Formation de Jemelle.....	41
II.2.2.1.2. Formation de la Lomme.....	41
II.2.2.1.3. Formation de Hanonet.....	42
II.2.2.1.4. Formation de Trois fontaines	42
II.2.2.1.5. Formation des Terres d'Haurs	42
II.2.2.1.6. Formation du Mont d'Haurs.....	42
II.2.2.1.7. Formation de Fromelennes	43
II.2.2.1.8. Formation de Nismes et du Moulin-Liénaux	44
II.2.2.1.8.1. Formation de Nismes.....	44
II.2.2.1.8.2. Formation du Moulin-Liénaux.....	44
II.2.2.1.9. Formation des Grands Breux	44
II.2.2.1.10. Formations de Neuville et de Matagne	45
II.2.2.1.10.1. Formation de Neuville	45
II.2.2.1.10.2. Formation de Matagne.....	45
II.2.2.2. Formations géologiques de l'anticlinal de Wavreille.....	45
III. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE	48
III.1. Description du bassin versant étudié.....	48
III.2. Unités hydrogéologiques	51
IV. KARSTIFICATION	52
IV.1. Karstification des calcaires dévono-carbonifères de Haute Belgique.....	52
IV.1.1. Localisation des phénomènes karstiques	52
IV.1.2. Contexte paléo-morpho-structural	53
IV.2. Système karstique de Han-sur-Lesse.....	55
IV.2.1. Karstogenèse du réseau karstique de Han-sur-Lesse	55
IV.2.1.1. Influence de la tectonique.....	55
IV.2.1.2. Influence de la lithologie	58
IV.2.2. Description du système karstique actif de Han-sur-Lesse.....	62
IV.2.2.1. Les rivières souterraines	64
IV.2.2.1.1. Le cours souterrain de la Lesse	64
IV.2.2.1.1.1. Degré d'activation I : Débit de la Lesse inférieur à 1,25 m ³ /sec	64
IV.2.2.1.1.2. Degré d'activation II : Débit de la Lesse compris entre 1,25 m ³ /sec et 2,0 m ³ /sec	67
IV.2.2.1.1.3. Degré d'activation III : Débit de la Lesse compris entre 2,0 m ³ /sec et 9,0 m ³ /sec	69
IV.2.2.1.1.4. Degré d'activation IV : Débit de la Lesse supérieur à 9,0 m ³ /sec	69

Table des matières

IV.2.2.1.2. La rivière du trou des Crevés.....	71
IV.2.2.1.3. La rivière de la grotte du Père Noël.....	72
IV.2.2.1.4. La rivière permanente du réseau Sud.....	74
IV.2.2.2. Les regards de nappe d'eau souterraine.....	74
IV.2.3. Localisation des écoulements principaux par rapport au contexte géologique.....	75
IV.2.3.1. Flanc sud de l'anticlinal de Wavreille.....	75
IV.2.3.2. Zone axiale de l'anticlinal de Wavreille.....	75
IV.2.3.3. Flanc nord de l'anticlinal de Wavreille.....	75
IV.3. Autres phénomènes karstiques.....	79
IV.3.1. Au sein du massif de Boine.....	79
IV.3.1.1. Le trou de Boine [1].....	79
IV.3.2. Associés au bassin versant étudié.....	79
IV.3.2.1. Le chantoir de la Laide Fosse.....	79
IV.3.2.2. La résurgence du Rond Tienne.....	79
IV.3.2.3. La fontaine Saint-Martin.....	79
IV.3.2.4. La résurgence d'Eprave.....	79
IV.3.2.5. Les pertes du Ry de Boyes.....	80
IV.3.2.6. Les résurgences du méandre recoupé.....	80
IV.3.2.7. La grotte – résurgence d'Herdal.....	80

DEUXIEME PARTIE : COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DU MASSIF

DE BOINE 83

I. INTRODUCTION.....	85
I.1. Fonctionnement hydrologique simplifié du karst.....	85
I.1.1. Zone vadose.....	85
I.1.2. Zone noyée.....	85
I.1.3. Zone épinoyée.....	86
I.2. Objectifs.....	86
II. ZONE NOYEE ET EPINOYEE.....	87
II.1. Dispositif instrumental.....	87
II.1.1. Dispositif instrumental permanent.....	87
II.1.1.1. Données météorologiques.....	87
II.1.1.2. Données hydrogéologiques.....	87
II.1.2. Dispositif expérimental temporaire.....	92
II.2. Conditions météorologiques.....	93
II.2.1. Précipitations.....	93
II.2.2. Températures.....	93
II.2.3. Evapotranspiration potentielle, évapotranspiration réelle et eau utile.....	94
II.3. Hydrogrammes de la Lesse.....	98
II.3.1. Choix et localisation des stations de jaugeage.....	98
II.3.2. Résultats.....	100
II.3.2.1. Courbes de tarage.....	100
II.3.2.2. Hydrogrammes.....	105
II.4. Limnimétrie et piézométrie.....	109
II.4.1. Choix et localisation des sites de mesures.....	109
II.4.1.1. Limnimétrie.....	109
II.4.1.2. Piézométrie.....	109
II.4.1.2.1. Regards sur la nappe d'eau souterraine.....	109
II.4.1.2.2. Puits.....	110
II.4.2. Résultats.....	110
II.4.2.1. Chroniques limnimétriques.....	110
II.4.2.2. Chroniques piézométriques.....	118

Table des matières

II.4.2.3. Influence de la piézométrie sur la limnimétrie	120
II.4.2.4. Schémas piézo-limnimétriques de basses eaux et de hautes eaux	127
II.4.2.4.1. Schéma piézométrique de basses eaux	127
II.4.2.4.1.1. Unité I	127
II.4.2.4.1.2. Unité II	129
II.4.2.4.1.3. Unité III	130
II.4.2.4.2. Schéma piézométrique de hautes eaux	130
II.5. Analyses physico-chimiques	132
II.5.1. Températures	132
II.5.2. Conductivité électrique standard	133
II.5.2.1. Echelle de conductivité électrique des eaux du système karstique de Han-sur Lesse	133
II.5.2.2. Evolution de la conductivité électrique selon le degré d'activation du système karstique actif	135
II.5.3. Analyse chimique des éléments majeurs	137
II.5.4. Classification des systèmes karstiques actifs du massif de Boine	139
II.6. Essais de traçage	141
II.6.1. Introduction	141
II.6.2. Principe de base et informations apportées par l'essai de traçage	142
II.6.3. Quantification des paramètres de la courbe de restitution à l'aide du logiciel Qtracer2	145
II.6.3.1. Description du logiciel Qtracer2 (Field, 2002)	145
II.6.3.2. Quantification des paramètres de la courbe de restitution	147
II.6.3.2.1. Masse de traceur restituée (Total tracer recovery)	148
II.6.3.2.2. Taux de restitution (Quality of tracer mass recovery)	148
II.6.3.2.3. Le temps moyen de séjour (Mean residence time)	148
II.6.3.2.4. La vitesse apparente de transit (Mean tracer velocity)	148
II.6.3.2.5. La dispersion longitudinale (Longitudinal dispersion) et la dispersivité longitudinale (Longitudinal dispersivity)	149
II.6.3.2.6. Géométrie de la zone d'écoulement (Flow-channel geometries)	151
II.6.3.2.7. Le nombre de Peclet	151
II.6.3.2.8. Le nombre de Reynolds	151
II.6.3.3. Description et résultats des essais de traçage	152
II.6.3.3.1. Système " gouffre de Belvaux – trou de Han "	152
II.6.3.3.1.1. Historique	152
II.6.3.3.1.2. Contexte hydrologique et mise en œuvre des essais de traçage	152
II.6.3.3.1.2.1 Conditions de débit de la Lesse	152
II.6.3.3.1.2.2 Choix et injection du traceur	152
II.6.3.3.1.2.3 Dispositif d'échantillonnage	153
II.6.3.3.1.2.4 Définition du "système-traçage"	155
II.6.3.3.1.3. Résultats des essais de traçage	156
II.6.3.3.1.3.1 Traçage n°2	156
II.6.3.3.1.3.2 Traçage n°3	158
II.6.3.3.1.3.3 Traçage n°4	161
II.6.3.3.1.3.4 Traçage n°5	164
II.6.3.3.1.4. Discussion des résultats des essais de traçage 2 à 5	167
II.6.3.3.2. Système "trou des Crevés – grotte du Père Noël"	172
II.6.3.3.2.1. Historique	172
II.6.3.3.2.2. Contexte hydrologique et mise en œuvre de l'essai de traçage	172
II.6.3.3.2.3. Résultats de l'essai de traçage	174
II.6.3.3.2.4. Discussion des résultats	176
II.6.3.3.3. Système "grotte du Père Noël – réseau Sud"	177
II.6.3.3.3.1. Historique	177
II.6.3.3.3.2. Contexte hydrologique et mise en œuvre de l'essai de traçage	177
II.6.3.3.3.3. Résultats de l'essai de traçage	180

Table des matières

II.6.3.3.3.4. Discussion des résultats	182
II.6.3.3.4. Système "Laide-Fosse – résurgence du Rond Tienne"	184
II.6.3.3.4.1. Historique	184
II.6.3.3.4.2. Contexte géologique, hydrologique et mise en œuvre du traçage	184
II.6.3.3.4.3. Résultats des essais de traçage	186
II.6.3.3.4.4. Discussion des résultats	188
II.6.3.3.5. Système karstique du ry de Boyes	190
II.6.3.3.5.1. Contexte géologique	190
II.6.3.3.5.2. Historique	192
II.6.3.3.5.3. Mise en œuvre de l'essai de traçage	192
II.6.3.3.5.4. Résultats de l'essai de traçage	194
II.6.3.3.5.5. Discussion des résultats	195
II.7. Bilan hydrogéologique	197
III. ZONE VADOSE	199
III.1. Définition de l'épikarst	199
III.2. Objectifs	200
III.3. Matériel et méthodes	200
III.3.1. Débit et conductivité électrique	201
III.3.2. Essai de traçage à partir de la surface	201
III.4. Résultats	202
III.4.1. Débit et conductivité électrique	202
III.4.2. Traçage à partir de la surface	206
III.5. Conclusions	206
IV. CONCLUSION : SCHEMA CONCEPTUEL DU COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DU MASSIF DE BOINE EN PERIODE DE BASSES EAUX	208
IV.1. Schéma conceptuel	208
IV.2. Analogie avec les travaux de A.Mangin	213
IV.2.1. Systèmes fonctionnels	213
IV.2.2. Systèmes non-fonctionnels	213
IV.2.3. Identification du système karstique de Han-sur-Lesse	214
TROISIEME PARTIE : DIMENSIONNEMENT DU SYSTEME KARSTIQUE ACTIF PAR MODELISATION DES RESULTATS D'ESSAI DE TRAÇAGE	217
I. INTRODUCTION	219
II. EXPERIMENTATION	221
II.1. Description de l'essai de traçage	221
II.2. Résultats de l'essai de traçage	223
II.2.1. Courbes de restitution mesurées	223
II.2.2. Courbes de restitution corrigées	226
II.2.3. Modélisation Qtracer2	230
II.2.4. Discussion des résultats de l'essai de traçage	232
III. CHOIX DE L'OUTIL DE MODELISATION	233
III.1. Sous-système "rivière"	233
III.2. Sous-système "zone noyée"	233
III.2.1. Invalidation de la loi de Darcy	235
III.2.2. "Two-region non-equilibrium model"	236
III.3. Système complet	236
IV. DESCRIPTION DU MODELE OTIS (RUNKEL, 1998)	237
IV.1. Introduction	237
IV.2. Principe de base du modèle	237
IV.2.1. Définition de l'emmagasinement temporaire	237

Table des matières

IV.2.2. Modèle conceptuel.....	238
IV.2.3. Postulats de base du modèle.....	239
IV.2.3.1. Conduit principal :.....	239
IV.2.3.2. Zone d'emménagement :.....	239
IV.2.3.3. Equations de base du modèle.....	239
IV.2.3.3.1. Processus physiques.....	239
IV.2.3.3.2. Processus chimiques.....	240
IV.2.4. Solution numérique.....	241
IV.2.4.1. Système conceptuel.....	241
IV.2.4.2. Solution numérique par la méthode de Crank-Nicolson.....	242
IV.2.4.3. Conditions aux limites du modèle.....	243
IV.2.4.3.1. Condition à la limite amont.....	243
IV.2.4.3.2. Condition à la limite aval.....	244
V. MODELE CONCEPTUEL DU COURS SOUTERRAIN DE LA LESSE.....	245
V.1. Introduction.....	245
V.2. Sous-systèmes "zone noyée".....	245
V.3. Sous-systèmes "rivière".....	247
V.4. Sous-système mixte.....	248
V.5. Système complet.....	249
VI. MODELISATION OTIS.....	250
VI.1. Première phase de modélisation.....	250
VI.1.1. Construction du modèle.....	250
VI.1.1.1. Discrétisation.....	250
VI.1.1.2. Méthodologie.....	252
VI.1.2. Calibration du modèle.....	253
VI.1.2.1. Sous système GB-DA.....	253
VI.1.2.2. Sous-système DA-AAD.....	254
VI.1.2.3. Sous-système AAD-SA.....	256
VI.1.2.4. Sous-système SA-TH.....	257
VI.1.3. Sensibilité des paramètres du modèle.....	259
VI.1.4. Limites du modèle.....	264
VI.2. Seconde phase de modélisation.....	266
VI.2.1. Méthodologie et discrétisation.....	266
VI.2.2. Résultats.....	268
VI.3. Applicabilité du modèle dans différents contextes hydrologiques.....	269
VI.4. Discussion.....	273
VII. APPLICATIONS.....	275
VII.1. Le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël".....	275
VII.1.1. Construction du modèle.....	275
VII.1.2. Calibration du modèle.....	278
VII.1.3. Discussion.....	280
VII.2. Le système "grotte du Père Noël – réseau Sud".....	281
VII.2.1. Construction du modèle.....	281
VII.2.2. Calibration du modèle.....	287
VII.2.3. Discussion.....	291
VII.3. Le système "chanoir de Rostène – source de Bouvignes".....	293
VII.3.1. Contexte géologique et hydrogéologique.....	293
VII.3.2. Description et résultats de l'essai de traçage.....	295
VII.3.3. Construction du modèle.....	297
VII.3.4. Calibration du modèle.....	298
VII.3.5. Discussion.....	299
VIII. CONCLUSIONS.....	300

Table des matières

CONCLUSIONS GENERALES.....	305
BIBLIOGRAPHIE.....	311
OUVRAGES, PERIODIQUES, PROCEEDINGS ET RAPPORTS TECHNIQUES	313
TOPOGRAPHIES DES RESEAUX KARSTIQUES.....	322
SITES INTERNET.....	322
ANNEXES	325

INTRODUCTION GENERALE

I. INTRODUCTION GENERALE

Le massif de Boine est un petit massif calcaire (1,6 km²) très fracturé et karstifié. Il est presque entièrement ceint de formations argileuses peu perméables et constitue un aquifère karstique relativement isolé des masses calcaires environnantes.

Le terme "aquifère" désigne "un corps (couche, massif) de roches perméables comportant une zone saturée-ensemble du milieu solide et de l'eau contenue-, suffisamment conducteur d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables" (Castany et Margat, 1977).

Le terme "karstique" fait référence au fait que l'unité de drainage de cet aquifère est constituée par des écoulements de type karstique (écoulements rapides et turbulents au sein de fractures ouvertes et irrégulières) (Mangin, 1975).

C'est au sein du massif de Boine que s'est développé le plus grand réseau de grottes de Belgique, cumulant 13843 mètres de galeries pénétrables : les grottes de Han-sur-Lesse (*s.l.*). Ce réseau de grottes donne accès à l'unité de drainage principale du massif calcaire. Cette unité sera nommée "système karstique actif" dans le cadre de ce travail, par opposition aux parties fossiles du réseau de grottes.

L'axe majeur de l'unité de drainage du massif de Boine est constitué par le système perte-résurgence de la Lesse. La Lesse est une rivière d'origine superficielle dont la gamme de débit s'étend entre 0,5 et 90 m³/sec. L'exutoire du système karstique correspondant à la résurgence de cette rivière, l'expression du comportement karstique du massif de Boine risque fort d'être effacé par le comportement de la rivière elle-même.

Le cours souterrain de la Lesse, de 2 kilomètres de long, consiste en une alternance de tronçons de rivière souterraine et de zones noyées à haut degré de karstification. Ces zones noyées se développent au moins jusqu'à 40 mètres sous le niveau de l'exutoire du système et ne sont accessibles qu'en plongée.

Les deux principaux objectifs de ce travail sont :

- de caractériser le comportement hydrogéologique global du massif de Boine ;
- de dimensionner le système karstique actif et, plus particulièrement, les zones noyées à haut degré de karstification.

II. COMPORTEMENT HYDROGÉOLOGIQUE GLOBAL DU MASSIF DE BOINE

Selon Marsaud (1997), il existe trois façons principales d'aborder l'étude d'un karst :

- L'approche géomorphologique vise à décrire les formes de surface liées aux processus de dissolution de la masse calcaire.
- L'approche spéléologique étudie plutôt la morphologie des formes souterraines accessibles et constitue probablement la base des interprétations karstogénétiques.
- L'approche hydrogéologique est basée sur l'analyse des écoulements souterrains. Cette approche peut être décomposée en deux grandes tendances :
 - L'approche "*structurelle*", basée sur la structure du karst. Elle consiste à représenter les structures de grande taille (les conduits karstiques) et les structures de dimensions moins importantes (les fentes et les fissures) dans un modèle qui soit cohérent avec les lois de l'hydraulique souterraine (Marsaud, 1997).
 - L'approche "*fonctionnelle*", proposée par Mangin (1975). Selon cette approche, la définition et la compréhension du karst découlent de l'analyse de son fonctionnement (Marsaud, 1997).

L'étude du massif karstique de Boine présentée dans cette thèse est une approche hydrogéologique, car elle étudie les écoulements souterrains affectant le massif de Boine ; et dans une moindre mesure, spéléologique, car l'essentiel des interprétations hydrogéologiques présentées dans ce travail est issu de l'étude du réseau karstique actif et accessible. Il en résulte que le système karstique actif de Han-sur-Lesse est plus étudié selon sa dimension transmissive que capacitive. (Fig. II.1).

L'approche hydrogéologique serait plutôt définie comme "fonctionnelle" car elle vise, sur base de l'étude du fonctionnement hydrogéologique du massif de Boine, à une meilleure compréhension de son organisation hydrogéologique. Cette étude s'intéresse au **fonctionnement actuel** du système karstique et n'intègre pas le caractère évolutif du karst.

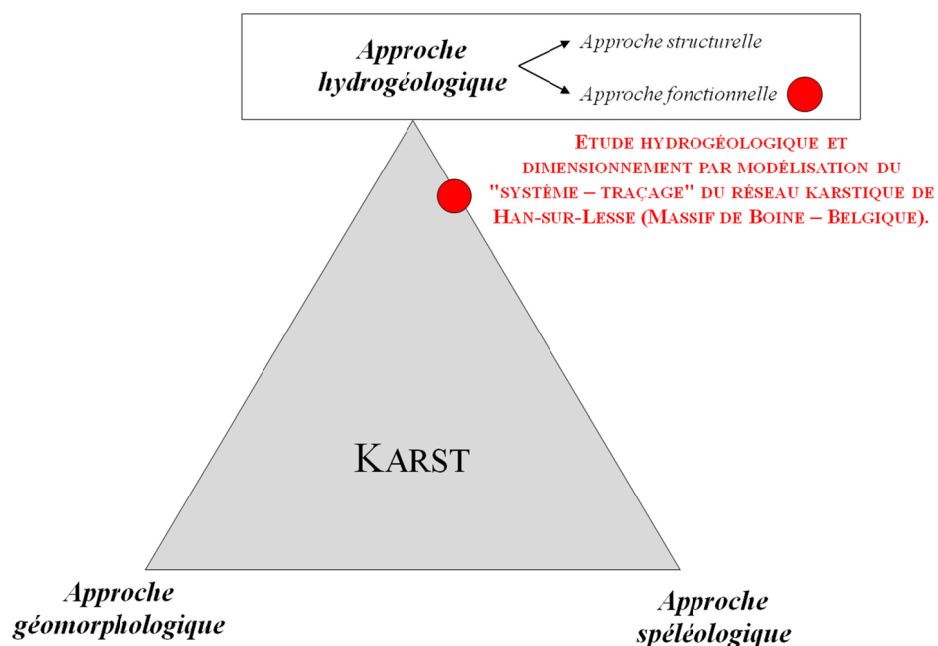


Fig. II.1 : Positionnement de ce travail par rapport aux trois principales approches scientifiques du karst (selon Marsaud, 1997 – modifié).

Dans un contexte de caractérisation d'un aquifère, l'étude de ce dernier s'organise en trois phases (Marsaud, 1997) :

- Une phase d'identification ;
- Une phase de démonstration ;
- Une phase d'évaluation.

La *phase d'identification* consiste à définir les caractéristiques du réservoir et de la nappe. Les méthodes principalement utilisées sont :

- l'étude géologique qui permet de caractériser la géométrie du réservoir (limites géologiques, contexte structural, lithologies, degré de fracturation, communication éventuelle avec d'autres réservoirs) ;
- l'étude hydrogéologique qui permet d'avoir une première idée des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère et de l'état de la nappe notamment par l'établissement de cartes piézométriques et la réalisation d'essais de traçage.

La *phase de démonstration* consiste en une approche directe par forages de reconnaissance sur lesquels sont ensuite appliquées différentes méthodes visant à caractériser l'aquifère (essais de pompage, diagraphies, ...)

La *phase d'évaluation* consiste à simuler l'exploitation de l'aquifère et d'en prévoir les conséquences à long terme.

Cette thèse constitue la **phase d'identification** de l'étude hydrogéologique du massif de Boine (Tabl. II.1). Effectivement, malgré une connaissance assez détaillée du réseau karstique de Hansur-Lesse résultant des nombreux travaux des spéléologues et des plongeurs, les acquis liés aux problématiques hydrogéologiques du massif de Boine sont peu nombreux.

L'étude géologique, géomorphologique et karstogénétique du massif de Boine est essentiellement bibliographique. Elle constitue la **première partie de ce travail intitulée "Contextualisation de l'étude"**.

L'étude hydrogéologique repose sur une **méthodologie uniquement basée sur l'expérimentation**. Elle constitue la seconde partie de ce travail intitulée "Comportement hydrogéologique global du massif de Boine". Son principal objectif est de proposer **un schéma conceptuel du comportement hydrogéologique global du massif de Boine**.

Un dispositif expérimental constitué de dix-sept stations de mesure a été installé tant en surface qu'au sein du système karstique actif. Le relevé de données était effectué toutes les six à huit semaines. Etant donné la localisation de certains sites de mesures au sein de réseaux spéléologiques, le relevé de l'entièreté du dispositif durait environ une semaine. L'enregistrement des données a débuté en novembre 2004 et a été clôturé en janvier 2010. Etant donné l'hostilité du milieu (humidité, crues) et l'inaccessibilité du réseau durant certaines parties de l'année engendrant divers soucis techniques et lacunes d'enregistrement, les données interprétées sont principalement issues des chroniques enregistrées en 2008 et 2009.

Le dispositif expérimental visait à enregistrer (Tabl. II.1) :

- des chroniques limnimétriques et piézométriques afin de caractériser l'état de la nappe d'eau souterraine et d'évaluer son degré d'interaction avec la rivière ;
- des chroniques de débit (hydrogrammes).

Les contraintes liées aux particularités du terrain n'ont pas permis l'enregistrement d'hydrogrammes précis au-delà de 10 m³/sec. L'interprétation des hydrogrammes, d'un point de vue volumétrique, est donc très limitée. Les méthodes traditionnelles des débits classés et d'analyse corrélatrice et spectrale n'ont donc pu être appliquées à ce stade du travail.

Deux campagnes d'échantillonnage d'eau ont été effectuées en période de basses eaux (août 2009) et de hautes eaux (janvier 2008) afin de procéder à l'analyse des paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique standard et analyse des éléments majeurs). L'objectif étant de caractériser la qualité des eaux et le type d'écoulement auquel elles appartiennent (origine superficielle, souterraine, mixte) ; et d'évaluer leur temps de séjour au sein du système (Tabl. II.1).

Neuf essais de traçage quantitatifs ont été réalisés afin de préciser les temps de transit au sein du système et de quantifier le volume du système tracé (Tabl. II.1). Les paramètres d'écoulement et de transport caractérisant le système tracé ont été modélisés à l'aide du Logiciel Qtracer2 (Field, 2002).

Etape	Type d'étude	Méthodes mises en oeuvre	Données nécessaires	Résultats
IDENTIFICATION	Analyse de la géométrie du réservoir	Géologie, Stratigraphie Analyse structurale Géophysique Vérification du bilan hydrologique	Etude bibliographique Relevés de terrain	Nature et structure du réservoir Limites du système
	Etat de la nappe et interaction avec la rivière souterraine	Analyse des chroniques limnimétriques et piézométriques	Chroniques limnimétriques et piézométriques	Fonctionnement de la zone d'infiltration Evaluation du volume dynamique
	Fonctionnement en terme de transfert	Analyses des courbes de récession	Chroniques des débits	Fonctionnement du système et des points particuliers (exutoire et trop-pleins)
		Analyse des débits classés		
		Analyses corrélatoire et spectrale	Chroniques des débits et des pluies	Régulation Réponse impulsionnelle Présence de réserves
	Fonctionnement en terme de transit	Traçages quantitatifs	Concentrations en traceur et débits	Degré de karstification Structure du système traçage Temps de transit Volume du système-traçage
Hydrogéochimie		Analyses chimiques (suivi d'un cycle, d'une crue)	Qualité Temps de séjour des eaux Type d'écoulement Localisation des réserves	
DEMONSTRATION	Démonstration de la ressource.	Pompage sur exutoire	Chroniques des rabattements, des débits prélevés et des débits naturels	Structure et fonctionnement de la zone noyée Disponibilité de la ressource
		Pompage sur regard naturel		
		Pompage sur forage		
EVALUATION	Evaluation des schémas de gestion, d'exploitation et de protection	Modélisation Précisions sur la géométrie du système (limites, cloisonnement)	Suivi à long terme de l'exploitation Pluviométrie (recharge)	Mode d'exploitation Gestion de l'exploitation Périmètres de protection

Tabl. II.1 : Différentes phases de l'étude d'un aquifère karstique (d'après Marsaud, 1997 – modifié) – En rouge: Méthodologies appliquées au massif de Boine.

III. DIMENSIONNEMENT DU SYSTEME KARSTIQUE ACTIF

Le dimensionnement du système karstique actif fait l'objet de la troisième partie de cette thèse intitulée : "Dimensionnement du système karstique actif par modélisation des résultats d'essai de traçage".

L'objectif principal étant de **dimensionner les zones noyées** affectant le cours souterrain de la Lesse, un essai de traçage avec échantillonnage à l'amont et à l'aval de ces zones a été effectué.

L'écoulement en milieu karstique étant turbulent et ne respectant pas la loi de Darcy, les résultats de cet essai de traçage ont été modélisés à l'aide du logiciel Otis (One-dimensional Transport with Inflow and Storage) (Runkel, 1998). Celui-ci est conçu pour la modélisation de l'écoulement et du transport en milieu de type rivière. Le modèle repose sur l'équation de base d'advection-dispersion à laquelle différents termes sont ajoutés de façon à considérer les processus d'emménagement temporaire, de dilution, de dégradation du premier ordre et de sorption. Il permet également la discrétisation du système karstique actif.

Les résultats de la modélisation Otis sur le système de la Lesse souterraine étant très bons, nous avons décidé de tester l'applicabilité de ce modèle sur trois autres systèmes karstiques aux propriétés différentes.

- Un système de type conduit karstique perché par rapport à la nappe ;
- Un système de type zone noyée indépendant du système de la Lesse ;
- Un système perte-résurgence de type conduit karstique drainant.

Le recoupement entre toutes les informations issues de l'étude hydrogéologique expérimentale du massif de Boine et du dimensionnement du système karstique actif de Han-sur-Lesse par la modélisation des résultats d'essai de traçage nous permet de faire un pas en avant dans la compréhension du comportement hydrogéologique du massif de Boine.

**PREMIERE PARTIE : CONTEXTUALISATION DE
L'ETUDE**

I. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

Le massif calcaire de Boine (1,6 km²) affleure au Sud du village de Han-sur-Lesse, commune de Rochefort, en province de Namur (Wallonie). Il est localisé à 40 kilomètres au Sud-Sud-Est de la ville de Namur, dans la vallée de la Lesse (Fig.I.1). Cette dernière prend sa source à Recogne, sur les hauts plateaux de l'Ardenne belge et se jette dans la Meuse à Anseremme dans le Condroz (Fig.I.2). Dans la région de Han-sur-Lesse, ses principaux affluents sont, de l'amont vers l'aval (Fig.I.3) :

- Le ry des Boyes ;
- Le ry d'Howisse ;
- Le ruisseau de la Planche ;
- Le ry d'Ave ;
- La Lomme.

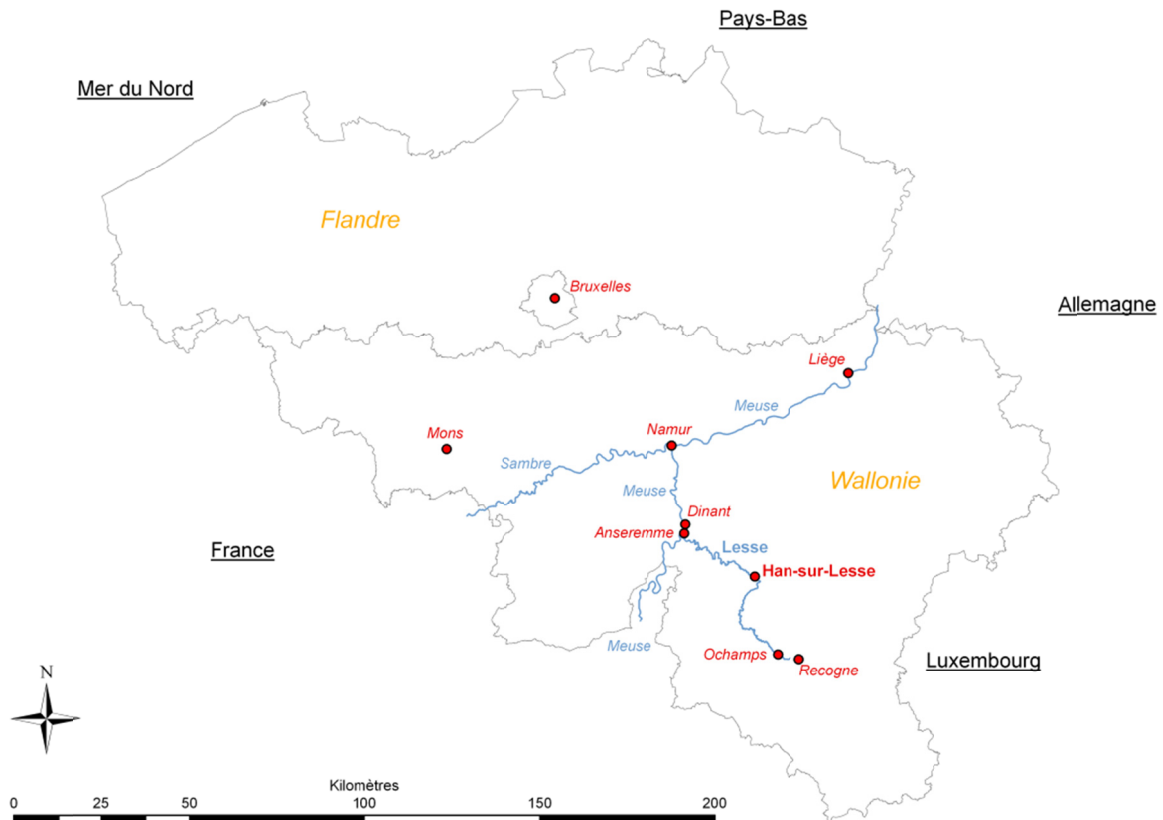


Fig.I.1 : Localisation du village de Han-sur-Lesse.

Le massif de Boine est localisé en région naturelle de Haute Belgique (altitude supérieure à 200 mètres) au sein d'une unité morfo-structurale nommée Calestienne (Fig.I.2). La Calestienne est une région étroite (2 à 3 kilomètres) composée d'un cordon de collines s'étendant d'Ouest en Est sur près de 130 kilomètres entre les communes de Chimay et d'Aywaille. Elle constitue un seuil topographique atteignant les 250 à 300 mètres d'altitude. Elle est limitée au Nord par la plaine de Fagne – Famenne d'une altitude moyenne de 200 mètres et au Sud par le plateau ardennais d'altitude comprise entre 300 mètres et 694 mètres (Fig.I.2).

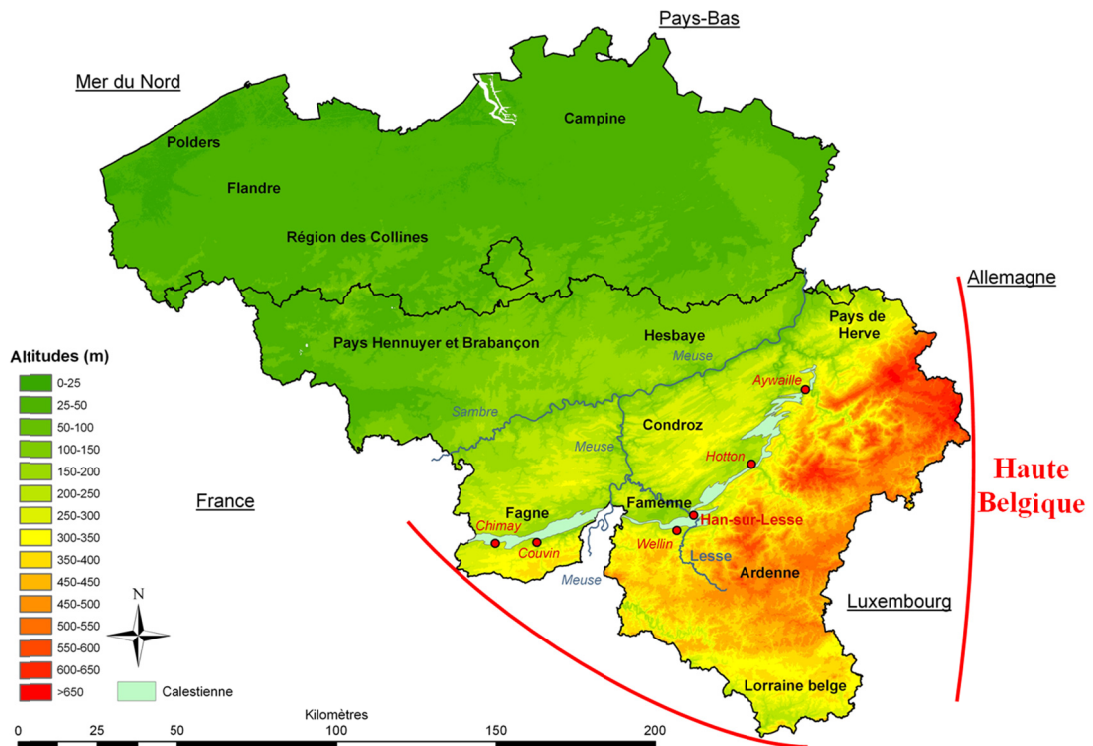


Fig.I.2 : Localisation de la Calestienne en région naturelle de Haute Belgique.

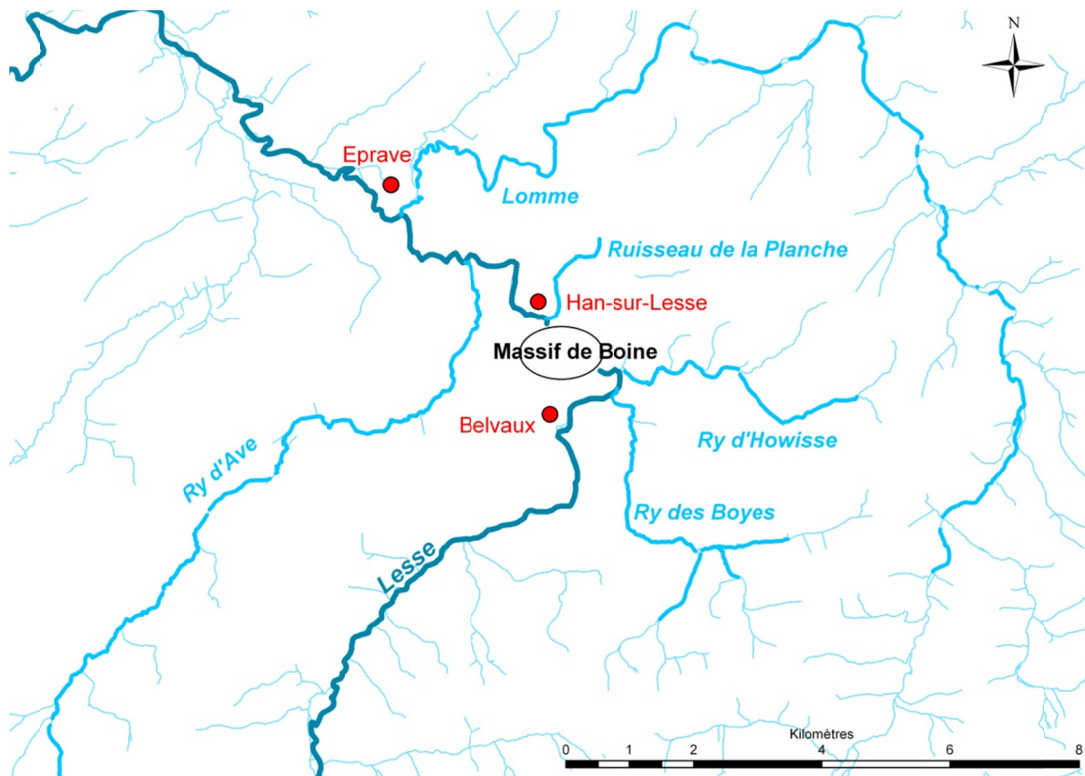


Fig.I.3 : Localisation des affluents de la Lesse dans la région de Han-sur-Lesse.

Les lithologies affleurant en Calestienne consistent en une alternance de calcaires givetiens et de pélites eifeliennes et frasniennes. Le paysage particulier qui en résulte est principalement dû à l'érosion différentielle, en climat froid, des calcaires qui restent en relief et des pélites qui évoluent en dépression. Cette érosion, essentiellement fluviale, sculpte le paysage depuis le Cénozoïque moyen à supérieur (Quinif et Vandycke, 2001).

Les différents massifs calcaires affleurant sur la commune de Rochefort, mais aussi sur la commune de Tellin (province de Luxembourg) constituent une réserve naturelle : le parc de Lesse et Lomme. Cette réserve est un site de grand intérêt biologique notamment en raison de la conservation de parcelles de pelouse calcicole dont la gestion est assurée par l'association "*Ardenne et Gaume*". Plusieurs sites qui étaient anciennement attachés au parc sont aujourd'hui des réserves naturelles domaniales.

C'est au sein du massif de Boine (Han-sur-Lesse) que la Lesse a façonné le plus grand système karstique de Belgique cumulant 13843 mètres de galeries : les grottes de Han-sur-Lesse.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

II.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE A L'ECHELLE REGIONALE

D'un point de vue géologique, la Calestienne correspond à la bordure méridionale du synclinorium de Dinant (Fig.II.1).

Le synclinorium de Dinant est une vaste structure plissée-faillée déversée vers le Nord (Fig.II.2) affectant des séries sédimentaires paléozoïques s'étagant du Dévonien inférieur au Carbonifère (Fig.II.1).

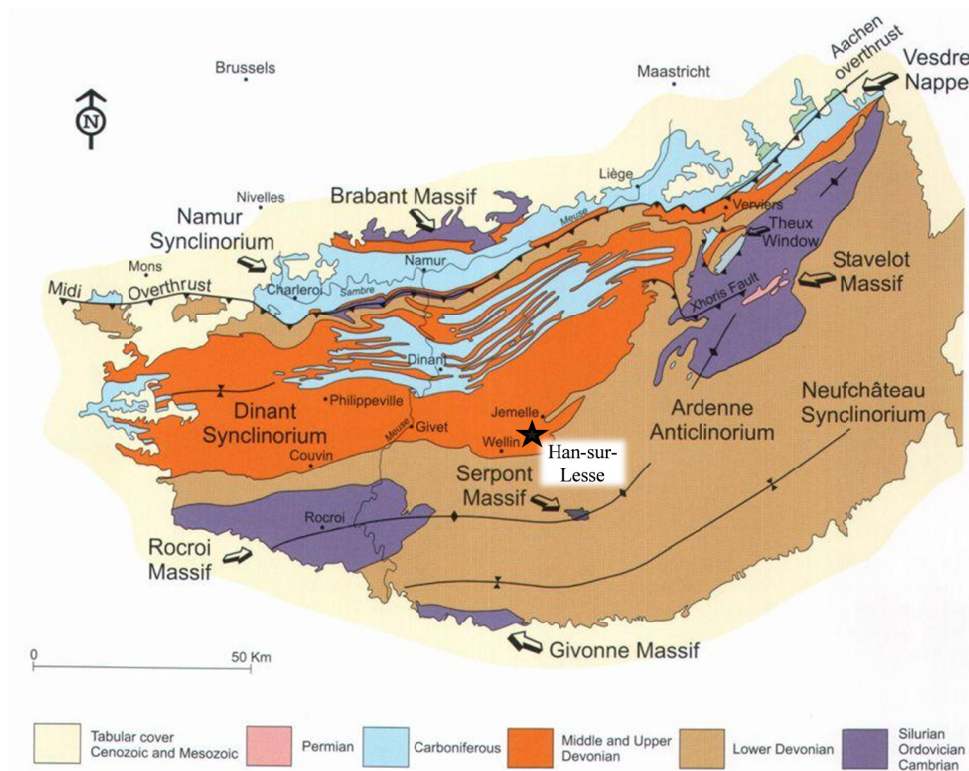


Fig.II.1 : Contexte géologique du synclinorium de Dinant (Bultynck et Dejonghe, 2001)

Il fait partie intégrante de l'allochtone ardennais, nappe de charriage épaisse de plusieurs kilomètres charriée sur l'unité paraautochtone de Namur et tectonisée durant la phase orogénique hercynienne (Delvaux de Fenffe, 1985). Il est limité au Nord par la zone de chevauchement du Midi. Cette dernière est l'émergence principale du chevauchement basal ardennais (zone chevauchante d'échelle crustale à vergence NNW) qui affecte le front septentrional de la chaîne varisque d'Europe occidentale (Averbuch et al., 2006). Sa limite sud correspond à l'anticlinorium de l'Ardenne.

Le synclinorium de Dinant est composé d'une succession de plis de direction générale W-E à l'Ouest de la Meuse et NE – SW à l'Est de la Meuse (Fig.II.1) (Delvaux, 1985 ; Laquement, 2001). Dans cette région, la vallée de la Meuse est localisée au sein d'un couloir d'une quarantaine de kilomètres correspondant à une zone de virgation affectant l'ensemble de l'allochtone ardennais (Averbuch et al., 2006).

Le massif de Boine est localisé en bordure est de cette zone de virgation (Fig.II.3). Il en résulte une structure géologique locale complexe caractérisée par une structure intensément plissée et fracturée.

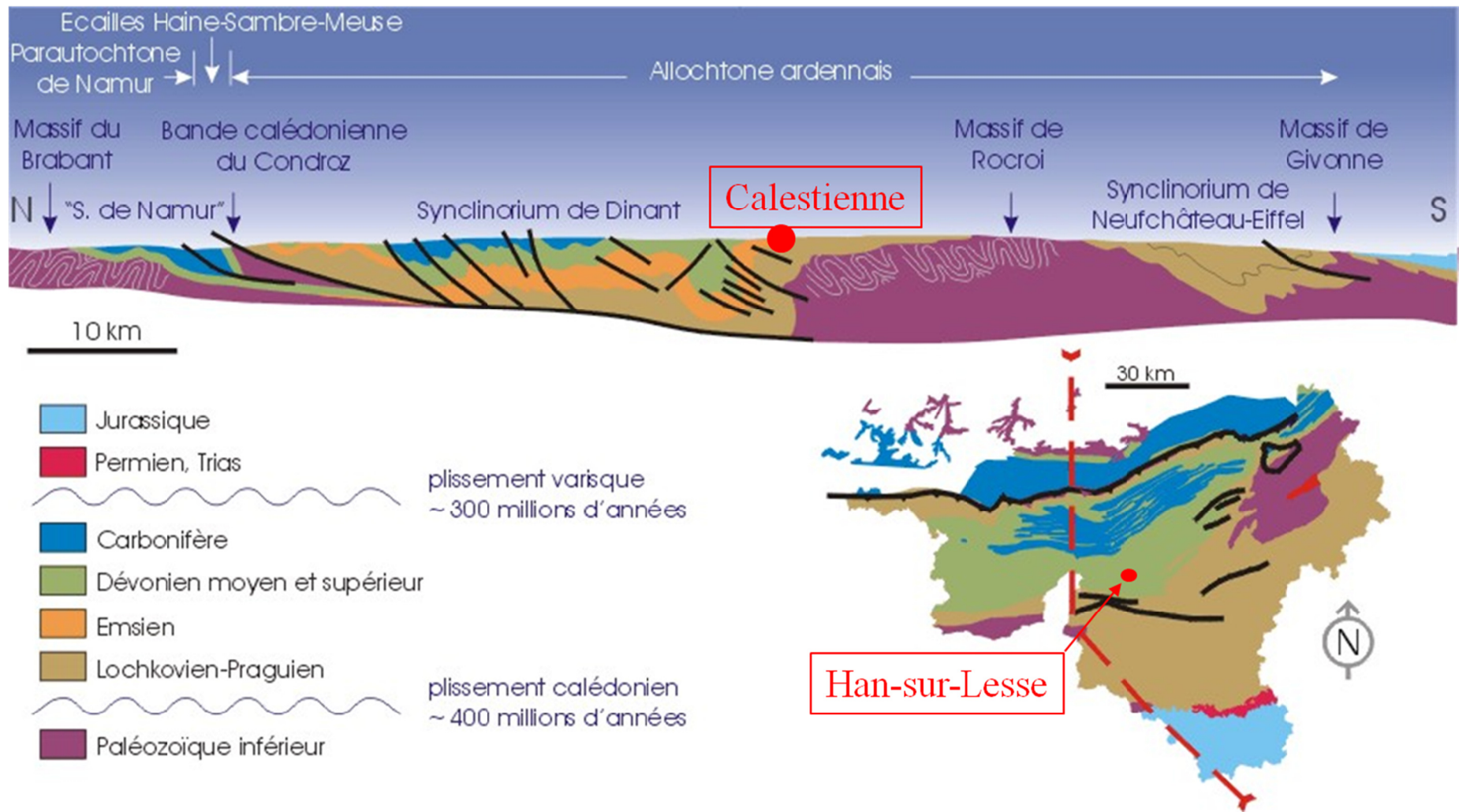


Fig.II.2 :Transect Nord-Sud de l'allochtone ardennais (Bultynck et Dejonghe, 2001)

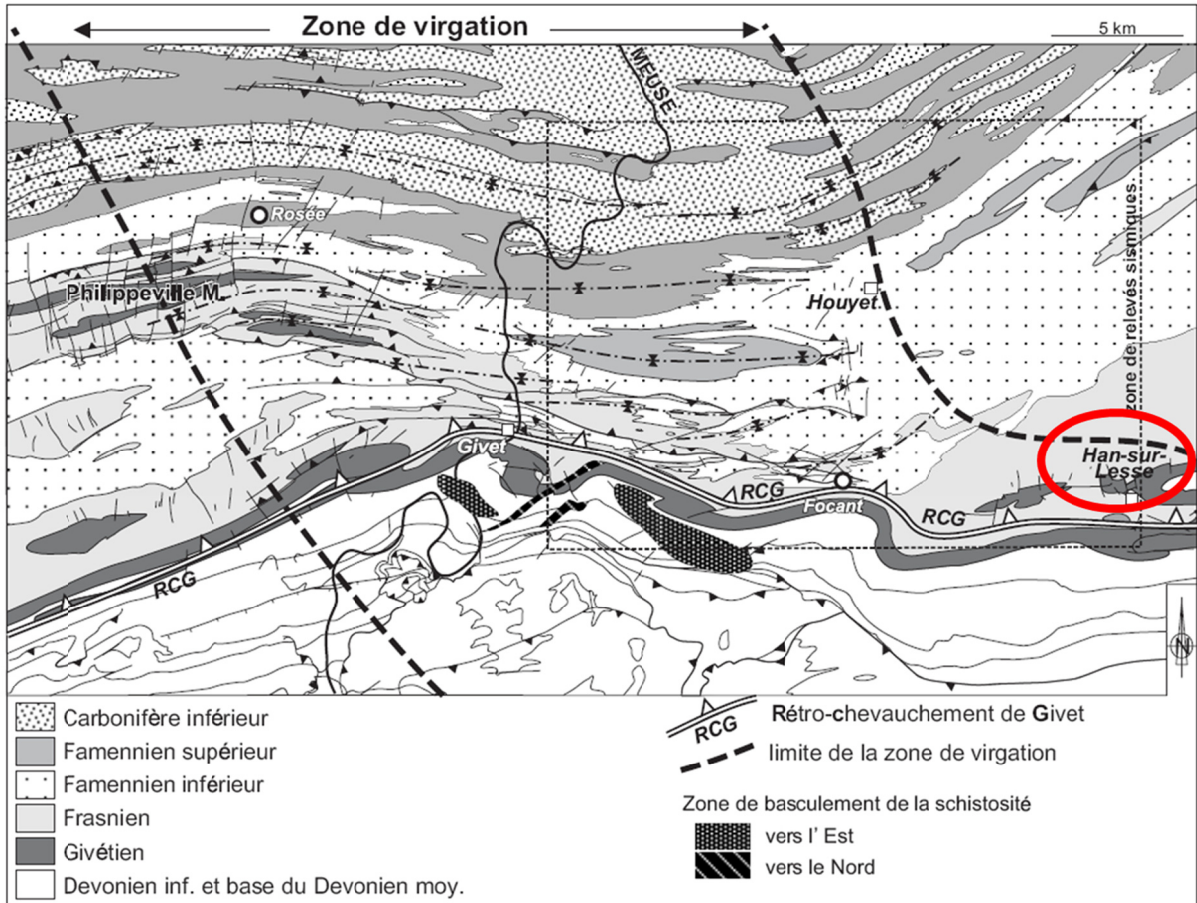


Fig.II.3 : Localisation de Han-sur-Lesse au sein de la zone de virgation structurale de la vallée de la Meuse (Averbuch et al., 2006).

Sur base de ses études structurales, D. Delvaux de Fenffe (1985, 1989, 1997, 1998) impute cette virgation des couches géologiques à une évolution tectonique multiphasique. La phase hercynienne, majeure, correspond à une compression N-S et induit le plissement longitudinal des couches accompagné de la formation de failles inverses. Vient ensuite une phase tardi-hercynienne correspondant à un épisode d'extension N-S et de rééquilibrage des masses rocheuses générant des failles normales longitudinales et marquant la fin de la phase majeure de l'orogénèse hercynienne. Le champ de contraintes évolue ensuite vers un épisode de décrochement dextre avec compression apparente E-W (Delvaux de Fenffe, 1989) responsable du développement de structures mineures transverses (phase post-hercynienne).

Une autre interprétation repose sur une évolution tectonique monophasique (Lacquement, 2001 ; Averbuch et al., 2006). Selon ces auteurs, le massif brabançon, localisé au Nord du synclinorium de Dinant, a constitué un obstacle résiduel contre lequel sont venues butter les unités chevauchantes de l'allochtone ardennais lors de la phase orogénique hercynienne. Cette collision a induit d'inévitables accommodements géométriques locaux de la nappe de charriage dont le principal fut la virgation de la chaîne hercynienne. (Havron et al., 2007 d'après Lacquement, 2001). Les travaux de Lacquement (2001 in Havron, 2007) démontrent la compatibilité des zones décrochantes dextres dans la compression S-N d'ensemble de la tectogenèse hercynienne et ne réfutent aucunement la possibilité de compressions E-W locales.

Postérieurement à la tectonique hercynienne, la région étudiée a été le siège d'un champ de contraintes NE – SW globalement extensif affectant le NW européen au cours du Méso-Cénozoïque (Vandycke, 2002). Au niveau de l'Ardenne, cette tectonique en extension est marquée par des structures de direction NW-SE observables à diverses échelles (Bevan et Hancock, 1986 in Havron et al., 2007) et est reliée à la dynamique du Graben du Rhin inférieur. Cette dynamique est connue dans les périodes récentes (Camelbeeck et Meghraoui, 1996 in Havron et al., 2007) et perdure jusqu'à aujourd'hui à travers l'activité sismique (Camelbeeck et van Eyck, 1994 in Havron et al., 2007).

Ces différents événements tectoniques sont à l'origine de la structure géologique complexe affectant la région de Han-sur-Lesse et plus particulièrement le massif de Boine. La répartition des réseaux de failles, fractures et joints qui en résultent conditionnent directement la géométrie des réseaux karstiques développés au sein du massif (cfr IV.2.1. : Karstogenèse du réseau karstique de Han-sur-Lesse).

II.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE A L'ECHELLE LOCALE

II.2.1. Structure géologique

Selon les travaux de cartographie géologique du parc de Lesse et Lomme de D. Delvaux de Fenffe (1985, 1989), la structure géologique y est caractérisée par une série de grandes structures longitudinales de direction générale W-E sur lesquelles se superposent transversalement des structures mineures (Fig.II.4). Toutes les structures longitudinales font partie d'une même grande phase de déformation où chaque type de structure est l'expression d'un état de contraintes déterminé sous l'effet d'une compression générale S-N. Les structures transversales sont très localisées et d'importance mineure mais témoignent de l'existence de mouvements tectoniques tardifs.

II.2.1.1. Structures longitudinales

II.2.1.1.1 Les plis

Les plis longitudinaux sont globalement cylindriques et peuvent être droits, déjetés vers le Nord ou plus ou moins fortement déversés vers le Nord (terminologie selon Foucault et Raoult, 1980). Dans l'ensemble, ces structures sont ennoyées vers l'Ouest. Les flancs des plis sont souvent affectés de failles inverses ou normales.

Ces plis longitudinaux sont, du Nord vers le Sud (Fig.II.4) :

- L'anticlinal du Gerny ;
- Le synclinal de Rochefort ;
- L'anticlinal de Sainte-Odile ;
- Le synclinal de Han ;
- L'anticlinal de Wavreille ;
- Le synclinal de Belvaux ;
- Les anticlinaux des Boyés et d'Ochamps.

Dans la partie sud de la carte, la structure est singulièrement compliquée par l'existence d'une faille de charriage supportant la klippe du Bois Niau et le lambeau des Pérées (Delvaux de Fenffe, 1985).

La zone étudiée est localisée dans la terminaison périclinale de l'anticlinal de Wavreille. Celle-ci affleure sous la forme de quatre massifs calcaires boisés bien distincts qui sont, d'Ouest en Est : le massif du Roptai, le massif des Grignaux, le massif de Turmont et le massif de Boine ; ce dernier faisant l'objet de cette thèse (Fig.II.4).

L'anticlinal de Wavreille est un pli droit à légèrement déversé vers le Nord caractérisé par des changements de secteur de plongement axial. Au niveau du massif de Boine, le secteur d'enfoncement est l'Ouest (Fig.II.4).

II.2.1.1.2 Les failles

Les failles longitudinales affectant le secteur sont, du Nord vers le Sud (Fig.II.4) :

- La faille inverse de la Martinette ;
- La faille normale de Jemelle ;
- La faille normale de Lamsoul ;
- La faille inverse de Forrières ;
- La faille de chevauchement des Pérées ;
- La faille inverse du Chenêt.

Aucune de ces failles longitudinales majeures, décrites par D.Delvaux de Fenffe (1985), n'affecte directement l'anticlinal de Wavreille. Un petit accident longitudinal affectant la voûte de l'anticlinal de Wavreille au niveau du massif de Boine est cependant souterrainement connu au niveau des grottes de Han-sur-Lesse (Delvaux de Fenffe, 1985 d'après M.Coen, inédit). Il provoque un léger affaissement du compartiment sud et son rejet est normal.

Les récents travaux de Blockmans et Dumoulin (soumis) dans le cadre de la nouvelle cartographie géologique du territoire wallon (carte Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2) ont mis en évidence des accidents longitudinaux supplémentaires. La cartographie de ces derniers est basée non seulement sur le levé géologique de terrain mais également sur l'interprétation des linéaments observés à partir de photographies aériennes.

Le flanc nord et la zone axiale de l'anticlinal de Wavreille sont notamment affectés de trois failles longitudinales à décrochement sénestre nommées FL1, FL2 et FL3 (Fig.II.5). Ces failles appartiennent probablement à un complexe de failles plus conséquent (Blockmans et Dumoulin, communication orale).

Sur base de la localisation des accidents FL1 et FL3, ce complexe affecterait un couloir d'environ 200 mètres de large. La fracturation importante liée à la présence de ce couloir de failles pourrait, en augmentant le degré de perméabilité de la roche, influencer le comportement hydrogéologique du massif de Boine.

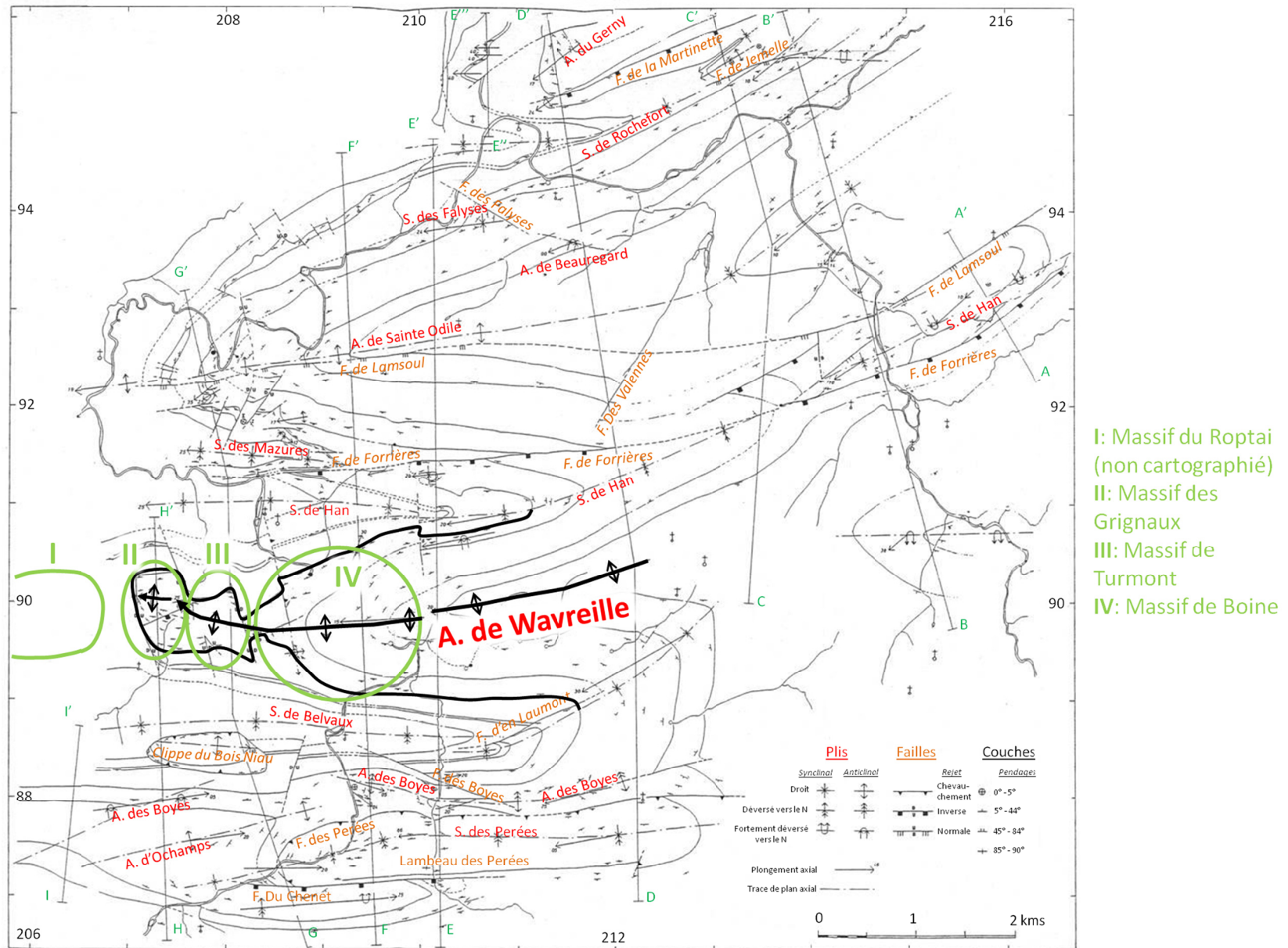


Fig.II.4 : Carte structurale du parc de Lesse et Lomme (Delvaux de Fenffe, 1985).

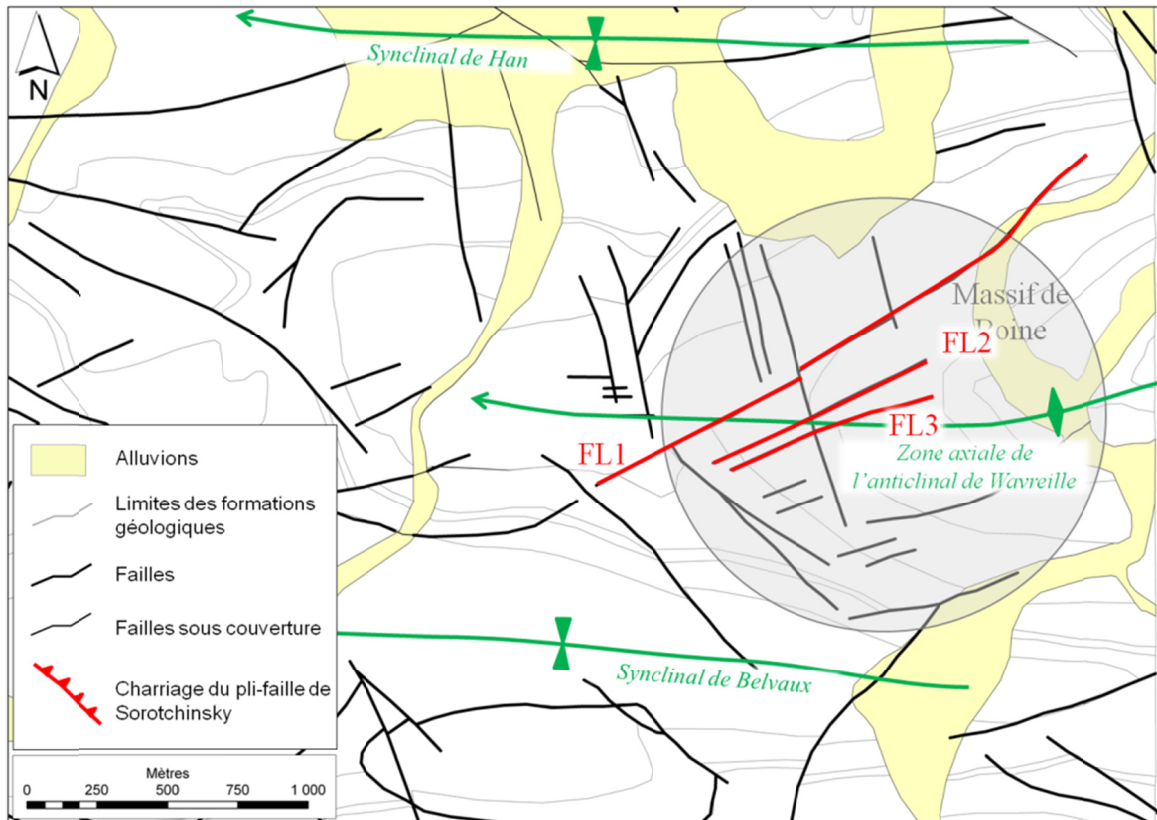


Fig.II.5 : Extrait de la nouvelle carte géologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blocmans et Dumoulin, soumis) – Localisation des failles longitudinales FL1, FL2 et FL3

II.2.1.2. Structures transversales

La terminaison périclinale de l'anticlinal de Wavreille est fortement disloquée au niveau du massif de Boine ; non seulement par les accidents longitudinaux décrits précédemment, mais aussi par un pli-faille transversal affectant principalement son flanc nord. Celui-ci se manifeste en surface par l'occurrence de trois failles transverses (Blockmans et Dumoulin, soumis) nommées FT1, FT2 et FT3 dans le cadre de ce travail (Fig.II.6).

Ce pli-faille, décrit par Sorotchinsky (1939), est associé à un léger chevauchement de la partie est du massif sur la partie ouest. Il est observable au sein d'une des plus vastes salles du réseau karstique de Han-sur-Lesse : la salle du Dôme (Fig.II.7). La genèse de cette salle résulte principalement des processus d'effondrements liés à cette structure géologique particulière (Quinif et Bastin, 1984). La zone failleuse est constituée de roche broyée ou intensément plissée et peut atteindre 20 mètres d'épaisseur.

Les couches géologiques du flanc nord de l'anticlinal de Wavreille sont caractérisées par une direction générale NE-SW. La présence du pli-faille de Sorotchinsky leur confère, de manière locale, une direction NNW –SSE (Fig.II.7).

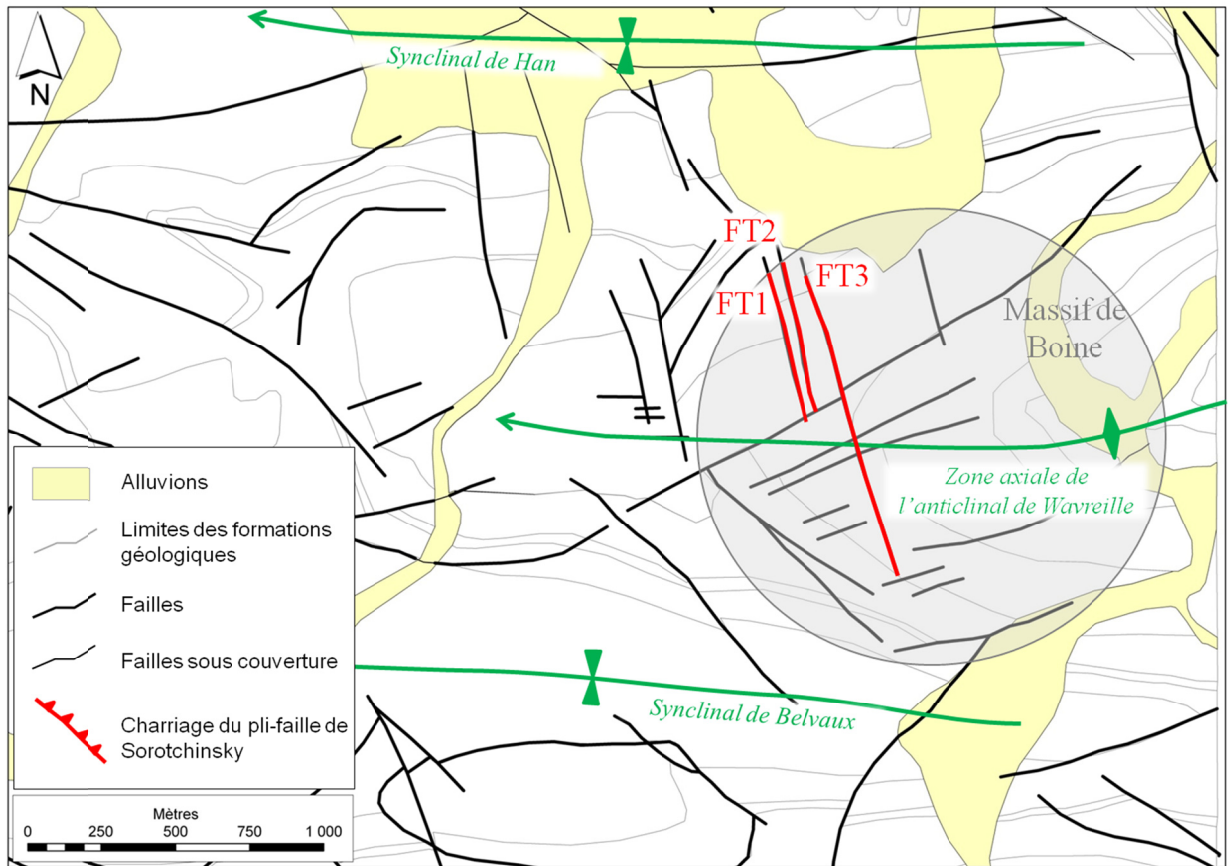


Fig.II.6 : Extrait de la nouvelle carte géologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blocmans et Dumoulin, en cours) – Localisation des failles transversales FT1, FT2 et FT3

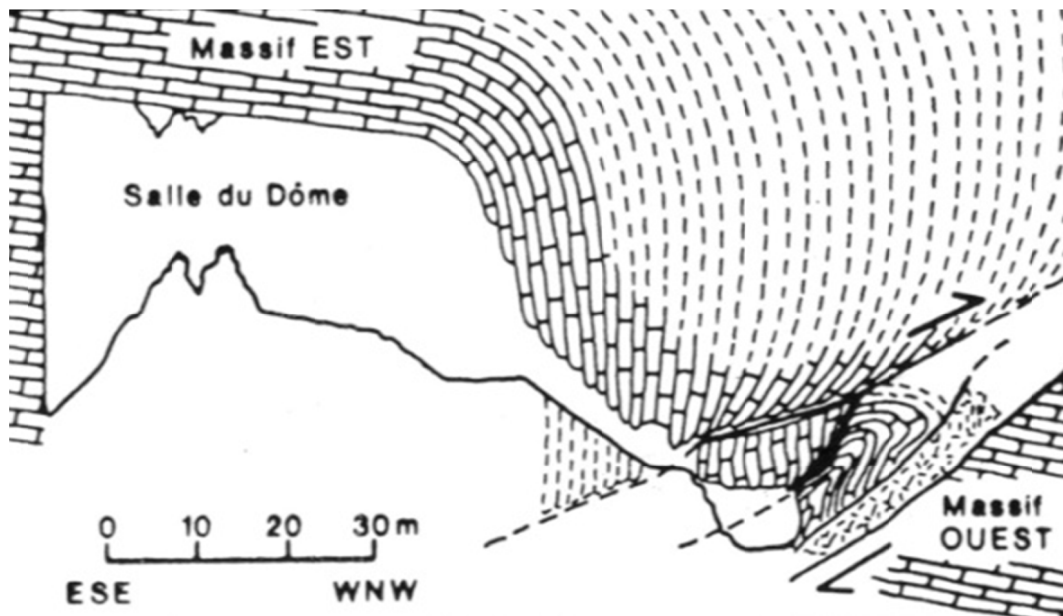


Fig.II.7 : Coupe schématique du pli-faïlle de la salle du Dôme (grotte de Han-sur-Lesse) décrit par Sorotchinsky (1939).

Eléments clés :

- Sur base de ces nombreux travaux de levé géologique et structural, le massif de Boine peut être caractérisé comme une structure anticlinale ennoyée vers l'Ouest et intensément affectée par une tectonique cassante ;
- La zone d'intersection entre les accidents longitudinaux FL1, FL2 et FL3 et transversaux FT1, FT 2 et FT 3, couplée au passage de l'axe anticlinal de Wavreille, doit probablement induire dans ce secteur une fracturation intense du massif ;
- Le degré de fracturation élevé du massif de Boine qui en résulte lui confère des propriétés hydrogéologiques gouvernées par un important degré de perméabilité de fissure.

II.2.2. Lithostratigraphie

Les formations géologiques paléozoïques affleurant au sein du Parc de Lesse et Lomme sont d'âge Eifélien (Dévonien moyen) à Frasnien (Dévonien supérieur) soit environ de 380 à 360 millions d'années (Fig.II.8).

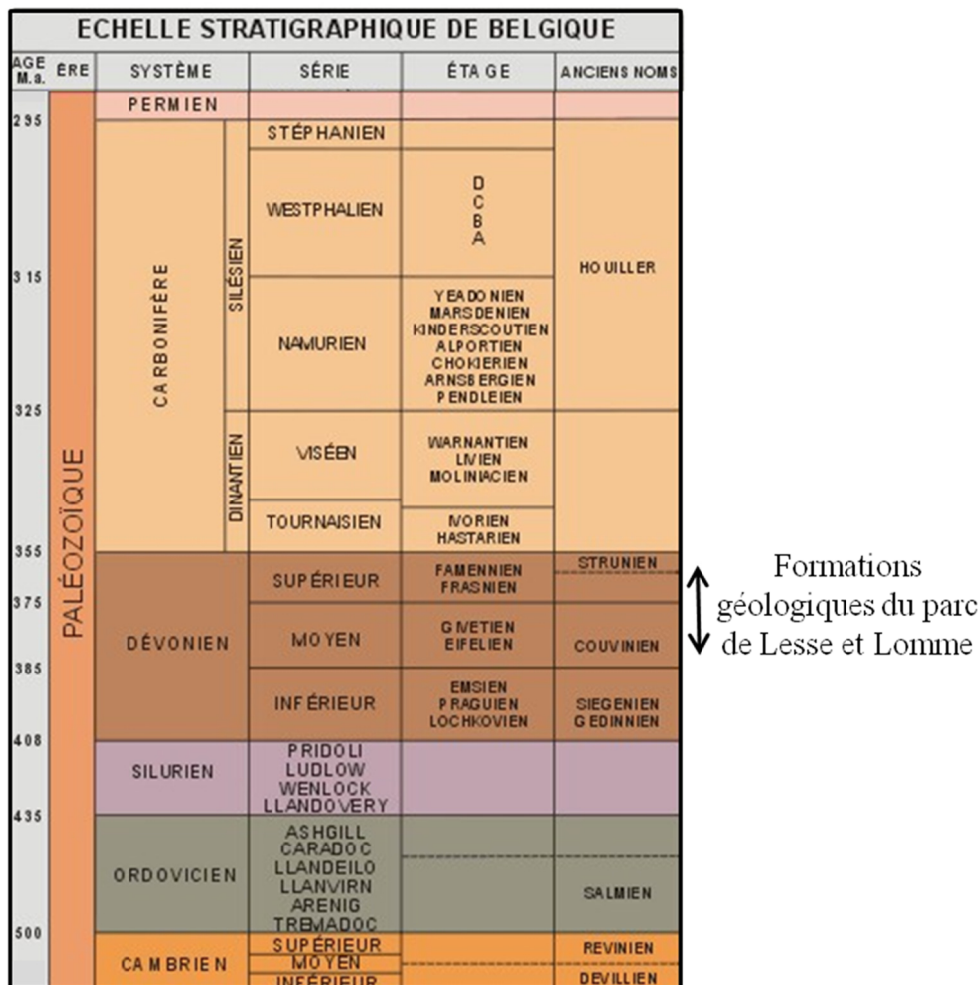


Fig.II.8 : Echelle stratigraphique de Belgique - Ere Paléozoïque.

Ces formations sont, selon l'ordre stratigraphique et selon la découpe en formations lithostratigraphiques en vigueur dans le cadre de la nouvelle cartographie géologique du territoire wallon (Bultynck et Dejonghe, 2001 ; Blockmans et Demoulin, soumis) :

- La Formation de Jemelle ;
- La Formation de la Lomme ;
- La Formation d'Hanonet ;
- La Formation de Trois-fontaines ;
- La Formation des Terres d'Hairs ;
- La Formation de Mont d'Hairs ;
- La Formation de Fromelennes,
- La Formation de Nismes et de Moulin Liénaux ;
- La formation des Grands Breux ;
- La formation de Neuville et Matagne.

Les formations mésozoïques et cénozoïques ne sont représentées que par des lambeaux de formations transgressives piégées dans des dépressions cryptokarstiques (Dupuis, 1992, 1995).

Le Quaternaire est surtout une phase d'érosion responsable de la géomorphologie actuelle de la Calestienne.

II.2.2.1. Description des formations géologiques

La description des formations géologiques est issue de la nouvelle carte géologique Houyet-Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blockmans et Dumoulin, soumis). Par souci de simplification, la description des formations est principalement basée sur une sélection de caractéristiques lithologiques susceptibles d'affecter le comportement hydrogéologique de celles-ci. Pour de plus amples informations concernant la biostratigraphie, se référer à Blockmans et Dumoulin (soumis), Bultynck et Dejonghe (2001) et aux différents auteurs cités ci-dessous.

II.2.2.1.1 Formation de Jemelle

La Formation de Jemelle est principalement de nature silico-clastique. Sa base est composée de schistes et de siltites et son sommet de niveaux silto-argileux.

Epaisseur : 585 mètres (Blockmans et Demoulin, soumis).

Age : Eifelien.

II.2.2.1.2 Formation de la Lomme

La Formation de la Lomme est constituée d'une alternance de schistes, de siltites et de grès micacés, parfois carbonatés ou à nodules calcaires. Cet ensemble est entrecoupé de niveaux plurimétriques de grès en bancs pluricentimétriques à décimétriques, plus rarement bioclastiques et souvent finement laminaires.

Epaisseur : de 0 m à 130 mètres.

Age : Eifelien.

II.2.2.1.3 Formation de Hanonet

La formation est constituée dans l'ensemble de calcaire argileux avec des bancs et interbancs argilo-carbonatés, rarement laminaires. Les bancs sont régulièrement stratifiés et souvent d'aspect noduleux à subnoduleux. On y trouve une faune diversifiée (crinoïdes, brachiopodes) avec notamment des niveaux à organismes lamellaires ou riches en rugueux solitaires et tabulés.

Epaisseur : de l'ordre de 75 mètres.

Age : limite Eifelien-Givetien.

II.2.2.1.4 Formation de Trois fontaines

La Formation de Trois fontaines débute par un ensemble d'ordre métrique à plurimétrique, formé par un biostrome associé à des calcaires souvent grenus, crinoïdiques, avec quelques organismes constructeurs (rugueux solitaires et coloniaux, tabulés lamellaires et massifs, stromatopores) et des brachiopodes.

Le biostrome est surmonté d'un ensemble bien stratifié de calcaire fin, clair, fréquemment bioturbé, à fenestrae, gastéropodes et *Leperditia* associé à du calcaire algaire finement laminaire (laminites).

Epaisseur : de l'ordre de 75 mètres.

Age : partie inférieure du Givetien.

II.2.2.1.5 Formation des Terres d'Hours

La Formation des Terres d'Hours est principalement composée de calcaires argileux, finement grenus, finement bioclastiques et souvent crinoïdiques. Le caractère grenu est parfois prononcé et le calcaire est dès lors plus clair. Les bancs sont régulièrement stratifiés avec une allure généralement noduleuse à subnoduleuse et les joints argileux sont fréquents. On y trouve des niveaux à accumulations de gastéropodes, de brachiopodes ou de coraux divers.

Epaisseur : de l'ordre de 70 à 75 mètres.

Age : Givetien.

II.2.2.1.6 Formation du Mont d'Hours

La formation débute par l'apparition d'un premier biostrome à stromatopores et coraux. Elle est ensuite constituée d'une alternance de biostromes et de niveaux de calcaire foncé fin. Les niveaux construits ont un aspect massif et sont riches en stromatopores, rugueux et tabulés. Le calcaire fin peut être argileux ou bioclastique. Du calcaire fin noir en plaquettes se rencontre à certains niveaux.

Le contact entre les Formations du Mont d'Hours et de Fromelennes se cartographie assez facilement. Les derniers bancs à stromatopores de la Formation du Mont d'Hours constituent un ressaut qui précède une dépression correspondant aux couches de base de la Formation de Fromelennes.

Epaisseur : de l'ordre de 180 mètres.

Age : Givetien.

II.2.2.1.7 Formation de Fromelennes

La Formation de Fromelennes débute par une vingtaine de mètres de calcaires argileux et de schistes. Ce niveau argileux constitue le **Membre de Flohimont** (Bultynck et Dejonghe, 2001 ; Barchy et al., 2007). Il souligne généralement une étroite dépression à vocation agricole au sein des massifs boisés (Fig.II.9). Le tracé de ce membre étant principalement déterminé par interprétation géomorphologique, sa limite supérieure, difficilement observable sur le terrain, n'est pas cartographiée sur la nouvelle carte géologique de Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blockmans et Dumoulin, soumis).

Ensuite apparaissent des alternances cycliques plurimétriques de calcaire construit et de calcaire fin. A la base des cycles, les niveaux construits forment des bancs massifs pluridécimétriques de calcaire gris à stromatopores globuleux et branchus, tabulés branchus et autres coraux divers. Ensuite, prennent place des bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques bien stratifiés de calcaire fin à finement grenu. Les bancs sont parfois laminaires se délitant en plaquettes et peuvent présenter à leur base des accumulations de copeaux argileux.

Epaisseur : de l'ordre de 140 mètres (Coen et Coen-Aubert, 1971).

Age : Givetien supérieur.



Fig.II.9 : Vue aérienne du massif de Boine – Dépression étroite liée à l'affleurement du Membre de Flohimont – Image Google Earth – Image du 08 avril 2007

II.2.2.1.8 Formation de Nismes et du Moulin-Liénaux

Cette formation est le regroupement de deux formations distinctes difficilement distinguables dans la région de Han-sur-Lesse : la Formation de Nismes et la Formation du Moulin – Liénaux.

II.2.2.1.8.1 Formation de Nismes

La Formation de Nismes, à l'exception de quelques bancs de calcaires bioclastiques à sa base, est essentiellement argileuse.

Epaisseur : de l'ordre de 25 mètres.

Age : limite Givetien-Frasnien.

II.2.2.1.8.2 Formation du Moulin-Liénaux

La Formation du Moulin Liénaux se marque à sa base par un faisceau de bancs calcaires (Membre de Chalon) entrecoupés de schistes (Coen, 1977). Ces calcaires sont le plus souvent argileux, d'aspect subnoduleux et faiblement bioclastiques mais ils peuvent localement être massifs, construits et former des petites lentilles d'ordre décamétrique.

Ce niveau calcaire est surmonté de schistes gris verdâtre avec quelques alignements de nodules calcaires (Membre de l'Ermitage). Par endroits, on y trouve d'abondants brachiopodes.

Epaisseur : de l'ordre de 130 mètres.

Age : base de la partie moyenne du Frasnien.

II.2.2.1.9 Formation des Grands Breux

La Formation des Grands Breux se marque à la base par un horizon de calcaire stratifié bien visible dans le paysage et servant de repère cartographique (Membre de Bieumont). Il s'agit d'un calcaire finement grenu et bioclastique (crinoïdes, brachiopodes) gris, en bancs subnoduleux d'épaisseur décimétrique, voire un peu plus épais à la base. La partie médiane de ce membre est plus riche en interbancs argileux. On y rencontre fréquemment des petits nodules de pyrite altérée.

Cet horizon est surmonté par un membre schisteux, le Membre de Boussu-en-Fagne. Il est constitué de schistes gris-vert parfois riches en éléments calcaires (nodules épars, alignements de nodules et, surtout à la base et au sommet du membre, concentrations de nodules pouvant former des bancs calcaires).

Epaisseur : environ 100 mètres.

Age : partie moyenne du Frasnien.

II.2.2.1.10 Formations de Neuville et de Matagne

Cette formation est le regroupement de deux formations distinctes difficilement distinguables dans la région de Han-sur-Lesse : la Formation de Neuville et la Formation de Matagne.

II.2.2.1.10.1 Formation de Neuville

La formation de Neuville est constituée de schistes et de schistes à abondants nodules de calcaire fin micritique. Au sommet, la fraction carbonatée diminue. Des petites lentilles d'ordre métrique de calcaires sont localement présentes. Les schistes qui les encadrent sont très fossilifères.

Epaisseur : de l'ordre de 125 mètres.

Age : partie supérieure du Frasnien.

II.2.2.1.10.2 Formation de Matagne

La Formation de Matagne est composée de schistes fins, parfois silteux, de teinte sombre (noir, gris, vert sombre, brun), finement feuilletés, avec seulement de loin en loin quelques rares nodules plats et l'une ou l'autre petite lentille de grès.

Epaisseur : de l'ordre 70 mètres (Boulvain et Coen-Aubert, 1997).

Age : Frasnien supérieur à l'extrême base du Famennien.

II.2.2.2. Formations géologiques de l'anticlinal de Wavreille

Le cœur de l'anticlinal de Wavreille affleurant en rive droite de la Lesse est composé des formations eifeliennes schisteuses, silto-argileuses et gréseuses de Jemelle et de la Lomme et de la formation eifélienne-givetienne de calcaire argileux de Hanonet (Fig.II.10 et Fig.II.11).

La terminaison périclinale de l'anticlinal de Wavreille, regroupant, d'Est en Ouest, les massifs de Boine, de Turmont, des Grignaux et du Roptai comprend les formations givetiennes calcaires de Trois fontaines, Terres d'Haus, Mont d'Haus et Fromelennes (Fig.II.10 et Fig.II.11). Cette série sédimentaire à dominance calcaire présente deux niveaux argileux) (Fig.II.10) :

- La Formation des Terres d'Haus : 70 à 75 mètres de calcaires argileux finement grenus ;
- Le Membre de Flohimont : 20 mètres de calcaires argileux et de schistes.

D'un point de vue hydrogéologique, ces deux niveaux sont d'un grand intérêt. Leur composition argileuse dominante leur confère un caractère très peu perméable comparativement aux calcaires intensément fracturés et fissurés au sein desquels ils sont interstratifiés. De telles interstratifications argileuses, si leur épaisseur le permet, pourraient induire une compartimentation hydrogéologique du massif calcaire.

Ces massifs calcaires sont encadrés des formations frasniennes à dominance argileuse de Nismes et de Moulin-Liénaux, des Grands Breux et de Neuville et Matagne. Le contact entre ces formations lithologiques aux degrés de perméabilité contrastés constitue un seuil hydrogéologique, lieu d'émergence préférentiel de l'ensemble des eaux souterraines. C'est donc en toute logique que l'exutoire du système karstique de Han-sur-Lesse est localisé au niveau du contact entre la Formation de Fromelennes et la Formation de Nismes.

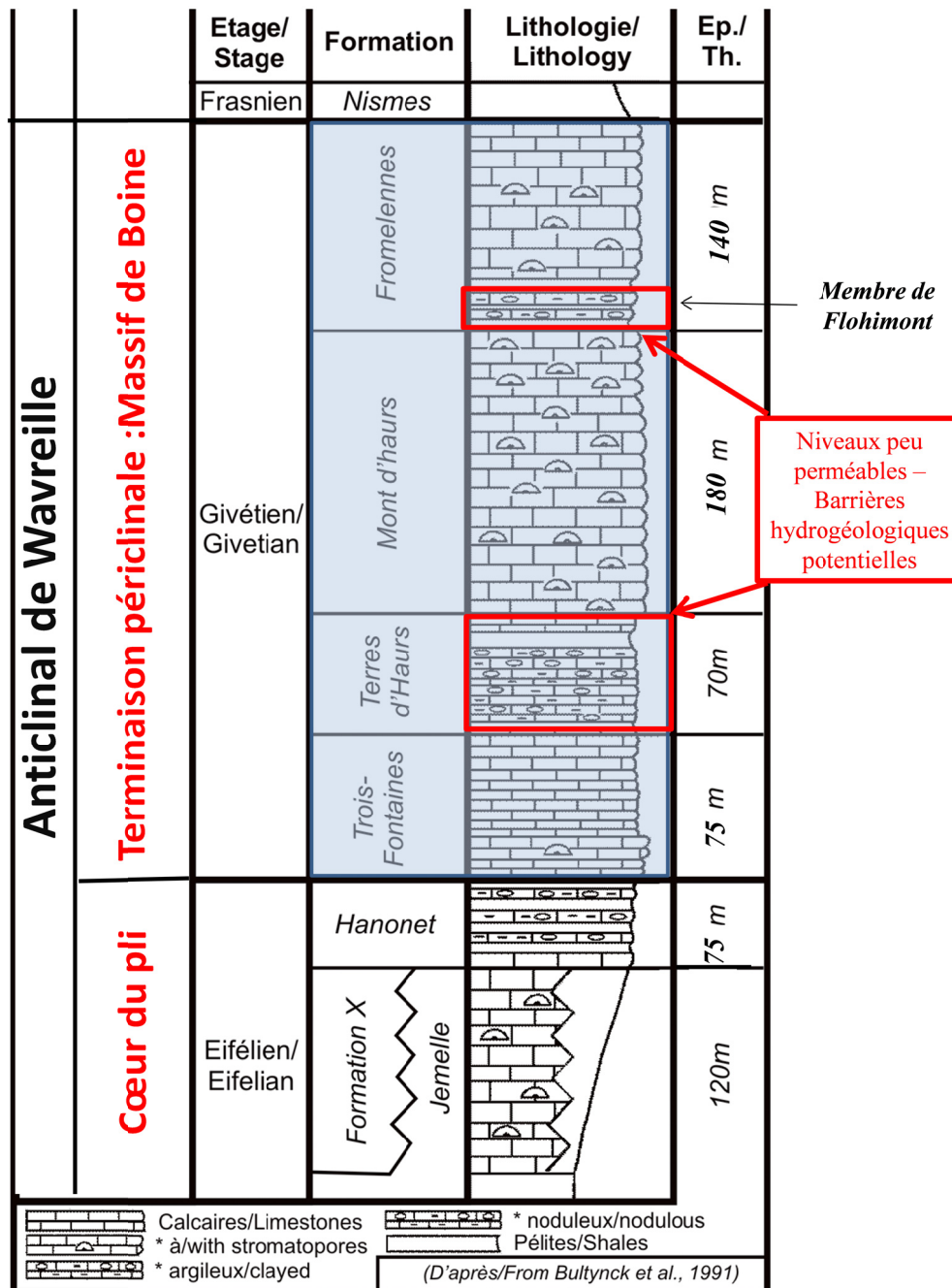


Fig.II.10 : Colonne stratigraphique des formations affleurant au sein de l'anticlinal de Wavreille (d'après Havron et al, 2007 ; modifié selon les données de Blockmans et Dumoulin, en cours).

Eléments clés

- D'un point de vue hydrogéologique, la Formation des Terres d'Haus et le Membre de Flohimont sont d'un grand intérêt. Leur composition argileuse dominante leur confère un caractère très peu perméable comparativement aux calcaires intensément fracturés et fissurés au sein desquels ils sont interstratifiés. De telles interstratifications argileuses, si leur épaisseur le permet, pourraient induire une compartimentation hydrogéologique du massif calcaire.

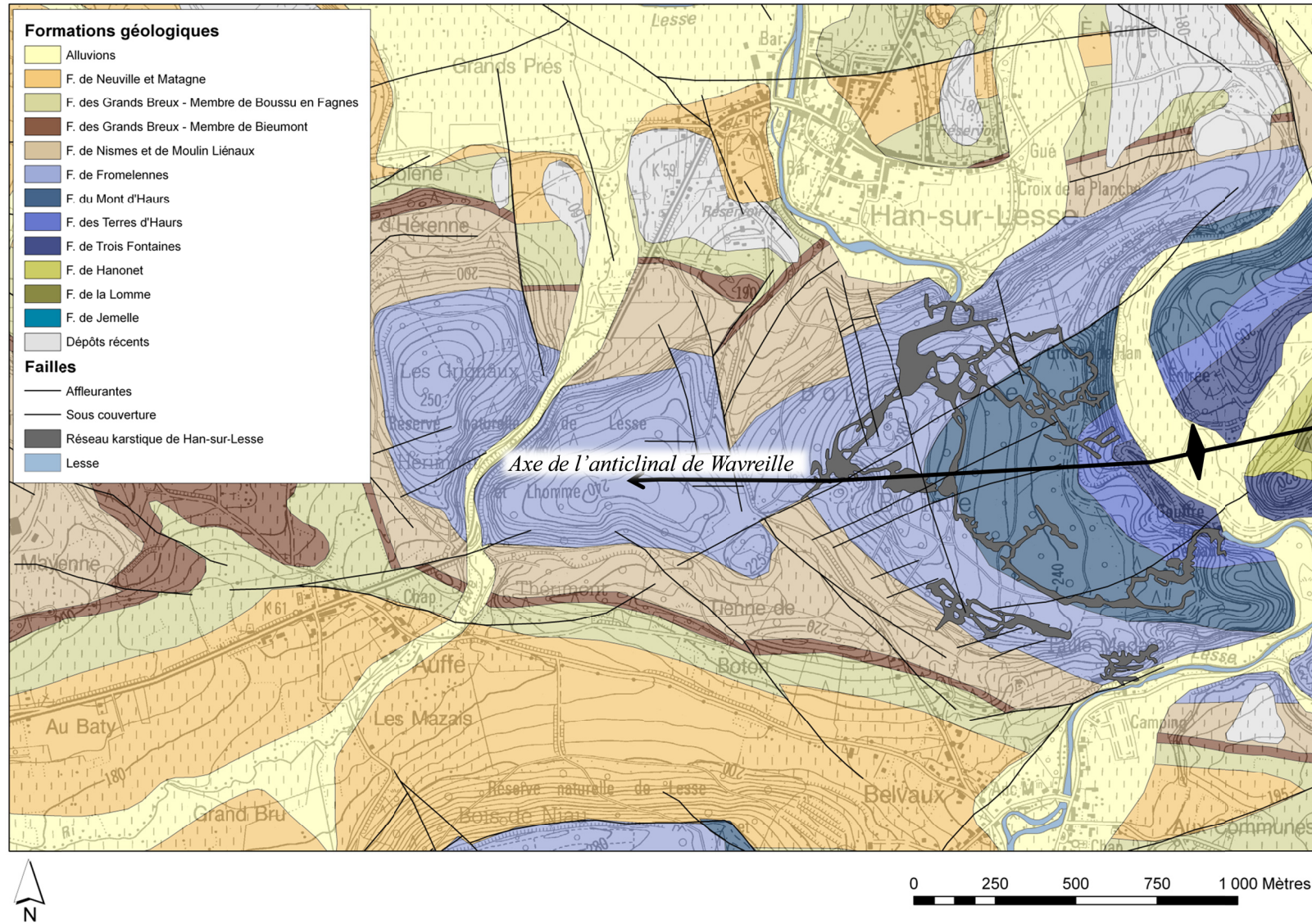


Fig.II.11 : Extrait de la nouvelle carte géologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blockmans et Dumoulin, en cours) – Formations géologiques affleurant au sein de l'anticlinal de Wavreille.

III. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

III.1. DESCRIPTION DU BASSIN VERSANT ETUDIE

Le massif de Boine est traversé de part en part par la Lesse. Celle-ci prend sa source à Recogne, sur le plateau ardennais, à une trentaine de kilomètres au Sud de Han-sur-Lesse. Elle s'écoule ensuite vers le Nord et atteint la limite sud du massif de Boine au niveau du village de Belvaux (Fig.III.1). Elle traverse le massif de Boine par voie superficielle (entre le village de Belvaux et le gouffre de Belvaux) et souterraine (entre le gouffre de Belvaux et le village de Han-sur-Lesse) puis quitte le massif de Boine au niveau du village de Han-sur-Lesse. Le bassin versant étudié dans le cadre de ce travail est celui du tronçon de Lesse compris entre la limite sud (Belvaux) et la limite nord (Han-sur-Lesse) du massif calcaire de Boine (Fig.III.1). Sa superficie est de 33,9 km². Une comparaison entre ce bassin hydrographique et le bassin hydrogéologique de ce même tronçon de Lesse sera réalisée dans la deuxième partie de ce travail.

La Lesse possède 3 affluents en rive droite qui sont, de l'amont vers l'aval :

- Le ry de Boyes ;
- Le ry d'Howisse ;
- Le ruisseau de la Planche.

Le bassin du ry de Boyes possède une superficie de 14,5 km². Le substratum rocheux de la partie amont de ce bassin (région de Tellin) jusqu'au lieu-dit "Chenet" (Fig.III.2) est composé de formations détritiques terrigènes peu perméables du Dévonien inférieur à moyen du socle ardennais. Le réseau hydrographique y est dense, ramifié et permanent. A l'aval du "Chenet", le soubassement rocheux est composé de calcaires givetiens très perméables et karstifiés correspondant aux axes anticlinaux des Boyes et d'Ochamps décrits par D. Delvaux de Fenffe (1985). Suite à ce changement de lithologie, le réseau hydrographique se résume à un ruisseau unique et temporaire : le ry de Boyes. Celui-ci est affecté de pertes diffuses et ponctuelles décrites à la section VI.6.3.3.5. Il traverse finalement les niveaux argileux des formations frasniennes affleurant au cœur du synclinal de Belvaux avant de se jeter dans la Lesse quelques mètres à l'amont des rapides de Belvaux.

Le sous-bassin du ry d'Howisse possède une superficie de 11,2 km². Les deux tiers de sa superficie correspondent à un substratum rocheux détritique terrigène peu perméable d'âge dévonien inférieur à moyen. Le tiers restant est composé de calcaire givétien karstifié appartenant au flanc sud de l'anticlinal de Wavreille. Les phénomènes karstiques associés à ce sous-bassin consistent en une alternance de pertes ponctuelles et diffuses et de résurgences localisées tout au long du talweg. Les eaux infiltrées dans ce vallon, sec la majeure partie de l'année, s'écoulent probablement parallèlement à la direction des couches géologiques (Fig.III.2) et rejoignent à priori le tronçon de Lesse étudié. Ces eaux ne pouvant a priori pas quitter le bassin versant autrement que par la Lesse elle-même, ces phénomènes karstiques n'ont pas été étudiés dans ce travail.

Le sous-bassin du ruisseau de la Planche possède une superficie de 5,9 km². La source de ce ruisseau est la fontaine Saint-Martin. Elle est localisée au pied du versant sud du massif calcaire de l'anticlinal de Sainte-Odile, au niveau du seuil hydrogéologique constitué par la limite entre les calcaires givetiens et les shales frasniens. Le ruisseau de la Planche s'écoule quasi exclusivement sur les formations argileuses affleurant dans l'axe du synclinal de Han-sur-Lesse et se jette dans la Lesse quelques mètres à l'aval du trou de Han.

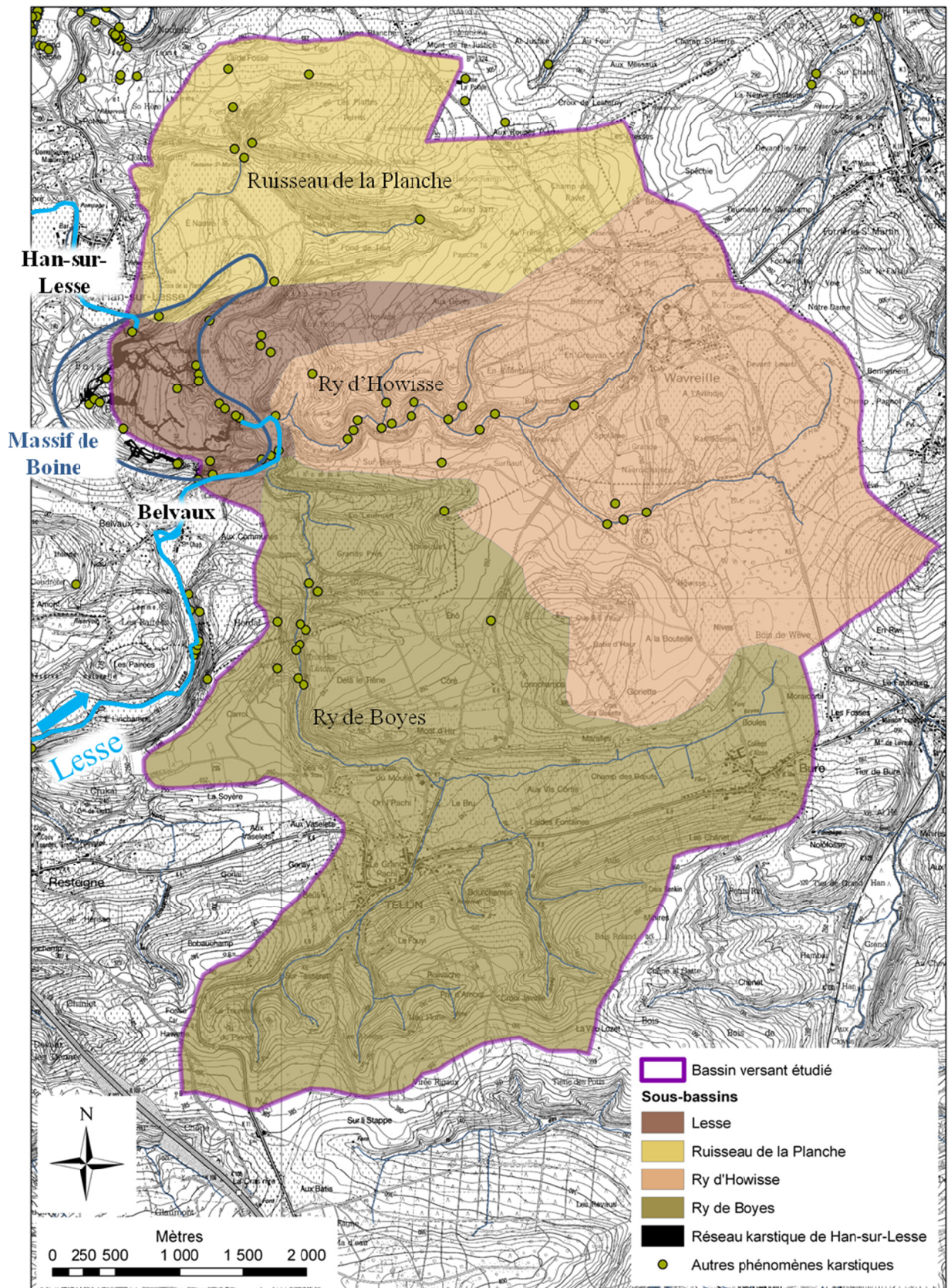


Fig.III.1 : Délimitation du bassin versant étudié et de ses sous-bassins.

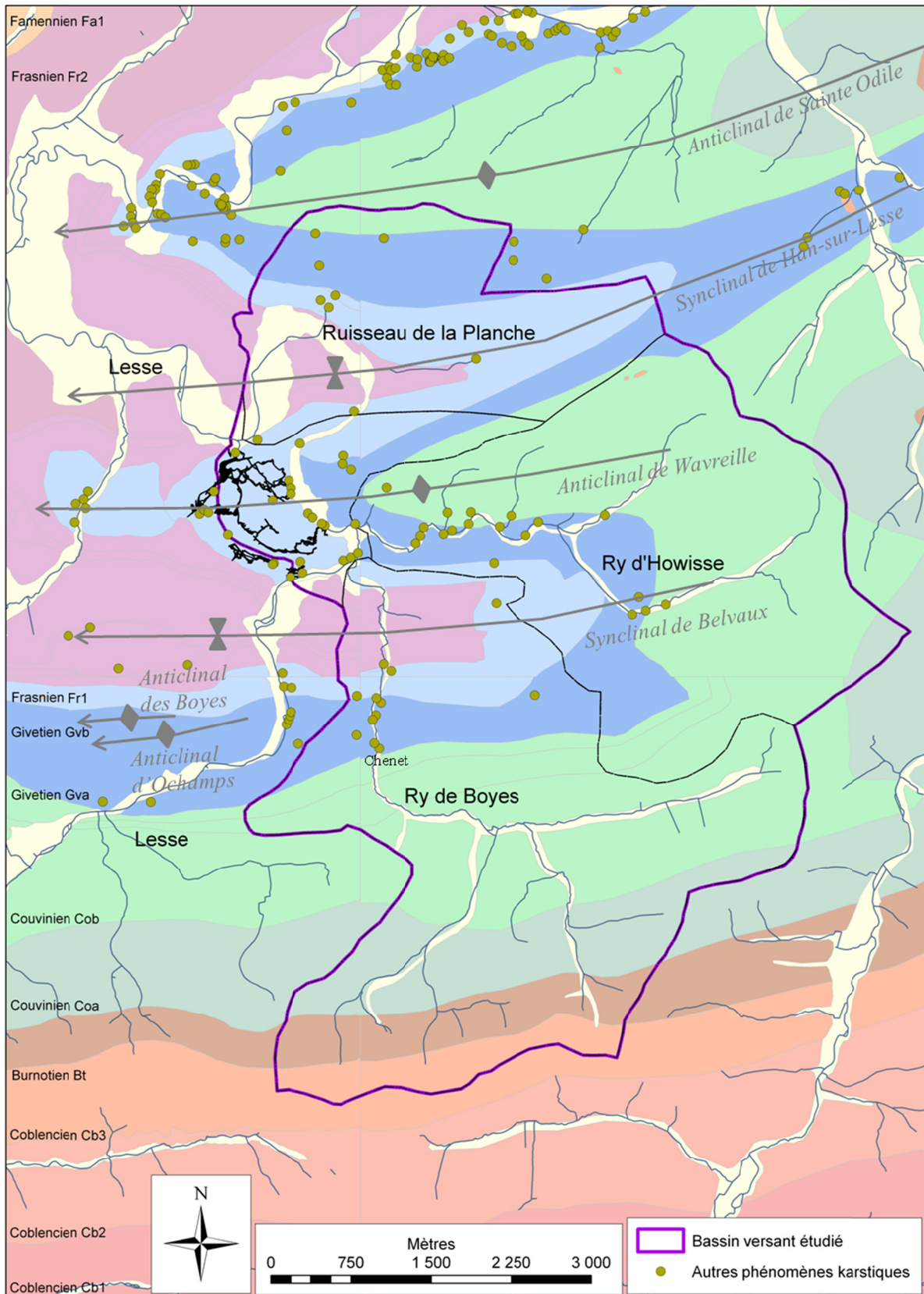


Fig.III.2 : Bassin versant du tronçon de Lesse traversant le massif de Boine – Fond géologique (Forir, 1897) Ancienne nomenclature des étages : Coblencien = Lochkovien, Praguien et Emsien inférieur ; Burnotien= Emsien supérieur ; Couvinien = Eifelien. – Nomenclature des axes de plis (Delvaux de Fenffe, 1985) – Topographie du réseau karstique de Han-sur-Lesse (Quinif, 1987)

III.2. UNITES HYDROGEOLOGIQUES

D'un point de vue hydrogéologique, les formations géologiques affleurant dans la région de Han-sur-Lesse peuvent être regroupées en trois grands types :

- Des formations argileuses à fraction calcaire plus ou moins prononcée (Formations de Jemelle, de la Lomme, d'Hanonnet, des Terres d'Haura et le Membre de Flohimont) ;
- Des formations de calcaire franc à forte porosité de fissure (stratification et diaclases) et à degré de karstification élevé. La conductivité hydraulique y est importante (Formations de Trois fontaines, Mont d'Haura et de Fromelennes (sauf le membre de Flohimont) ;
- Des formations essentiellement argileuses (Formations de Nismes et du Moulin-Liénaux, des Grands-Breux, de Neuville et de Matagne).

Ces formations présentent un degré de perméabilité et un comportement hydrogéologique qui leur sont propres et sont regroupées en trois unités hydrogéologiques au sein de la carte hydrogéologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Nogarède et al., 2004) (Fig.III.3).

De part leur contenu en argile d'altération responsable d'un éventuel colmatage des pores et fissures de la roche engendrant une diminution de leur perméabilité, les formations de Jemelle, de la Lomme et d'Hanonnet sont regroupées sous le terme d'aquitard¹ du Couvinien (ancien nom de l'Eifelien).

Les formations calcaires givetiennes sont regroupées sous le terme d'aquifère² du Givetien. L'interstratification de la formation des Terres d'Haura et du Membre de Flohimont, bien qu'argileuse, est associée à cette unité aquifère. Leur épaisseur étant faible comparativement aux calcaires environnants, leur influence sur le comportement aquifère des formations givetiennes a été considérée comme réduite à l'échelle régionale (Nogarède et al., 2004). Néanmoins, des études récentes, réalisées sur les formations calcaires givetiennes de l'anticlinal du Gerny (Fig.II.4), ont démontré que ces niveaux argileux pouvaient jouer un rôle majeur sur l'hydrogéologie du massif (Hallet, com.pers.).

Les formations frasniennes de Nismes et du Moulin-Liénaux, des Grands Breux (sauf le Membre de Bieumont), de Neuville et Matagne sont regroupées sous le terme d'aquicludes³ du Dévonien supérieur en raison de leur très faible conductivité hydraulique.

Le Membre de Bieumont de la Formation des Grands-Breux est répertorié sous le terme d'aquifère des calcaires du Frasnien.

¹ Formation de nature plutôt imperméable dans laquelle l'écoulement se fait à une vitesse beaucoup plus réduite que dans un aquifère.

² Formation perméable contenant de l'eau en quantités exploitables.

³ Couche ou massif de roche saturée, de très faible conductivité hydraulique, duquel on ne peut extraire des quantités d'eau économiquement appréciables.

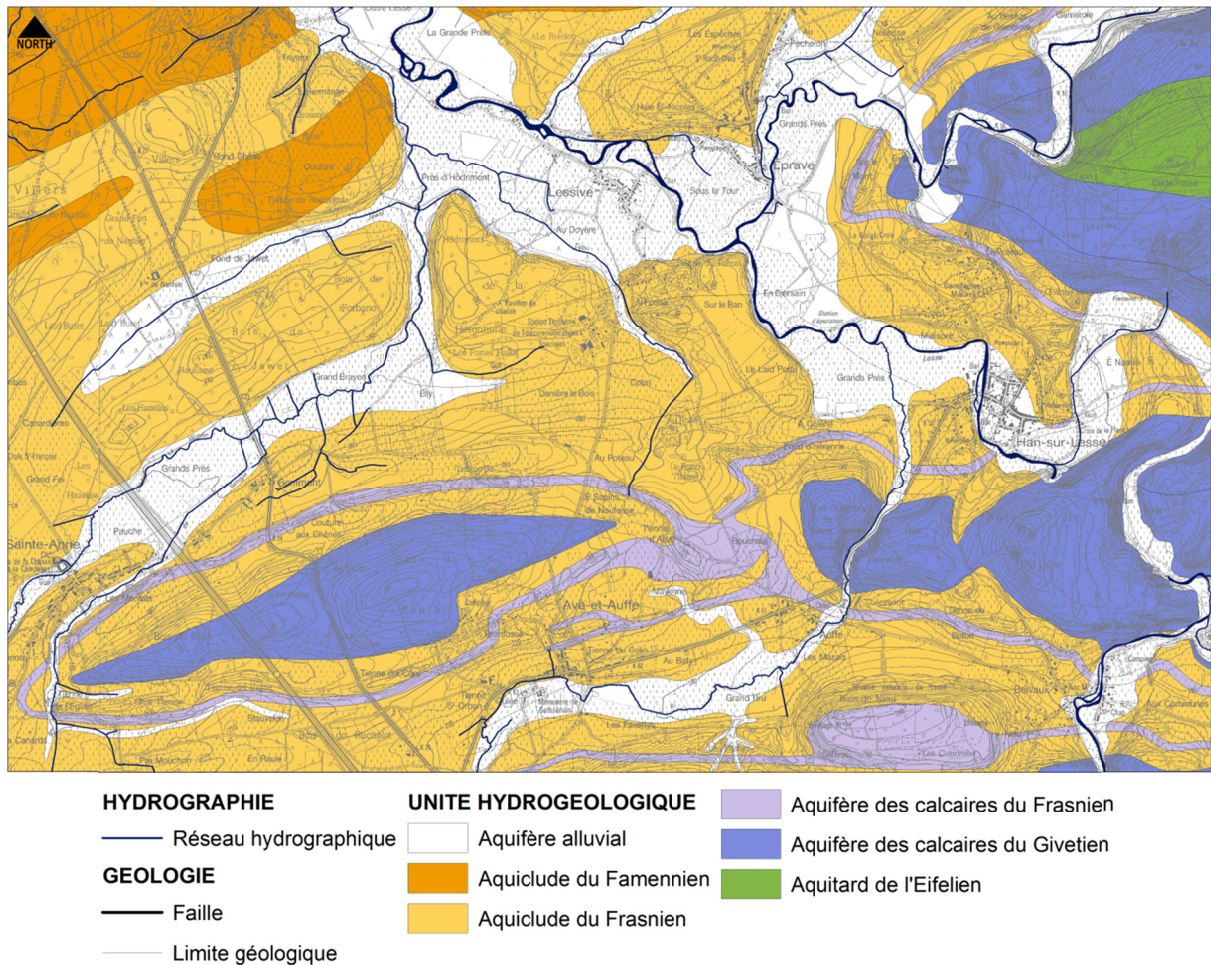


Fig.III.3 : Extrait de la carte hydrogéologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Nogarède et al. (2004)

IV. KARSTIFICATION

IV.1. KARSTIFICATION DES CALCAIRES DEVONO-CARBONIFERES DE HAUTE BELGIQUE

IV.1.1. Localisation des phénomènes karstiques

En Haute Belgique, les phénomènes karstiques (grottes, pertes, résurgences, dolines,...) sont localisés au sein des formations carbonatées eifeliennes, givetiennes, frasnienne (Dévonien moyen et supérieur) et dinantiennes (Carbonifère) du synclinorium de Dinant. Le synclinorium de Namur présente également des formations calcaires karstifiées principalement au niveau des dépôts d'âge dinantien (Carbonifère). Les phénomènes karstiques restants affectent les dépôts secondaires affleurant en Lorraine belge (Sud de la Wallonie) (Fig.IV.1). Le système karstique de Han-sur-Lesse est localisé en Calestienne, en bordure sud du synclinorium de Dinant.

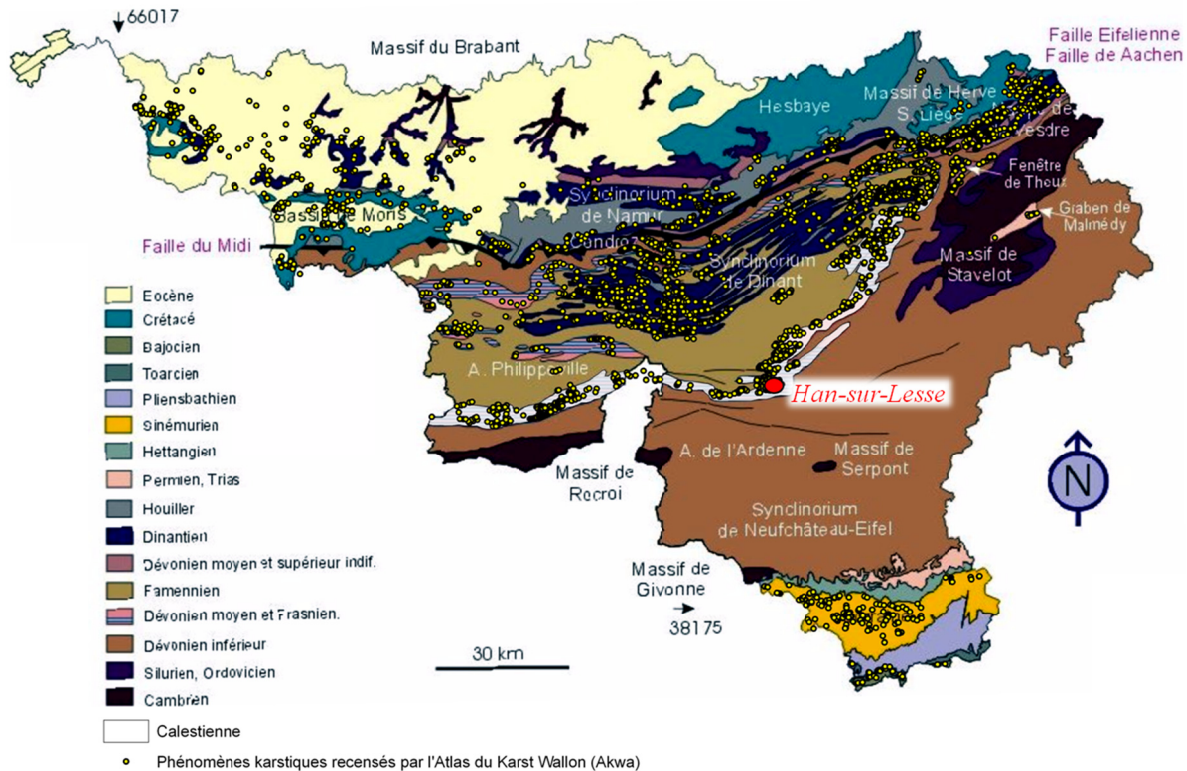


Fig.IV.1 : Localisation des phénomènes karstiques recensés par l'atlas du karst wallon (De Broyer et al., 2002) en région naturelle de Haute Belgique.

IV.1.2. Contexte paléo-morpho-structural

L'évolution du contexte paléo-morpho-structural de la Haute-Belgique depuis la phase tectonique hercynienne jusqu'au Quaternaire peut être résumée comme suit (Quinif, 1977) :

- Au Westphalien : Phase principale de la tectogenèse hercynienne responsable de la formation des zones de charriage et des zones synclinoriales et anticlinoriales de l'Ardenne ;
- Au Mésozoïque : Dégradation des reliefs hercyniens avec formation d'une pénéplaine post-hercynienne suivie d'une surface d'aplanissement pré-maestrichtienne (Crétacé supérieur) (Macar, 1938 ; Pissart, 1962) ;
- Au Cénozoïque : Alternance de phases transgressives et régressives. Etablissement, sur une couverture de roches meubles, des premiers axes hydrographiques de l'Ardenne sous la forme d'un réseau conséquent orienté de façon générale NNW. A la fin du Cénozoïque, le réseau hydrographique se compose de rivières complexes composées de tronçons primitifs surimposés dans le socle hercynien. Y. Quinif (1977) regroupe ces rivières sous le terme de rivières de type 1 qui, par définition sont épigénétiques, de pente faible, souvent méandrant, de débit moyen à fort et enfoncées dans le massif hercynien ;
- Au Quaternaire : Alternance de phases froides et de phases interglaciaires responsables de processus de gélifraction, solifluxion, pergélisol. Il en résulte le développement de surfaces d'aplanissement affectant principalement les pélites et les calcaires du bord sud du synclinorium de Dinant (Calestienne) ; l'enfoncement des rivières de type 1 et la formation de nouveaux cours d'eau, de moindre importance et affluents des rivières de type 1, regroupés sous le terme de rivières de type 2 (Quinif, 1977). Ces rivières sont de pente forte et irrégulière, relativement rectilignes et de débit plus faible.

La pénéplanation et les aplanissements partiels successifs qui ont affecté les structures plissées et de charriage de l'Ardenne ont engendré une juxtaposition de formations très perméables (calcaires) et peu perméables (pélites, grès, schistes) constituant des seuils hydrogéologiques très favorables à la formation de pertes de rivières et au développement de réseaux karstiques de type perte - résurgence.

Les deux types fondamentaux de rivières de l'Ardenne (types 1 et 2) conditionnent directement le type de réseau karstique associé. Les rivières de type 1 peuvent donner lieu à des systèmes karstiques par recoupement souterrain de méandre, les rivières de type 2 donnent naissance à des systèmes de type chantoir - résurgence. La différence essentielle entre ces deux types de réseaux réside dans le type d'énergie potentielle mise en jeu lors de la karstification. Le recoupement de méandre présente une pente faible, la rivière constitue son propre niveau de base à l'émergence, l'énergie est disponible sous la forme d'un fort débit. Le système chantoir - résurgence présente un faible débit mais une forte pente, le niveau de base est imposé par la rivière de type 1 dont il est l'affluent, l'énergie est disponible sous la forme d'un dénivelé élevé.

Deux autres types d'énergies définissent également le potentiel de karstification d'un massif calcaire (Mangin, 1975). Il s'agit de l'énergie chimique responsable de la dissolution de l'encaissant calcaire et de l'énergie mécanique cause de la fracturation du massif, de la mise en détente mécanique de certaines familles de fractures et de la surrection du massif (Quinif, 1999). L'énergie mécanique trouve son origine dans les contraintes d'origine tectonique mais également dans les contraintes résultant des irrégularités topographiques (Quinif, 1977). La dissipation de ces trois types d'énergie est à l'origine de la structuration spatiale et temporelle d'un ensemble de vides creusés au détriment des discontinuités présentes dans une masse rocheuse générant ainsi le système karstique (Quinif, 1998).

Selon divers travaux en karstogenèse (Vergari, 1998 ; Vergari et Quinif, 1997 ; Quinif, 1999 ; Quinif, 1999 b, Delaby et al., 2002), la karstification d'un massif calcaire peut être préfigurée, s'initier, se développer, parfois même s'interrompre tout au long de l'histoire géologique et tectonique du massif. Cette conception du processus de karstification invoque dès lors un facteur temporel plus conséquent que celui intervenant dans la vision classique du karst et de sa mise en place (Ford et Williams, 1989).

Le processus de karstification est alors particulier et incomplet de type "fantômisation" (Quinif, 1999 b). Cette dernière est une altération isovolumique, sous faible gradient hydraulique, de la masse rocheuse par disparition des éléments solubles et conservation in situ des éléments moins solubles (Quinif et al., 1993 ; Vergari et Quinif, 1997 ; Kaufmann et al., 1999). Le résidu d'altération est peu cohérent et poreux et demeure en place. Seule une augmentation du potentiel hydraulique peut initier l'évacuation du fantôme de roche hors du système karstique.

IV.2. SYSTEME KARSTIQUE DE HAN-SUR-LESSE

IV.2.1. Karstogenèse du réseau karstique de Han-sur-Lesse

L'organisation des galeries du réseau karstique de Han-sur-Lesse est fortement contrainte par les caractéristiques géologiques du massif de Boine. Elle est gouvernée par l'orientation des fractures liées à l'histoire **tectonique** du massif et par les hétérogénéités **lithologiques** des formations givetiennes constituant le massif rocheux.

IV.2.1.1. Influence de la tectonique

La Lesse est une rivière de type 1, épigénétique, recoupant les massifs calcaires de la région de Han-sur-Lesse selon un axe NNW-SSE. Autrefois, la rivière contournait le massif de Boine par le NE. Le processus de karstification étant plus rapide que le processus d'enfoncement des rivières (Quinif, 1977), l'évolution des phénomènes karstiques liés à la traversée du massif par la Lesse a précédé l'érosion aérienne et a donné lieu à un recoupement souterrain de méandre (Fig.IV.2).

Le système karstique qui en résulte, les Grottes de Han-sur-Lesse *s.l.*, est un ensemble de cavités défini comme complexe (Quinif, 1977), sa complexité résidant dans l'imbrication des différents types de formes, de microformes et de dépôts qui le caractérisent. Sont présents conjointement de vastes tronçons de rivière souterraine, des zones noyées, des réseaux en treillis et des grandes salles d'éboulis. Des sédiments fins mais aussi des galets roulés sont régulièrement observés à différents niveaux du réseau.

De nombreuses études karstologiques montrent une relation étroite entre les structures tectoniques et la géométrie des karsts (Renault, 1970, Kirali et Simeoni, 1971 ; Puyoo, 1976 ; Ford et Williams, 1989). Quinif et al. (1997) démontrent l'existence d'une relation dynamique entre les phases tectoniques en extension et les phases de karstification d'un massif calcaire.

A partir d'une étude microtectonique comparative, effectuée sur plusieurs massifs calcaires de la région dont le massif de Boine, Havron et al. (2007) démontrent que, bien que la géométrie du karst puisse parfois se superposer à la géométrie des structures hercyniennes (Dubois, 2001), la tectonique hercynienne n'a pas de lien avec l'amorce de la karstification dans la région de Han-sur-Lesse.

Au niveau du système karstique de Han-sur-Lesse, la karstification affecte principalement des joints verticaux présentant deux directions préférentielles N140°E – N150°E et N50°E – N70°E (Havron et al., 2007) (Fig.IV.3). Pour une direction préférentielle, la karstification affecte les joints quelque soit leur origine : joints de stratification, diaclases ou joints sans plus de spécification. Une fois la karstogenèse déclenchée par un évènement tectonique, le réseau karstique peut alors utiliser toutes les structures présentes.

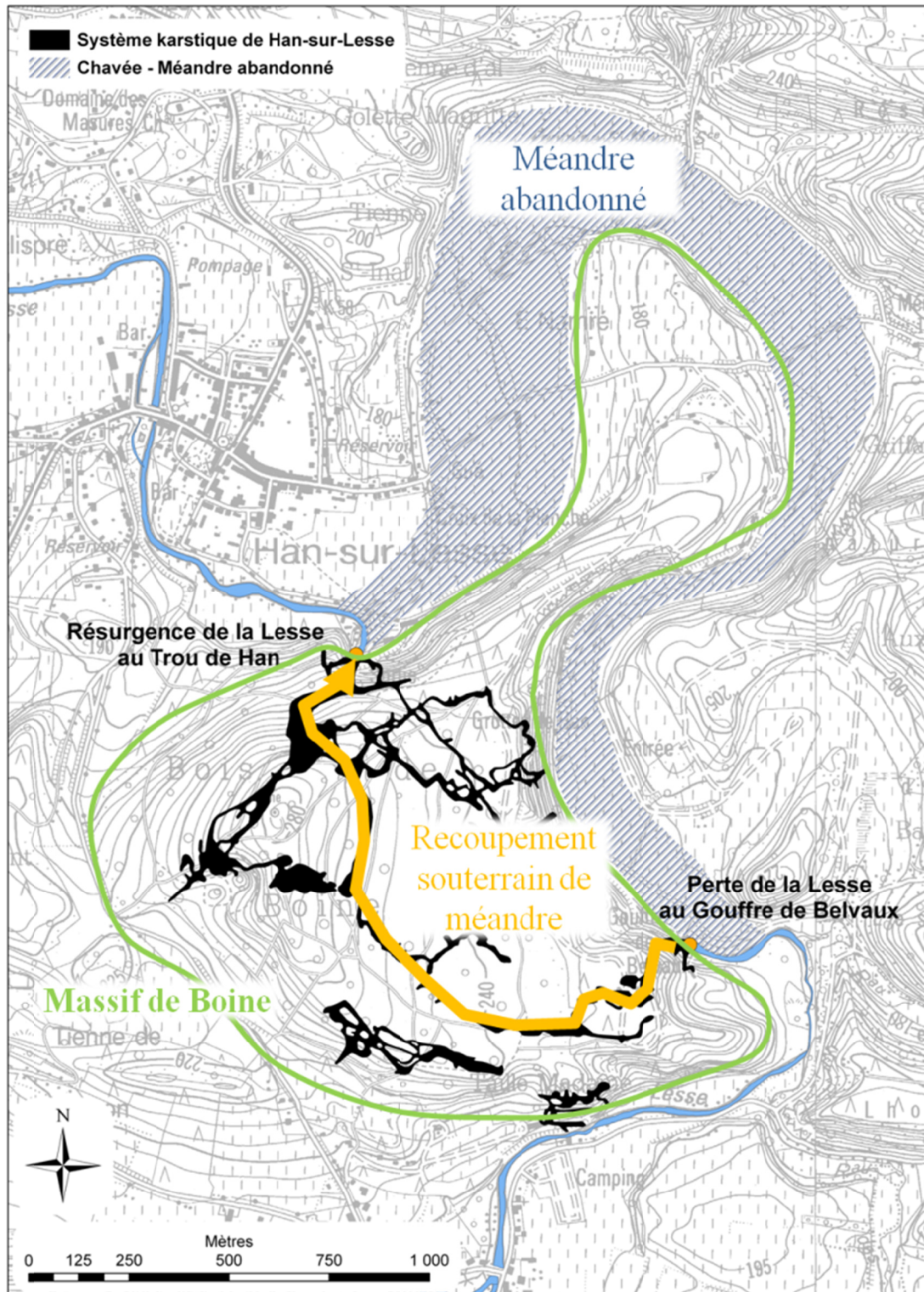


Fig.IV.2 : Recouplement souterrain du méandre de la Lesse à Han-sur-Lesse.

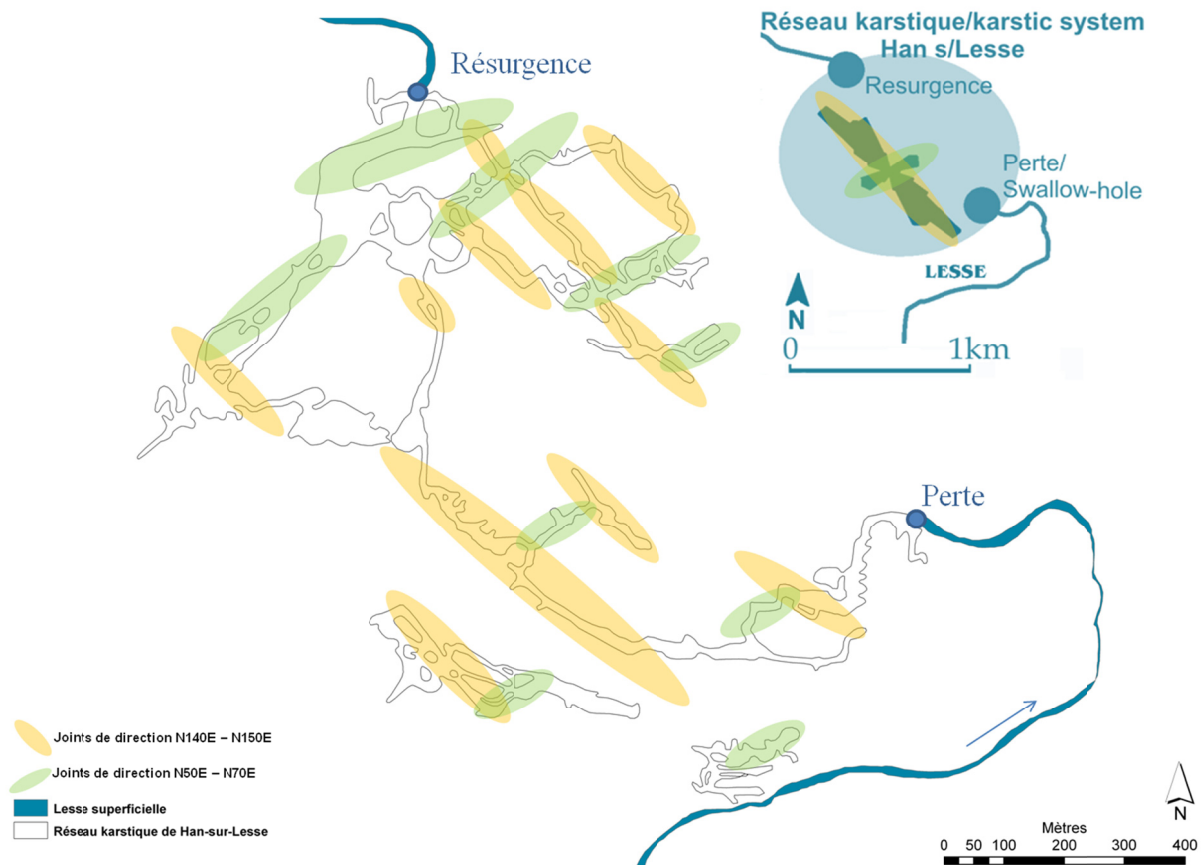


Fig.IV.3 : Géométrie des joints préférentiellement karstifiés au sein du massif calcaire de Boine – D'après Havron et al., 2007.

Les joints de direction N140°E – N150°E sont associés à la phase d'extension NE-SW méso-cénozoïque à actuelle décrite par Vandycke (2002), Camelbeeck et Meghraoui (1996), Camelbeeck et van Eyck (1994). Les joints de direction N50°E – N70°E seraient interprétés comme le signe indirect de l'action légère d'une extension NW-SE crétacée (Mésozoïque) (Quinif, 1998 ; Delaby et al., 2002) enregistrée également dans la région du Hainaut (Ouest de la Belgique) (Quinif et al, 1997 ; Vandycke, 2002).

Sur base de ces observations, Havron et al. (2007) envisagent la karstogénèse du réseau karstique de Han-sur-Lesse comme suit (Fig.IV.4) :

- Durant le Méso-Cénozoïque, ouverture par la tectonique en extension NW-SE des joints N50°E – N70°E. Le paléorelief étant peu marqué à l'époque, ce processus a lieu sous faible gradient hydraulique et serait accompagné du processus de fantômisiation (Quinif, 1999 b).
- Durant le Cénozoïque à l'actuel, le gradient hydraulique augmente en raison du soulèvement de l'Ardenne. Les joints de direction N140°E – N150°E s'ouvrent régulièrement suite à la tectonique en extension NE-SW. Le potentiel hydraulique devenant suffisant, ces joints se karstifient selon le modèle classique de Ford et Williams (1989) avec évacuation des matières altérées.
- Les mouvements d'eau souterraine étant accrus dans le sous-sol karstifié, l'expulsion des résidus d'altération des joints de direction N50°E – N70°E est alors possible. Il en résulte la formation des réseaux karstiques tels qu'ils sont observés de nos jours.

Dans le réseau karstique de Han-sur-Lesse, les joints de direction N140°E – N150°E sont nettement plus sujets à la karstification que les joints de direction N50°E – N70°E (Havron et al., 2007). Cette particularité est imputée au rôle joué par le gradient hydraulique dans la structuration d'un système karstique. Parmi les différentes discontinuités tectoniques ouvertes, les joints ouverts dans une direction similaire au gradient hydraulique seront préférentiellement karstifiés. Dans le cas des grottes de Han-sur-Lesse, le gradient hydraulique entre la perte et la résurgence est de direction NW-SE (Fig.IV.4).


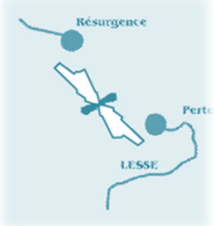

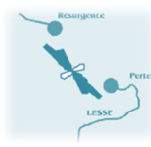
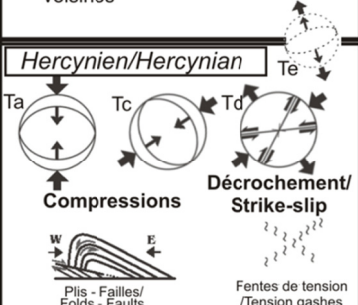
	TECTONIQUE ET STRUCTURES / TECTONICS AND STRUCTURES	mgh?	KARSTOGENESE ET GEOMETRIE DES RESEAUX / KARSTOGENESIS AND KARSTIC GEOMETRY
Cénozoïque/c	<p>Extension NE-SW</p>  <p>Han/Lesse</p>	Gradient hydraulique / YES	<p>Joints NW-SE exprimés/expressed : Karstification</p> 
Mésozoïque/c	<p>Extension NW-SE ?</p> <p>Etablie dans les régions voisines / Proved in neighbouring regions</p> 	Pas de gradient hydraulique / NO	<p>Joints NE-SW : ouverture & altération / opening & alteration</p> 
Paléozoïque/c	<p>Hercynien/Hercynian</p> <p>Ta, Tc, Td, Te</p>  <p>Compressions</p> <p>Décrochement/ Strike-slip</p> <p>Pis - Failles/ Folds - Faults</p> <p>Fentes de tension /Tension gashes</p>		<p>Pas de karstification/ No karstification</p>

Fig.IV.4 : Evolution tectonique et karstologique du massif calcaire de Boine à Han-sur-Lesse – D'après Havron et al., 2007 – T : régime tectonique T_a : Compression N-S, T_c : Compression NE-SW, T_d : Décrochement NE-SW, T_e : Extension N-S.

IV.2.1.2. Influence de la lithologie

De nombreux auteurs (Rauch and White, 1970 ; Waltham, 1971 ; Rauch and Werner, 1974 ; Palmer, 1974, 1975 ; Ford and Cullingford, 1976 ; Palmer, 1989) suggèrent, sur base d'études détaillées de systèmes karstiques et de leur contexte géologique, que les systèmes karstiques ne se développent que le long d'un nombre restreint de niveaux particuliers au sein des séries calcaires. Cette hypothèse a été développée par Lowe (1992, 2000) sous le terme de "*Inception horizon*" pouvant être traduit par "horizon de karstification préférentiel".

Un "*Inception horizon*" est un niveau rocheux particulièrement susceptible de développer des conduits karstiques en raison de ses propriétés physiques, chimiques ou lithologiques contrastées par rapport au faciès carbonaté dominant de la série rocheuse qui le contient (Filipponi et al., 2009). Cela peut être dû à une porosité primaire plus élevée, à la présence d'une minéralogie très soluble (gypse,...) ou encore à l'existence de niveaux argileux peu perméables qui, si leur épaisseur est

suffisante, peuvent jouer un rôle de barrage naturel le long duquel l'eau souterraine va s'écouler préférentiellement.

Filipponi et al. (2009) ont démontré de manière statistique l'existence de tels horizons préférentiels à la karstification à partir de modélisations tridimensionnelles de réseaux karstiques et de leur contexte géologique.

Henrion et al. (2009) ont appliqué une méthodologie similaire au réseau karstique de Han-sur-Lesse. Un modèle tridimensionnel du massif de Boine a été réalisé à l'aide de l'outil 3D gOcad à partir des données de cartographie géologique de surface de Delvaux de Fenffe (1985) et de la topographie du réseau karstique de Han-sur-Lesse *s.l.* de Quinif. (1987) (Fig.IV.5(a), (b) et (c)). Ce modèle met en évidence une corrélation entre le développement du conduit d'écoulement principal et la géométrie d'un horizon structural suggérant l'existence d'un "inception horizon" au sein de la série calcaire givetienne (Fig.IV.5(d)). Cette corrélation est particulièrement visible dans le flanc sud de l'anticlinal de Wavreille car la structure géologique y est nettement moins complexe.

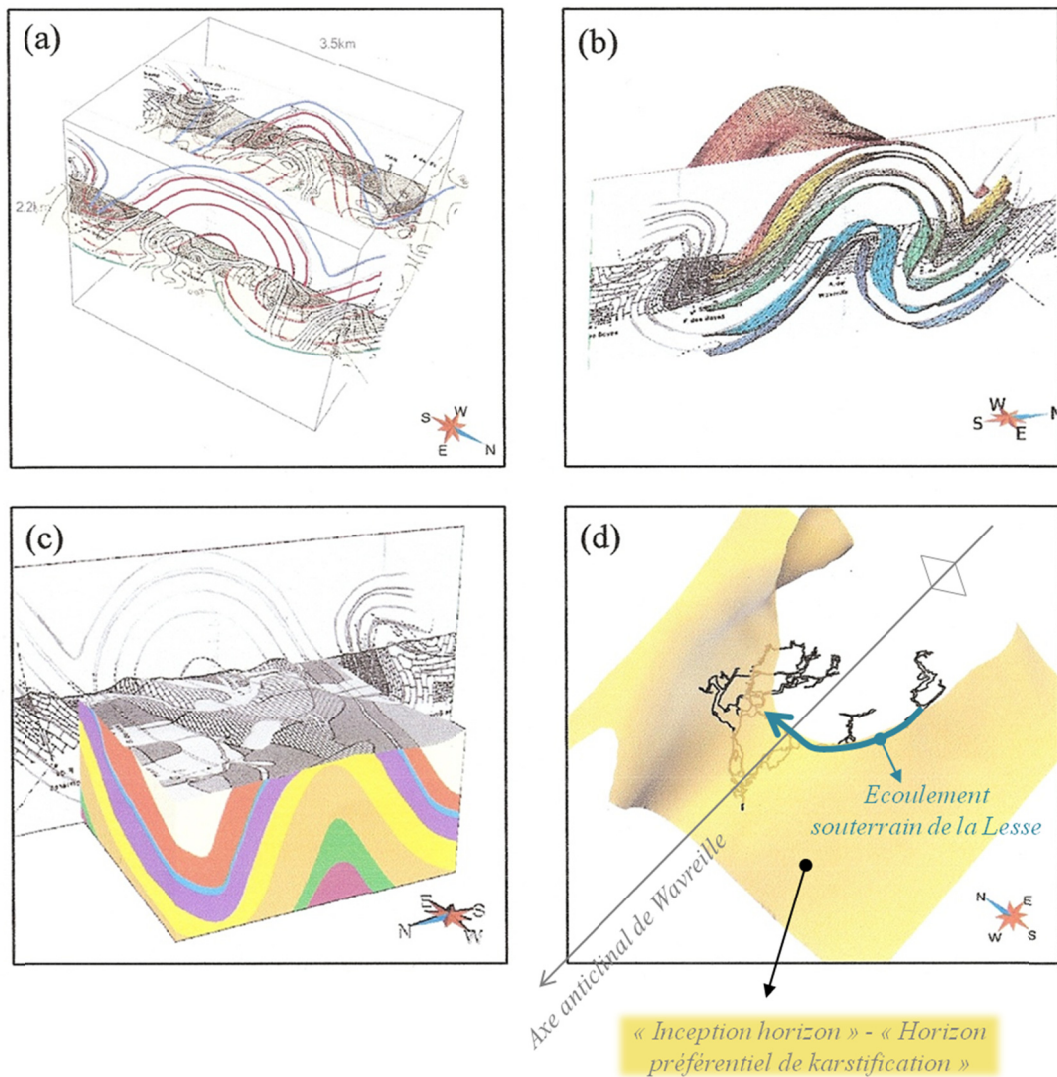


Fig.IV.5 : Modélisation géologique 3D de l'anticlinal de Wavreille (a) insertion des données de cartographie géologique (cartes et coupes) de Delvaux de Fenffe (1985) dans le geomodeleur gOcad, (b) interpolation des limites stratigraphiques, (c) modèle volumétrique 3D, (d) corrélation entre un horizon structural et le conduit d'écoulement principal suggérant l'existence d'un "horizon préférentiel de karstification" – Henrion et al., 2009.

Afin d'identifier la nature de cet "inception horizon", nous avons réalisé une carte géologique reprenant le tracé souterrain du Membre de Flohimont. Ce tracé est réalisé pour une cote altimétrique de l'ordre de 155 mètres correspondant à l'altitude de l'émergence des eaux souterraines au niveau de l'exutoire du système karstique (Fig.IV.6).

Vu le pendage relativement constant et le nombre relativement limité d'accidents tectonique affectant le flanc sud de l'anticlinal de Wavreille, le tracé du Membre de Flohimont, pour cette partie du massif, correspond à une projection à la cote altimétrique 155 mètres du tracé superficiel de la limite entre les Formations de Mont d'Haus et de Fromelennes.

En ce qui concerne le flanc nord de l'anticlinal de Wavreille, le tracé souterrain du Membre de Flohimont est basé sur un levé géologique réalisé dans le réseau karstique par Blockmans et Dumoulin (com.pers.).

Le tracé souterrain du Membre de Flohimont à l'échelle du massif est affecté d'une nette discontinuité localisée dans la zone axiale du pli associée aux accidents longitudinaux FL1, FL2 et FL3. Une faille de direction similaire aux accidents observés en surface a été identifiée par Blockmans et Dumoulin (soumis) au sein du réseau karstique (Fig.IV.6).

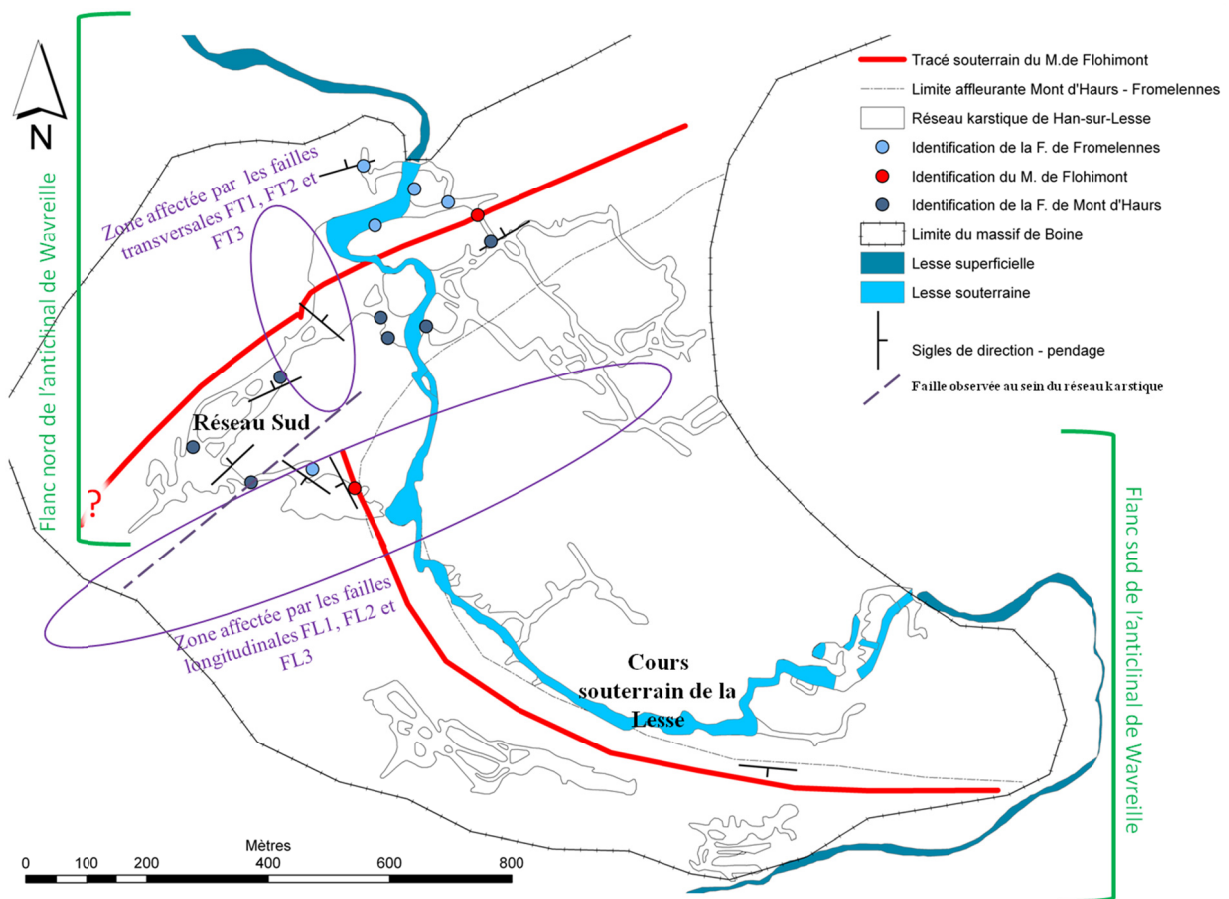


Fig.IV.6 : Tracé souterrain du Membre de Flohimont à la cote altimétrique 155 m – Ce membre matérialise la limite entre la Formation de Mont d'Haus et la Formation de Fromelennes.

Sur base du tracé souterrain du Membre de Flohimont, il semblerait que l'"*inception horizon*" soit localisé dans le tiers supérieur de la Formation de Mont d'Hours. Plusieurs grandes galeries du réseau s'y sont développées comme le cours de la Lesse souterraine ou le réseau Sud (Fig.IV.6).

La lithologie du sommet de la Formation de Mont d'Hours est composée d'une alternance de calcaires fins finement stratifiés et de niveaux de calcaires construits massifs. L'"horizon préférentiel de karstification" trouve probablement son origine au niveau des zones de faiblesse liées aux hétérogénéités lithologiques du sommet de la formation. La présence de nombreuses discontinuités liées aux plans de stratification, combinée à la proximité du Membre de Flohimont peu perméable, leur conférerait un potentiel de karstification supérieur.

La simple comparaison de la direction des galeries du réseau karstique de Han-sur-Lesse avec la direction des joints tectoniques démontrent que ces derniers jouent un rôle majeur dans l'organisation du karst. Henrion et al. (2009) proposent que, en ce qui concerne le cours souterrain actuel de la Lesse, ces fractures aient principalement favorisé un écoulement vertical jusqu'à l'"horizon préférentiel de karstification" qui deviendrait alors la contrainte principale dans l'organisation des écoulements souterrains.

Éléments clés :

- Le développement du système karstique de Han-sur-Lesse est corrélé à l'histoire tectonique du massif de Boine. Cette dernière est ponctuée d'épisodes de tectonique extensive responsables du déclenchement du processus de karstogenèse. La karstification affecte principalement les joints verticaux de direction N140°E- N150°E et N50°E – N70°E (Havron et al., 2007) ;
- Sur base du tracé souterrain du Membre de Flohimont à la cote altimétrique 155 mètres, les grandes galeries du système karstique de Han-sur-Lesse (cours de la Lesse souterraine et réseau Sud) semblent développées au sein d'un niveau préférentiel de karstification. Celui-ci est localisé dans le tiers supérieur de la Formation de Mont d'Hours ;
- Le tracé souterrain du Membre de Flohimont à la cote altimétrique 155 mètres est affecté d'une nette discontinuité localisée dans la zone axiale de l'anticlinal de Wavreille et à proximité des accidents longitudinaux FL1, FL2 et FL3. Une faille de direction similaire aux accidents observés en surface a été identifiée par Blockmans et Dumoulin (en cours) au sein du réseau karstique.

IV.2.2. Description du système karstique actif de Han-sur-Lesse

Le système karstique de Han-sur-Lesse est un système "perte-résurgence" par recouplement souterrain de méandre. Pour des débits de la rivière inférieurs à 25 m³/sec (Quinif, 1988), la Lesse se perd totalement au gouffre de Belvaux. Après un parcours souterrain de deux kilomètres, la totalité des eaux résurge au trou de Han. Ce raccourci souterrain induit, en surface, la présence d'un méandre abandonné à fond plat et herbagé contournant le massif de Boine par le NE : la Chavée (Fig.IV.7).

Lors de l'augmentation du débit de la Lesse, le gouffre de Belvaux se met progressivement en charge et, pour des débits supérieurs à 25 m³/sec, la capacité d'absorption du gouffre de Belvaux est dépassée. La rivière reprend son cours aérien via la Chavée. Deux pertes principales s'activent alors : le trou d'Enfaule capable d'absorber jusqu'à 7 m³/sec et la perte diffuse de l'Entonnoir (Gevaerts, 1970), impénétrable, décrite par Kaisin et de Pierpont (1939), localisée dans le lit-même de la Chavée à la limite entre les calcaires givetiens et les shales frasniens. Elle est capable d'absorber jusqu'à 8 m³/sec (Quinif, 1988). Une fois ces deux pertes saturées, la Lesse réoccupe complètement son méandre abandonné. Le débit de la Lesse peut atteindre des valeurs supérieures à 90 m³/sec, engendrant alors une inondation importante de la Chavée et du village de Han-sur-Lesse.

Le système karstique de Han-sur-Lesse *s.l.* est composé de sept réseaux principaux (Fig.IV.7) :

- La Lesse Souterraine ;
- Le réseau de l'Au-Delà ;
- La grotte de Han s.s. ou réseau Touristique ;
- Le réseau Sud ;
- Le trou des Crevés ;
- La grotte du Père Noël ;
- Le trou Picot (non étudié dans ce travail).

ce qui représente 13 843 mètres de galeries au sein du massif de Boine (Quinif, 1988b).

Les quatre premiers sont aujourd'hui directement liés au cours souterrain de la Lesse compris entre le gouffre de Belvaux et le trou de Han. Ce ne fut pas toujours le cas. Des datations U/Th effectuées sur des massifs stalagmitiques développés sur des dépôts de rivière notamment au sein de la grotte de Han et de la grotte du Père Noël indiquent que la Lesse emprunte depuis au moins 400 000 ans la voie souterraine mais en divagant d'une galerie à l'autre (Quinif, 1999).

Seule une description du système karstique actif est réalisée dans ce travail. Pour une description détaillée des parties de réseaux "sèches" et de l'historique des explorations et travaux effectués au sein du système karstique de Han-sur-Lesse, se référer aux travaux de Vandembroeck et al. (1910), Timperman (1985, 1987, 1988 et 1989), Deflandre (1986, 1989).

Afin de faciliter la lecture de l'ensemble de ce travail, les topographies du réseau karstique de Han-sur-Lesse, présentées aux figures Fig.IV.7 et Fig.IV.8, sont jointes à ce manuscrit en document volant (annexe I).

Des photographies des principaux sites cités sont présentées en annexe 3.

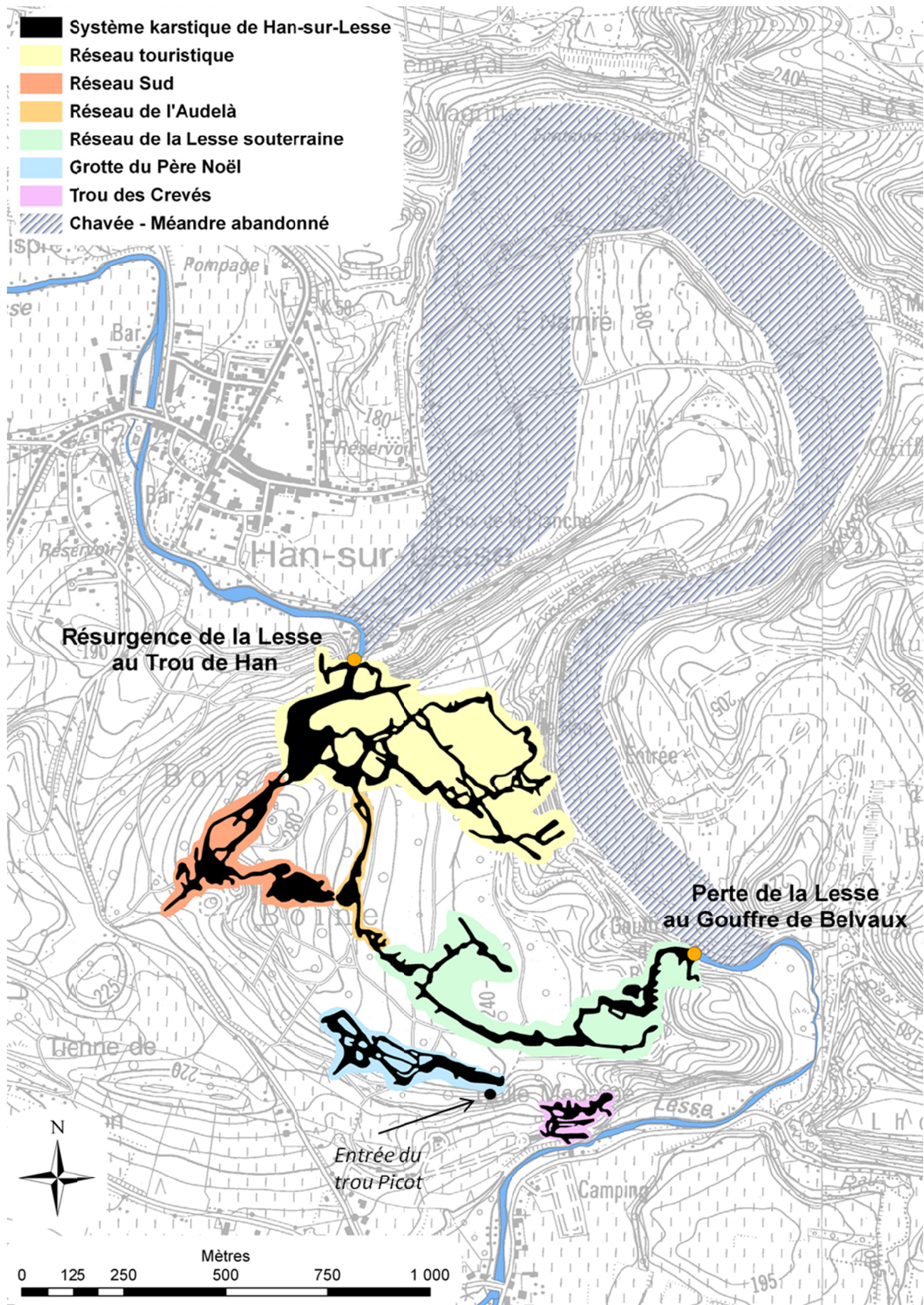


Fig.IV.7 : Différents réseaux du système karstique de Han-sur-Lesse – Topographie du réseau karstique de Han-sur-Lesse (Quinif, 1987) - La topographie du trou Picot n'est pas représentée sur cette figure.

IV.2.2.1. Les rivières souterraines

IV.2.2.1.1 *Le cours souterrain de la Lesse*

Le cours souterrain de la Lesse, entre le gouffre de Belvaux et le trou de Han se complexifie au fur et à mesure de l'augmentation du débit de la rivière. A l'étiage, il est constitué d'un bras unique dépourvu de diffluences majeures. L'augmentation du débit entraîne ensuite l'activation de diffluences importantes de la Lesse souterraine⁴.

Le suivi du débit de la Lesse au gouffre de Belvaux et au trou de Han nous a permis de définir quatre degrés d'activation du système (I à IV) (Fig.IV.8). **L'ensemble des expériences et interprétations présentées dans ce travail sera contextualisé par rapport à ce découpage en degrés d'activation.**

IV.2.2.1.1.1 *Degré d'activation I : Débit de la Lesse inférieur à 1,25 m³/sec*

Le cours souterrain de la Lesse (Fig.IV.8) entre le gouffre de Belvaux [1] et le trou de Han [11] correspond à un axe d'écoulement principal dépourvu de diffluences majeures. Cet axe d'écoulement consiste en une alternance de tronçons de rivière souterraine et de zones noyées (Fig.IV.9) à haut degré de karstification, simplement nommées "zones noyées" dans le cadre de ce travail. Ces dernières représentent environ 25 pourcents en longueur du cours souterrain de la Lesse.

L'extrémité amont du cours souterrain de la Lesse est la zone noyée du gouffre de Belvaux [2] (Fig.IV.8). Cette zone a été plongée jusqu'à 45 mètres de profondeur. Selon le récit des plongeurs (Bastin, 1989 ; Pauwels, 1988), elle présente les caractéristiques suivantes :

- elle consiste en une vaste zone noyée plutôt qu'en un siphon de type conduit ;
- seul le point bas de – 45mètres présente un aspect de conduit sur une vingtaine de mètres ;
- les parties émergées, "bras morts" ou portions actives, représentent la zone de battement de cette nappe ;
- dans cette zone, la Lesse ne possède plus un cours bien délimité mais la majeure partie du courant en provenance du gouffre de Belvaux transite via le premier lac (Fig.IV.10).

⁴ Le terme "Lesse souterraine" fait référence au cours souterrain de la Lesse dans sa globalité. Le terme "Lesse Souterraine" fait référence au réseau développé entre le gouffre de Belvaux et le réseau de l'Au-Delà.

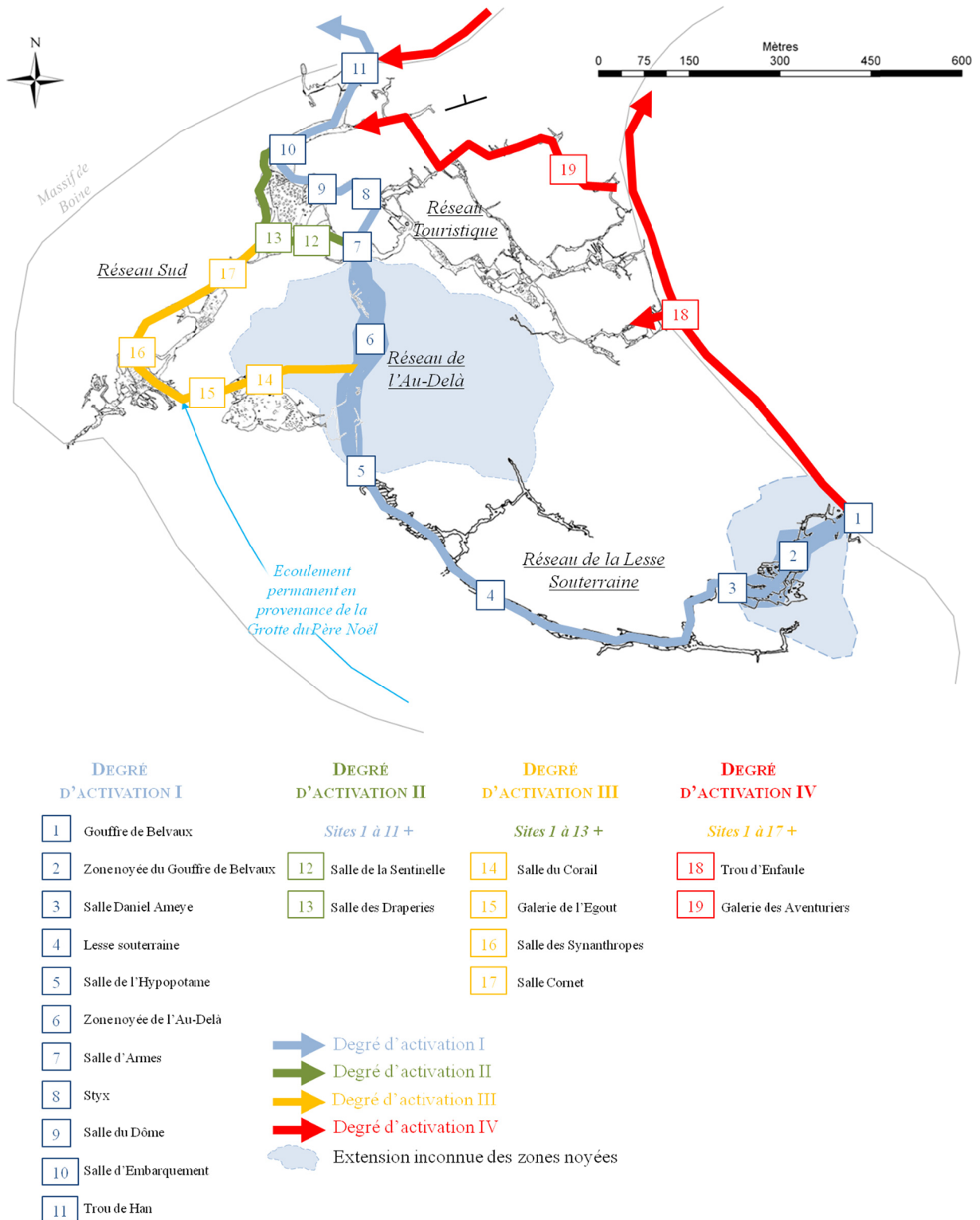


Fig.IV.8 : Degrés d'activation I à IV du système karstique actif de la Lesse souterraine – Topographie de la Lesse Souterraine : Coen et Vandersleyen (1972-1973), topographie du réseau de l'Au-Delà : Pauwels (1987), topographie de la grotte de Han et du réseau Sud : Quinif (1987).

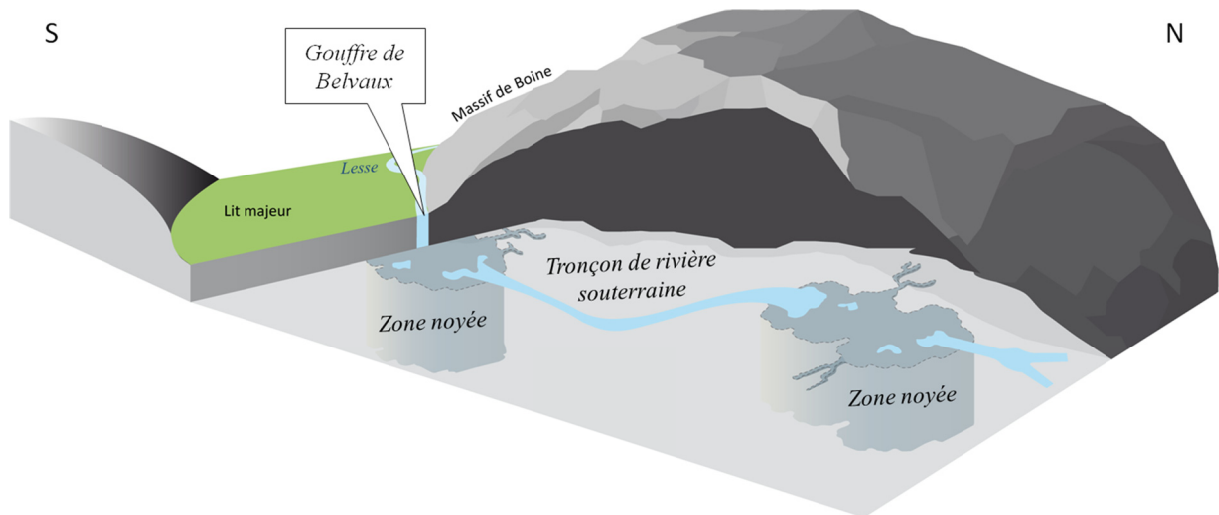


Fig.IV.9 : Conceptualisation du système karstique actif de la Lesse souterraine – Alternance de zones noyées et de tronçons de rivière souterraine – Schéma sans échelle.

Après la traversée de cette première zone noyée, la Lesse retrouve un cours bien délimité au niveau de la salle Daniel Ameye [3] à partir de laquelle elle s'écoule sous la forme d'un tronçon de rivière : la Lesse Souterraine [4]. Celle-ci est accessible sur 800 mètres jusque la salle de l'Hypopotame (*sic*) [5] (Fig.IV.8).

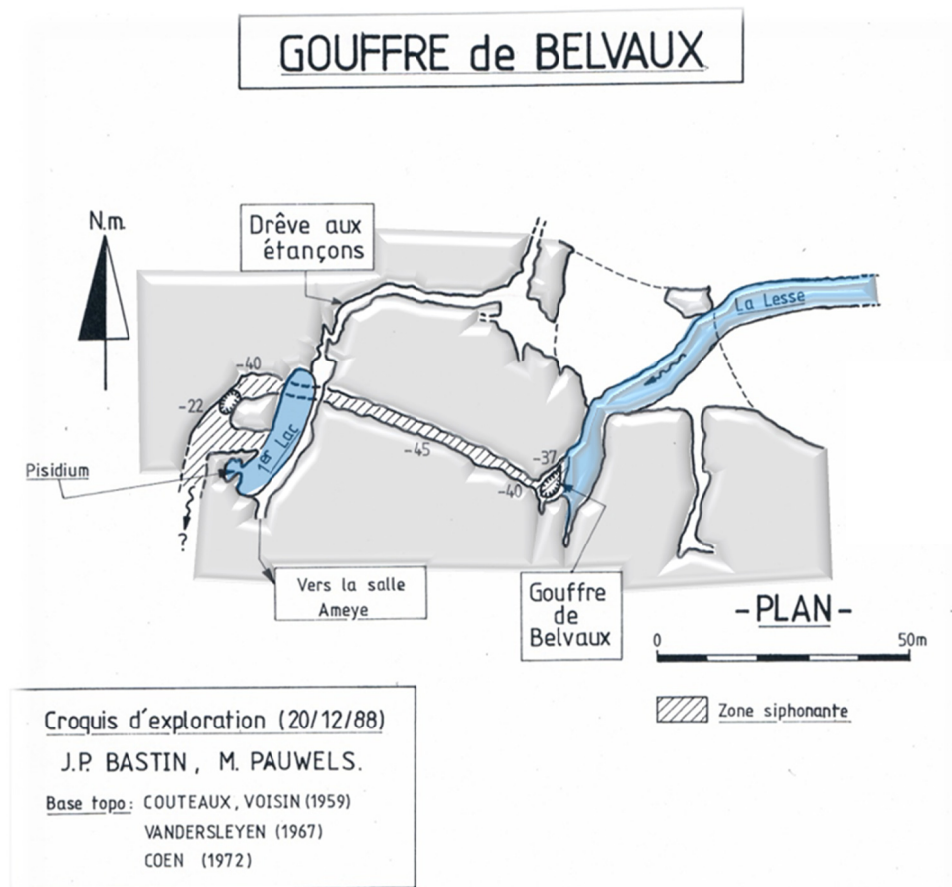


Fig.IV.10 : Plan et profil topographiques de la partie explorée de la zone noyée du gouffre de Belvaux.

A partir de la salle de l'Hypopotame [5], la Lesse poursuit son cours souterrain via une seconde zone noyée uniquement accessible en plongée, très vaste et longue de 500 mètres : le réseau de l'Au-Delà [6] (Fig.IV.8). Cette zone a été plongée jusqu'à 30 mètres de profondeur. Selon le récit des plongeurs (Pauwels, 1988), elle présente les caractéristiques suivantes :

- au contact des voûtes, la Lesse forme un véritable dédale de chenaux noyés ou émergés ;
- la Lesse peut présenter des sections noyées d'une largeur de l'ordre de 15 mètres ;
- les sections d'écoulement peuvent être entravées par la présence d'éboulis de taille importante ;
- de nombreuses fractures noyées, élargies par la karstification et localisées en marge de la zone d'écoulement principale, sont pénétrables sur quelques mètres ;
- certaines parties émergées correspondent à de véritables lacs pouvant atteindre des dimensions de l'ordre de 40 mètres de long sur 20 mètres de large.

Sur base de ces descriptions, les zones noyées du gouffre de Belvaux et du réseau de l'Au-Delà peuvent être définies comme des zones noyées à surface libre affectant un grand volume de roches, intensément fracturé et karstifié, hautement transmissif pouvant présenter des sections de 15 mètres de large localement encombrées par des zones d'éboulis (Fig.IV.11).

Cette conceptualisation des zones noyées du système karstique actif de Han-sur-Lesse constitue la base de toutes les réflexions concernant les processus d'écoulement de la Lesse souterraine abordées dans ce travail (cfr. Troisième partie : Dimensionnement d'un système karstique par modélisation des résultats d'essai de traçage).

La Lesse devient à nouveau accessible au niveau de la salle d'Armes [7] (réseau Touristique) (Fig.IV.8). Elle parcourt le réseau Touristique via la salle du Styx [8], la salle du Dôme [9] et la salle d'Embarquement [10] avant de résurger au trou de Han [11]. Ce parcours est dominé par un écoulement de type rivière souterraine interrompu par deux zones noyées d'une centaine de mètres de long chacune, localisées entre la salle du Styx [8] et la salle du Dôme [9] et entre la salle du Dôme [9] et la salle d'Embarquement [10], respectivement plongées jusque -25 mètres et -22 mètres (Pauwels, 1988).

IV.2.2.1.1.2 Degré d'activation II : Débit de la Lesse compris entre 1,25 m³/sec et 2,0 m³/sec

Dans ces conditions de débit, le parcours souterrain de la Lesse est affecté d'une première diffluence au niveau de la salle d'Armes [7] (Fig.IV.8). Un bras de Lesse est dévié via la salle de la Sentinelle [12] et la salle des Draperies [13] par une dérivation d'origine anthropique. Cette dérivation conflue avec le cours principal de la Lesse au niveau de la salle d'Embarquement [10].

Autrefois, la Lesse n'empruntait qu'occasionnellement la Dérivation lors des périodes de crue (G.Evrard, communication orale) ; depuis quelques années, la Dérivation ne se désactive que quelques jours à quelques semaines par an lors de périodes d'étiage prononcé. Cela pourrait être imputé à un encombrement progressif par les sédiments de la zone noyée à l'amont de la salle du Styx [8].

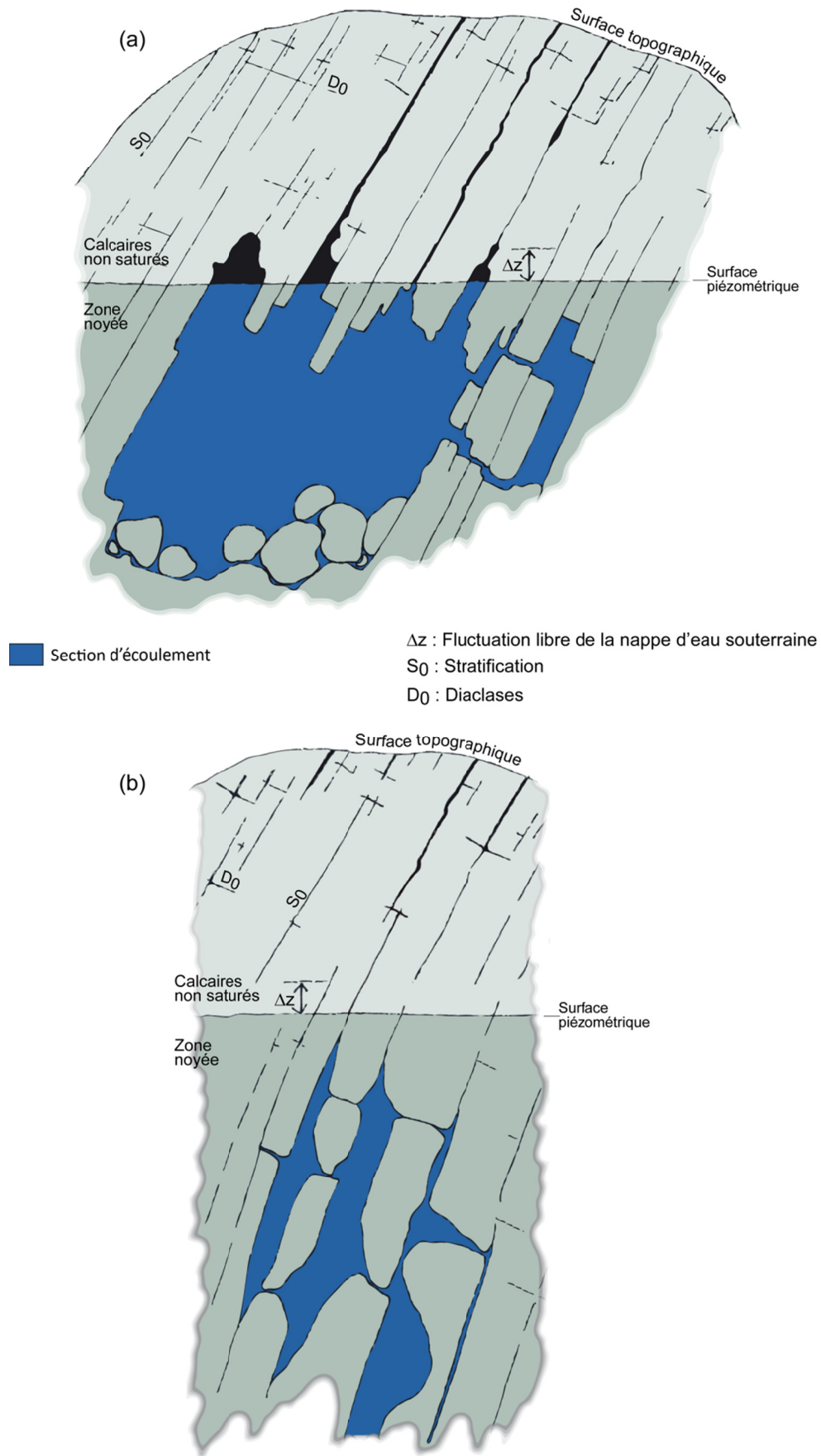


Fig.IV.11 : Schéma conceptuel des zones noyées du système karstique de Han-sur-Lesse – Schéma sans échelle.

IV.2.2.1.1.3 Degré d'activation III : Débit de la Lesse compris entre 2,0 m³/sec et 9,0 m³/sec

Lorsque la Lesse atteint un débit de 2 m³/sec, une seconde diffluence se met en place par l'activation du siphon de la salle du Corail [14] (Fig.IV.8). Un bras de Lesse est alors dévié par le réseau Sud. Il parcourt ce réseau via la galerie de l'Egout [15], la salle des Sinanthropes [16] et le contrebas de la salle Cornet [17]. La rivière souterraine est interrompue à deux reprises par des tronçons noyés localisés quelques mètres à l'aval de la salle des Sinanthropes. Elle quitte finalement le réseau Sud après la traversée d'un ultime tronçon noyé, le siphon "Mon col" et conflue avec la Dérivation au niveau de la salle des Draperies [13].

IV.2.2.1.1.4 Degré d'activation IV : Débit de la Lesse supérieur à 9,0 m³/sec

A partir de 9,0 m³/sec, le gouffre de Belvaux [1] se met en charge. Au-delà de 25 m³/sec, le gouffre déborde et une partie de la Lesse se perd au niveau du trou d'Enfaule [18] (Fig.IV.8). Le réseau karstique actif se complexifie de plus en plus, multipliant le nombre de diffluences de la Lesse souterraine.

Au fur et à mesure de l'augmentation du débit de la rivière, des conduits entre la galerie des Mamelons [20] (Fig.IV.12), la salle d'Antiparos [21] et le bas de la salle Vigneron [22] ainsi que certains secteurs de la galerie des Aventuriers s'inondent [19].

En grande crue (plus de 40 m³/sec), lorsqu'une partie de la Lesse contourne complètement le massif de Boine par la Chavée, la galerie des Aventuriers [19] (Fig.IV.8) débite un véritable torrent par la galerie artificielle jusqu'à la galerie des Petites fontaines [23] (Fig.IV.12). La salle d'Armes [7] est totalement envahie et devient isolée par des voûtes mouillantes du reste des galeries. Le trop-plein se déverse par la galerie du Courant d'air [24] dans le bras de rivière de la salle du Dôme [9]. Plusieurs sections basses de la galerie des Verviétois [25] sont également envahies par des eaux stagnantes. Peu de conduits de la grotte reste vides d'eau (Quinif, 1988).

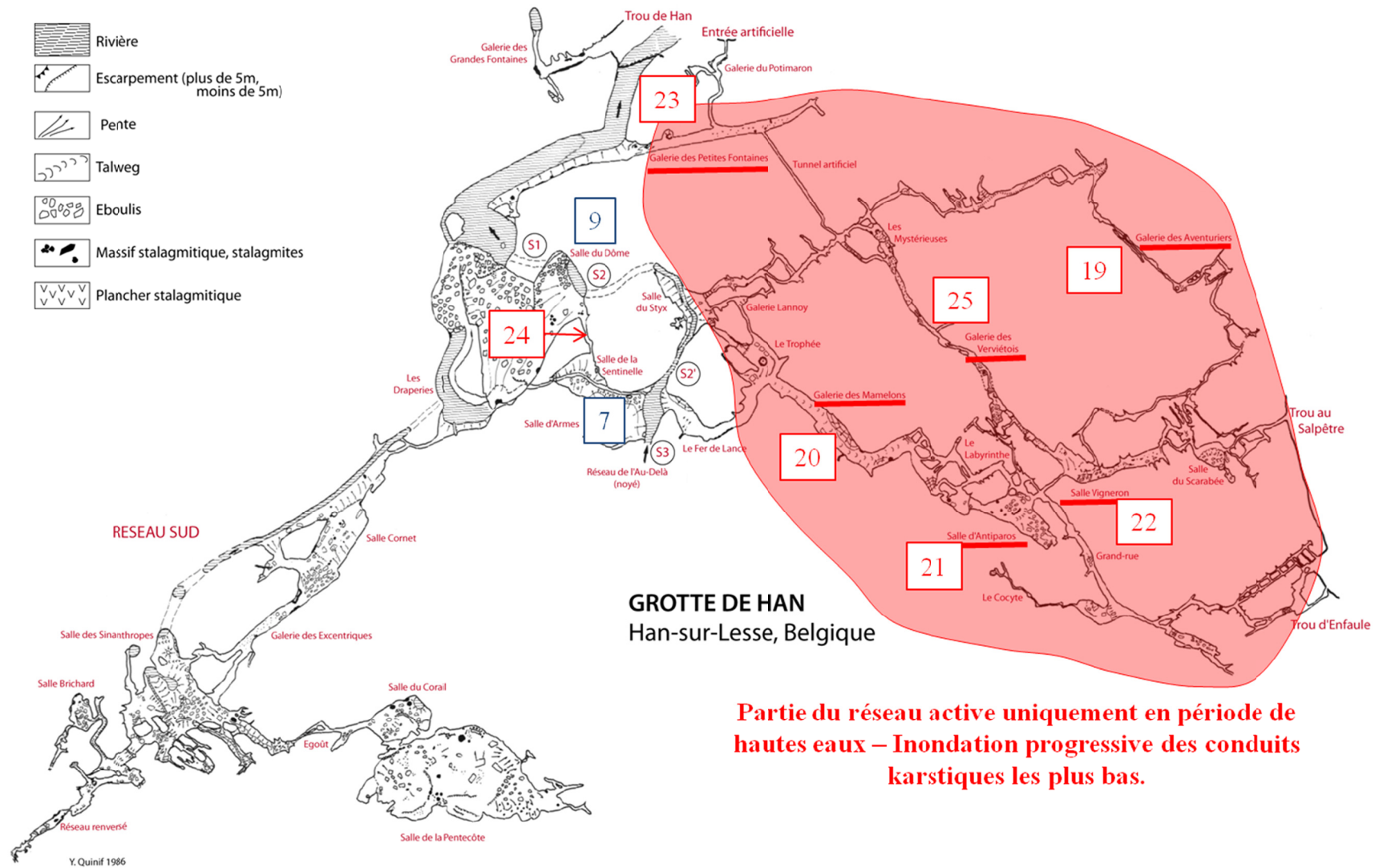


Fig.IV.12 : Inondation progressive de la grotte de Han lors de la montée en crue de la Lesse (Débit supérieur à 25 m³/sec).

IV.2.2.1.2 La rivière du trou des Crevés

L'entrée du trou des Crevés est localisée en rive gauche de la Lesse, quelques dizaines de mètres à l'aval de la limite sud du massif de Boine. Le réseau s'est développé dans la Formation de Fromelennes. Sa cote altimétrique est de 168,56 mètres (topographie de 2008) L'entrée de ce réseau est caractérisée par la présence d'un tronçon noyé dont le plan d'eau, pour des conditions de débit de la Lesse de 1,5 m³/sec, se trouve 1,7 mètres plus bas que le niveau de cette dernière (topographie du 05/09/08) indiquant que, dans cette zone, la Lesse est perchée au-dessus de la nappe d'eau souterraine et est infiltrante.

Ce réseau donne l'accès à un ruisseau souterrain permanent s'écoulant d'Est en Ouest en contrebas de la galerie des Cyclopes (Fig.IV.13). Il est difficile de déterminer sur base des topographies si sa cote altimétrique est équivalente ou inférieure à celle de la Lesse. Une coloration réalisée par les membres du Spéléo Club de l'Université Catholique de Louvain (SCUCL, 1971) a permis de démontrer la connexion entre ce ruisseau et la grotte du Père Noël. En période de crue, l'entrée du trou des Crevés devient une perte partielle de la Lesse.

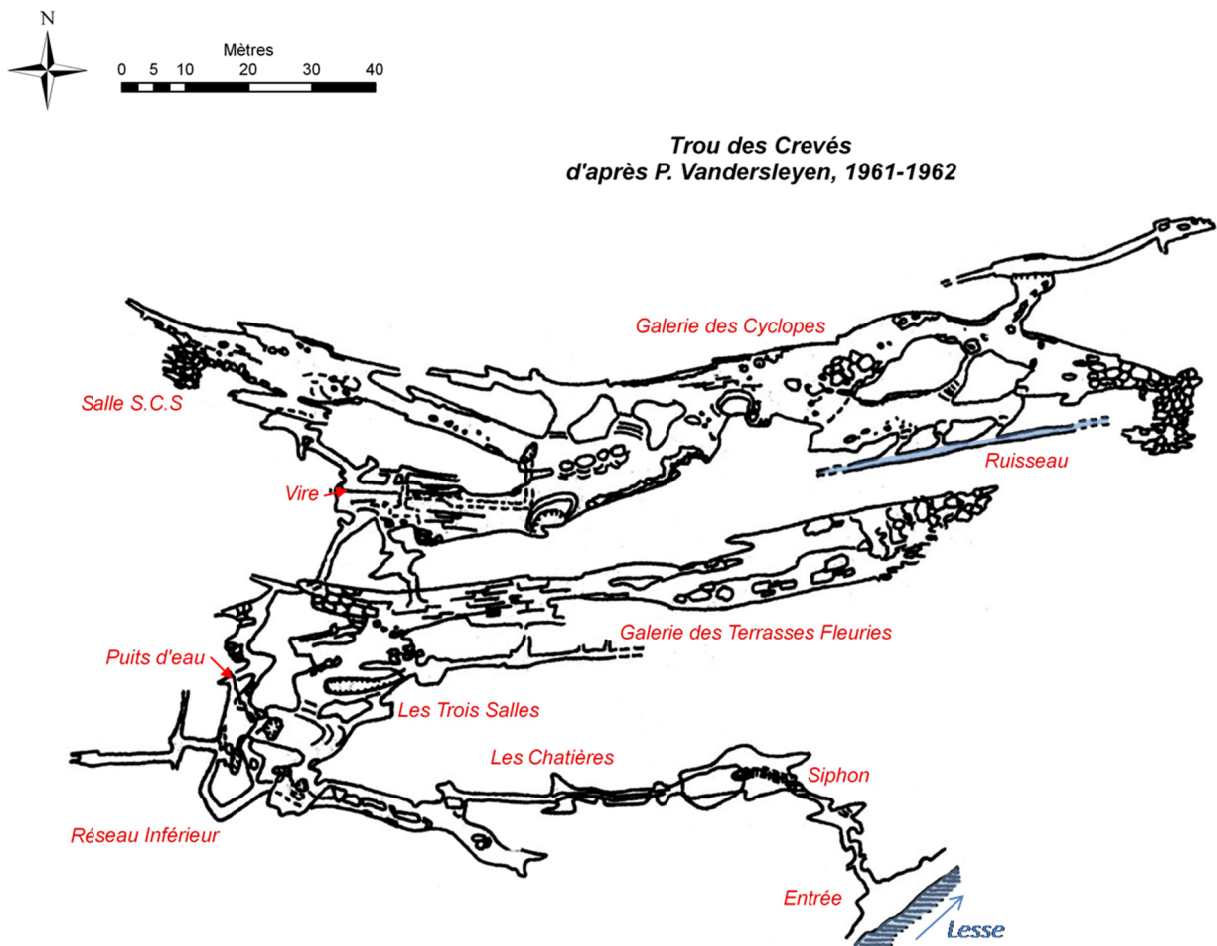


Fig.IV.13 : Topographie en plan du trou des Crevés

Un regard sur la nappe d'eau souterraine est localisé au niveau du Puits d'Eau, à l'extrémité ouest de la cavité. Sur base de la topographie en coupe, le niveau d'eau y est de l'ordre de 5 mètres plus bas que le niveau de la Lesse.

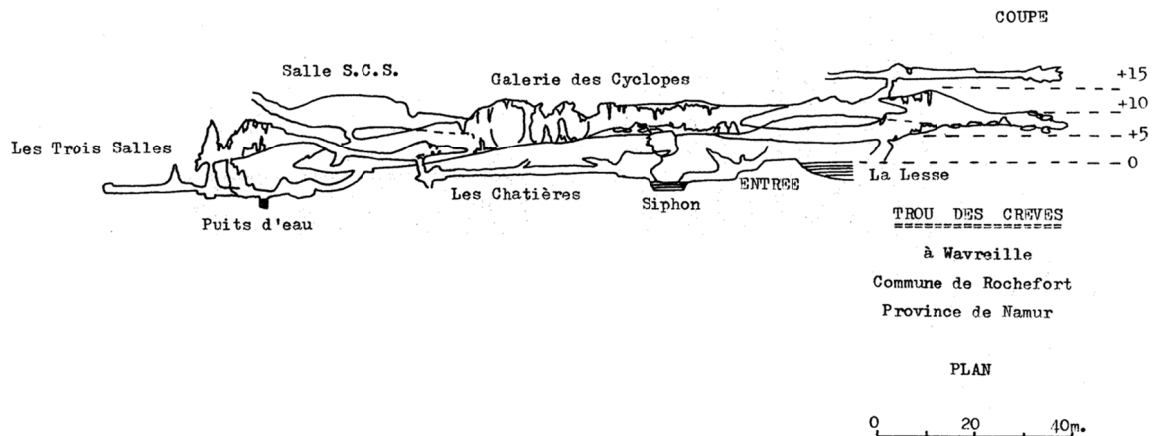


Fig.IV.14 : Profil topographique du trou des Crevés (Vandersleyen, 1961-1962).

IV.2.2.1.3 La rivière de la grotte du Père Noël

L'entrée de la grotte du Père Noël est localisée dans la partie sud du massif de Boine au sein de la Formation de Fromelennes. Sa cote altimétrique est de 225,4 mètres (topographie au GPS différentiel - Janvier 2008). Ce réseau donne accès, 80 mètres plus bas, à une rivière souterraine. Un essai de traçage réalisé par les membres du SCUCL (Spéléo Club de l'Université Catholique de Louvain) a permis de démontrer que celle-ci est en connexion directe avec le trou des Crevés. Elle est accessible en contrebas de la vaste salle du Bivouac et de la salle Blanche où elle s'écoule respectivement d'Est en Ouest et du Nord-Est vers le Sud-Ouest (Fig.IV.15).

Au niveau de la salle du Bivouac (Fig.IV.15), la rivière est associée à un regard sur une zone noyée. Il est localisé à quelques mètres en rive droite de la rivière (Fig.IV.16) et a été plongé par M. Pauwels jusqu'à - 48 mètres en 1991. Quelques petits écoulements turbulents sont observés en bordure sud-est du regard. Cette promiscuité entre rivière et nappe d'eau souterraines constitue un site d'observation privilégié pour étudier l'interaction entre ces deux types de milieu (cfr Deuxième partie : comportement hydrogéologique du massif de Boine).

La majorité des écoulements souterrains principaux du système karstique de Han-sur-Lesse s'effectuant parallèlement à la direction des couches géologiques, la destination supposée des eaux de la rivière de la grotte du Père Noël est en toute logique le réseau Sud. Cette connexion hydrologique a pu être démontrée dans le cadre de ce travail par la réalisation d'un essai de traçage (cfr Deuxième partie : Comportement hydrogéologique du massif de Boine).

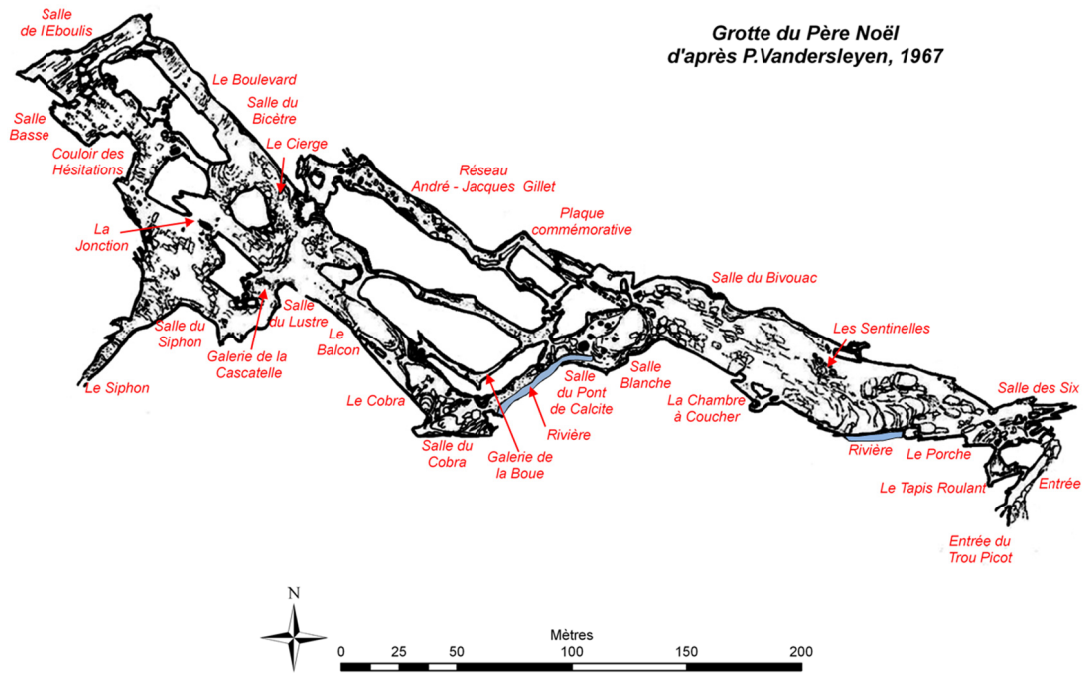


Fig.IV.15 : Topographie de la grotte du Père Noël.

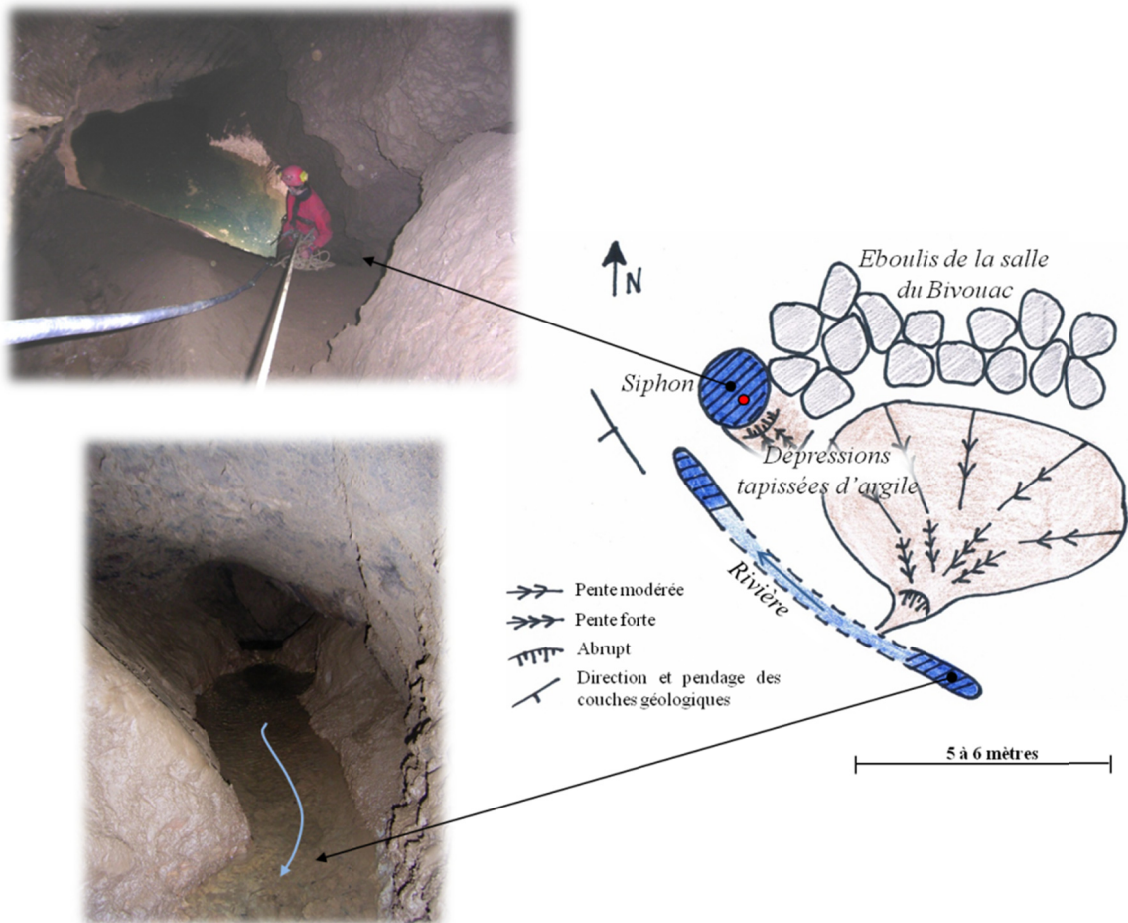


Fig.IV.16 : Croquis de la position relative de la rivière et du regard sur la zone noyée de la grotte du Père Noël.

IV.2.2.1.4 La rivière permanente du réseau Sud

Lorsque le siphon de la salle du Corail [14] (Fig.IV.8) est inactif (Degré d'activation I et II du système) et que la galerie de l'Egout [15] est à sec ; la salle des Sinanthropes [16] et le contrebas de la salle Cornet [17] continuent d'être alimentés par une petite rivière permanente. Celle-ci rejoint l'axe collecteur principal du réseau Sud quelques mètres à l'aval de la galerie de l'Egout. Cet affluent est supposé correspondre à l'arrivée des eaux en provenance de la grotte du Père Noël. Une seconde arrivée d'eau permanente est observée en rive gauche de la salle des Sinanthropes [16].

IV.2.2.2. Les regards de nappe d'eau souterraine

Plusieurs regards sur la nappe d'eau souterraine sont accessibles au niveau de la grotte de Han (Fig.IV.17). Ces puits d'eau sont visibles à l'étiage dans la galerie des Aventuriers [1], le Labyrinthe [2] et le Cocyte [3]. Ce dernier se situe non loin des nappes d'eau du réseau Chinois [4] avec lesquelles une connexion n'est pas impossible (Pauwels, 1988). Ces regards donnent accès à un volume de karst noyé apportant les grands volumes d'eau inondant toutes ces galeries lors de périodes de crue (Quinif, 1988).

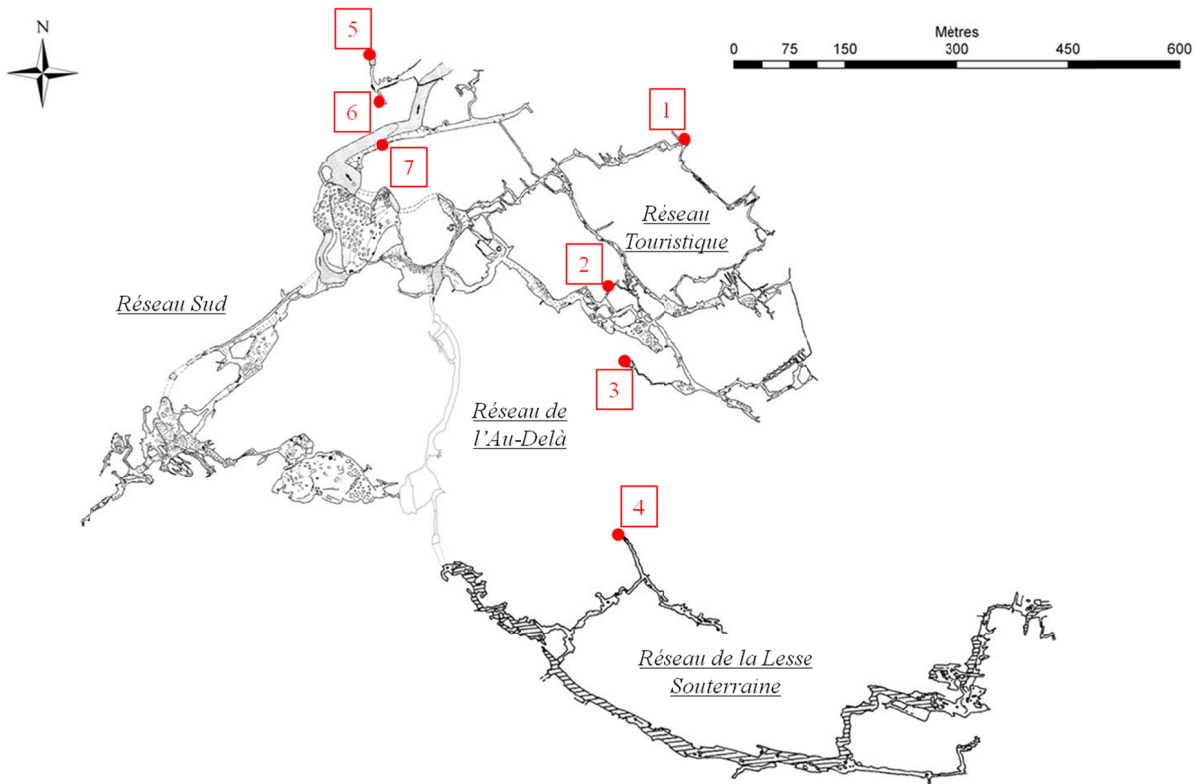


Fig.IV.17 : Localisation des regards de nappe au sein de la grotte de Han. – Topographie de la Lesse Souterraine : Coen et Van Hille (1972-1973), topographie du réseau de l'au-Delà : Pauwels (1987), topographie de la grotte de Han et du réseau Sud : Quinif (1987).

Les regards de nappe de la Grande fontaine [5] et de la fontaine Cornet [6] sont localisés dans une galerie latérale en rive gauche du trou de Han. Quelles que soient les conditions de débit de la Lesse, ces eaux demeurent limpides. L'eau de la Grande fontaine étant consommée, le suivi de sa potabilité est assuré. Cette eau demeure potable même en période de crue de la Lesse.

Le regard de nappe du Halage [7] est localisé en rive droite de la Lesse, quelques dizaines de mètres à l'amont du trou de Han.

Au niveau de la grotte du Père Noël, deux sites correspondent à des regards de nappe : la zone noyée en contrebas de la salle du Bivouac (Fig.IV.16) et le siphon localisé à l'extrémité sud-ouest du réseau (Fig.IV.15).

En ce qui concerne le trou des Crevés, un regard de nappe est localisé au niveau du Puits d'eau à l'extrémité ouest de la cavité (Fig.IV.14).

IV.2.3. Localisation des écoulements principaux par rapport au contexte géologique

De part sa structure géologique, le massif de Boine peut être subdivisé en trois parties : le flanc sud, la zone axiale et le flanc nord de l'anticlinal de Wavreille. Chaque partie est caractérisée par une organisation des écoulements d'eau souterraine directement influencée par les caractéristiques géologiques du massif.

IV.2.3.1. Flanc sud de l'anticlinal de Wavreille

Le flanc sud de l'anticlinal de Wavreille est subdivisé en deux zones d'écoulement parallèles à la direction des couches géologiques et séparées par le Membre de Flohimont (Fig.IV.18) :

- Le parcours souterrain de la Lesse entre le gouffre de Belvaux [1] et la salle de l'Hypopotame (*sic*) [5] est développé dans le tiers supérieur de la Formation de Mont d'Haus au niveau de l'"horizon préférentiel de karstification" mis en évidence par Henrion et al. (2009). Cette zone d'écoulement sera nommée "**Système Lesse souterraine**" dans le cadre de ce travail ;
- La rivière permanente s'écoulant depuis le trou des Crevés jusqu'au réseau Sud en passant par la grotte du Père Noël est localisée au sein de la Formation de Fromelennes. Cette zone d'écoulement sera nommée "**Système C-PN-RS**".

IV.2.3.2. Zone axiale de l'anticlinal de Wavreille

La zone axiale de l'anticlinal de Wavreille correspond également à la zone faillée longitudinalement et à l'intersection avec les accidents transversaux associés au pli-faillie de Sorotchinsky (Fig.IV.18). C'est dans cette zone intensément fracturée que sont localisés la vaste zone noyée de l'Au-Delà [6] et la diffluence majeure de la Lesse via la salle du Corail du réseau Sud [14] pour un degré d'activation III du système karstique actif de Han-sur-Lesse.

IV.2.3.3. Flanc nord de l'anticlinal de Wavreille

Le flanc nord de l'anticlinal de Wavreille peut être subdivisé en deux unités, ouest et est, séparées par le pli-faillie transverse de Sorotchinsky (Fig.IV.18).

L'unité ouest est le siège du réseau Sud. Le collecteur principal de ce réseau est également développé au niveau du tiers supérieur de la Formation de Mont d'Haus correspondant à l'"horizon préférentiel de karstification". L'exutoire de ce système est caractérisé par la présence d'une zone noyée localisée à proximité de l'endroit où le pli –faillie de Sorotchinsky attribue localement une direction NNW – SSE aux couches géologiques.

L'unité est caractérisée par la réapparition de la Lesse au niveau de la salle d'Armes [7] après la longue traversée de la zone noyée de l'Au-Delà [6]. La rivière quitte ensuite le massif selon un parcours globalement transverse à la direction des couches géologiques. C'est également au sein de cette unité qu'est développé tout le réseau "fossile" du réseau touristique.

Eléments clés :

- Le système karstique de la Lesse souterraine est un système perte (gouffre de Belvaux) – résurgence (trou de Han) par recoupement souterrain de méandre. La perte de la rivière est totale pour un débit de la Lesse inférieur à 25 m³/sec ;
- Le cours souterrain de la Lesse, entre le gouffre de Belvaux et le trou de Han se complexifie au fur et à mesure de l'augmentation du débit de la rivière. Quatre degrés d'activations sont définis :
 - Degré I* : Débit inférieur à 1,25 m³/sec, aucune diffluence majeure n'affecte le cours de la Lesse souterraine ;
 - Degré II* : Débit compris entre 1,25 m³/sec et 2 m³/sec, activation d'une diffluence majeure à la salle d'Armes via la dérivation ;
 - Degré III* : Débit compris entre 2 m³/sec et 9 m³/sec, activation d'une diffluence majeure à la salle du Corail, un bras de Lesse est dévié via le réseau Sud ;
 - Degré IV* : Débit supérieur à 9 m³/sec, le gouffre de Belvaux se met en charge et déborde au-delà des 25 m³/sec. Activation de pertes supplémentaires, inondation progressive du réseau fossile du réseau touristique, nombreuses diffluences.
- La Lesse superficielle, entre le village de Belvaux et le gouffre de Belvaux, est perchée par rapport à la nappe et infiltrante ;
- Pour les degrés d'activation I et II, le collecteur du réseau Sud est alimenté en permanence par une arrivée d'eau en provenance de la grotte du Père Noël. Cette arrivée d'eau est localisée en rive gauche de la galerie de l'Egout (réseau Sud) ;
- Dix regards sur la nappe d'eau souterraine sont accessibles : sept dans la grotte de Han, deux dans la grotte du Père Noël et un dans le trou des Crevés ;
- La promiscuité entre la rivière et la nappe d'eau souterraine de la grotte du Père Noël constitue un site d'observation privilégié pour étudier l'interaction entre ces deux types de milieu ;

- Les principaux écoulements souterrains sont organisés par rapport à la structure géologique du massif de Boine :

Le flanc sud de l'anticlinal de Wavreille est composé de deux zones d'écoulement localisées de part et d'autre du Membre de Flohimont : le "système Lesse souterraine" et le "système CR-PN-RS". De manière générale, ces deux zones sont caractérisées par un écoulement parallèle à la direction des couches géologiques ;

La zone axiale de l'anticlinal de Wavreille, intensément fracturée, est le siège de la zone noyée de l'Au-Delà et de la diffluence de la Lesse via le réseau Sud pour les degrés d'activation III et IV du système karstique actif ;

Le flanc nord de l'anticlinal de Wavreille est subdivisé en deux unités séparées par le pli-faille de Sorotchinsky. L'unité ouest est le siège du réseau Sud, l'unité est constitue l'exutoire de la Lesse depuis la salle d'Armes vers le trou de Han.

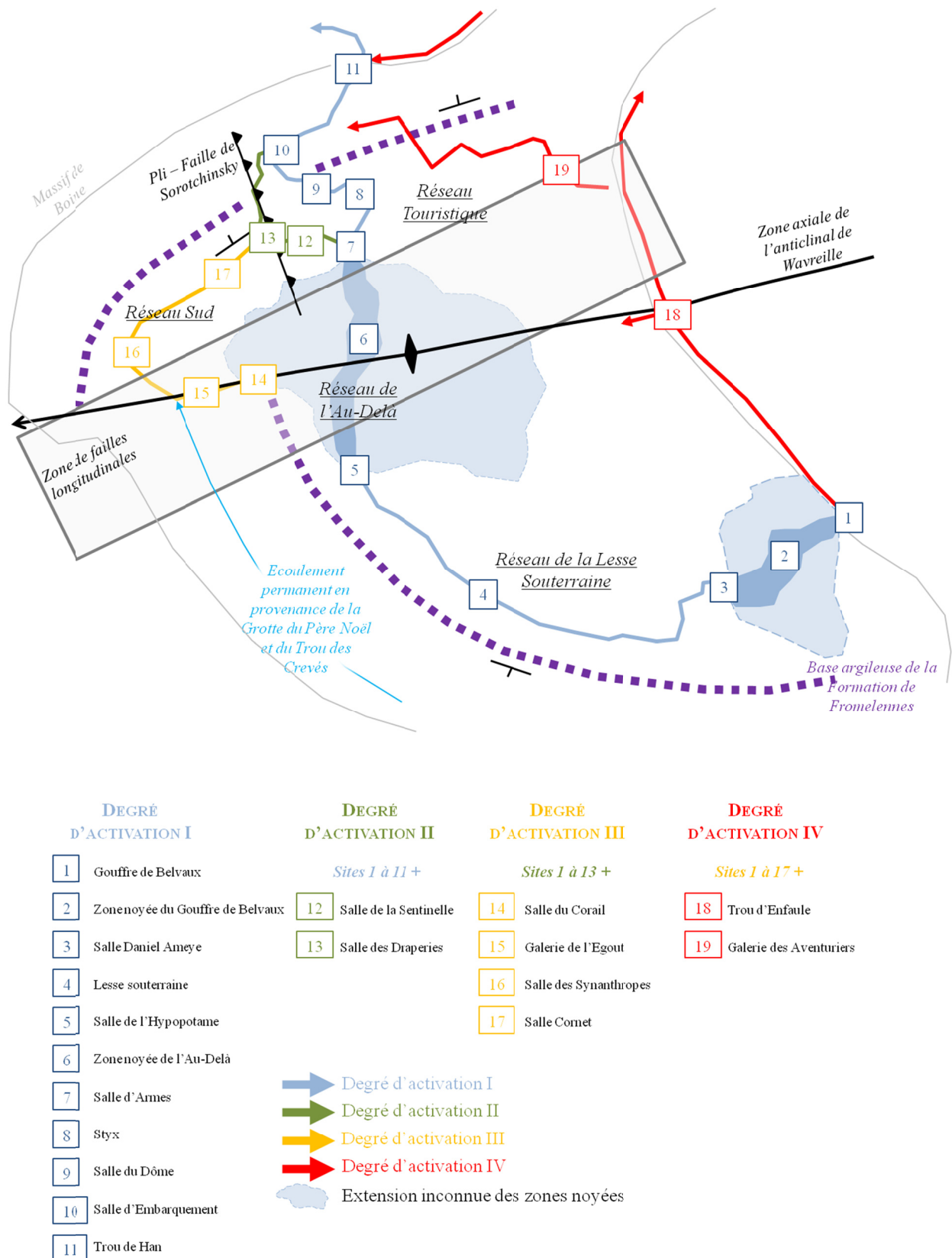


Fig.IV.18 : Localisation des écoulements principaux par rapport aux particularités géologiques du massif de Boine

IV.3. AUTRES PHENOMENES KARSTIQUES

Huit phénomènes karstiques associés au bassin versant du tronçon de Lesse traversant le massif de Boine ont été étudiés dans ce travail (Bonniver et al., 2010 (a)) (Fig.IV.19).

IV.3.1. Au sein du massif de Boine

IV.3.1.1. Le trou de Boine [1]

Le trou de Boine ou résurgence de Boine est une émergence d'eau intermittente localisée à une centaine de mètres à l'Est du trou de Han à proximité de la limite entre les formations calcaires givetiennes et les formations argileuses frasniennes. Cette émergence d'eau ne s'active que pour des conditions de débit de la Lesse supérieure à 15 m³/sec. Elle consiste probablement en un débordement de la nappe d'eau souterraine lors des périodes de hautes eaux (Delbrouck, 1971).

IV.3.2. Associés au bassin versant étudié

IV.3.2.1. Le chantoir de la Laide Fosse

La Laide Fosse [2] est une vaste doline occupée par un chantoir actif alimenté par intermittence par un petit ruisseau aérien constitué des eaux de drainage des prairies localisées en amont et progressivement engorgées lors d'épisodes pluvieux prolongés. Elle est localisée à la limite entre la Formation de la Lomme et la Formation d'Hanonet.

Elle constitue l'entrée d'un réseau karstique de 800 mètres de développement (www.scavalon.be) au fond duquel s'écoule un ruisseau souterrain permanent. Les sites éventuels de résurgence de ces eaux envisagés lors d'études antérieures sont (Delbrouck, 1974 ; SSW, 1982) :

- la résurgence du Rond Tienne,
- la fontaine Saint-Martin ;
- la résurgence d'Eprave.

IV.3.2.2. La résurgence du Rond Tienne

La résurgence du Rond Tienne [3] est localisée à Eprave à la cote altimétrique 180 mètres. Cette petite émergence d'eau localisée au pied du versant Nord – Ouest de la butte témoin du Rond-Tienne et appartenant au bassin versant de la Lomme.

IV.3.2.3. La fontaine Saint-Martin

La fontaine Saint-Martin [4] est localisée à Wavreille, au pied du versant sud de la colline calcaire de l'anticlinal de Sainte Odile, à la cote altimétrique 190 mètres. L'eau souterraine émerge d'une fissure assez profonde mais impraticable (Gevaerts, 1970). Cette petite fontaine permanente localisée appartient au bassin versant de la Lesse et constitue la source du ruisseau de la Planche.

IV.3.2.4. La résurgence d'Eprave

La résurgence d'Eprave [5] ou sources bouillonnantes est la résurgence des eaux de la Lomme et de la Wamme. Elle est localisée à Eprave, en rive gauche de la Lomme, au sein des formations calcaires givetiennes.

IV.3.2.5. Les pertes du Ry de Boyes

Lors de la traversée de la bande calcaire givetienne de direction ouest-est correspondant aux axes anticlinaux des Boyes et d'Ochamps, le ry de Boyes est affecté de pertes diffuses et d'une zone de perte principale [6].

IV.3.2.6. Les résurgences du méandre recoupé

Les résurgences du méandre recoupé [7] sont un ensemble de trois résurgences alignées verticalement alimentant, en rive droite, un méandre abandonné de la Lesse et sont à mettre en relations avec les pertes locales et diffuses du ry des Boyes (De Broyer et al., 2002).

IV.3.2.7. La grotte – résurgence d'Herdal

La grotte – résurgence d'Herdal [8] est un ensemble de deux résurgences localisées au pied des affleurements du dernier méandre de la Lesse avant Belvaux (De Broyer et al., 2002).

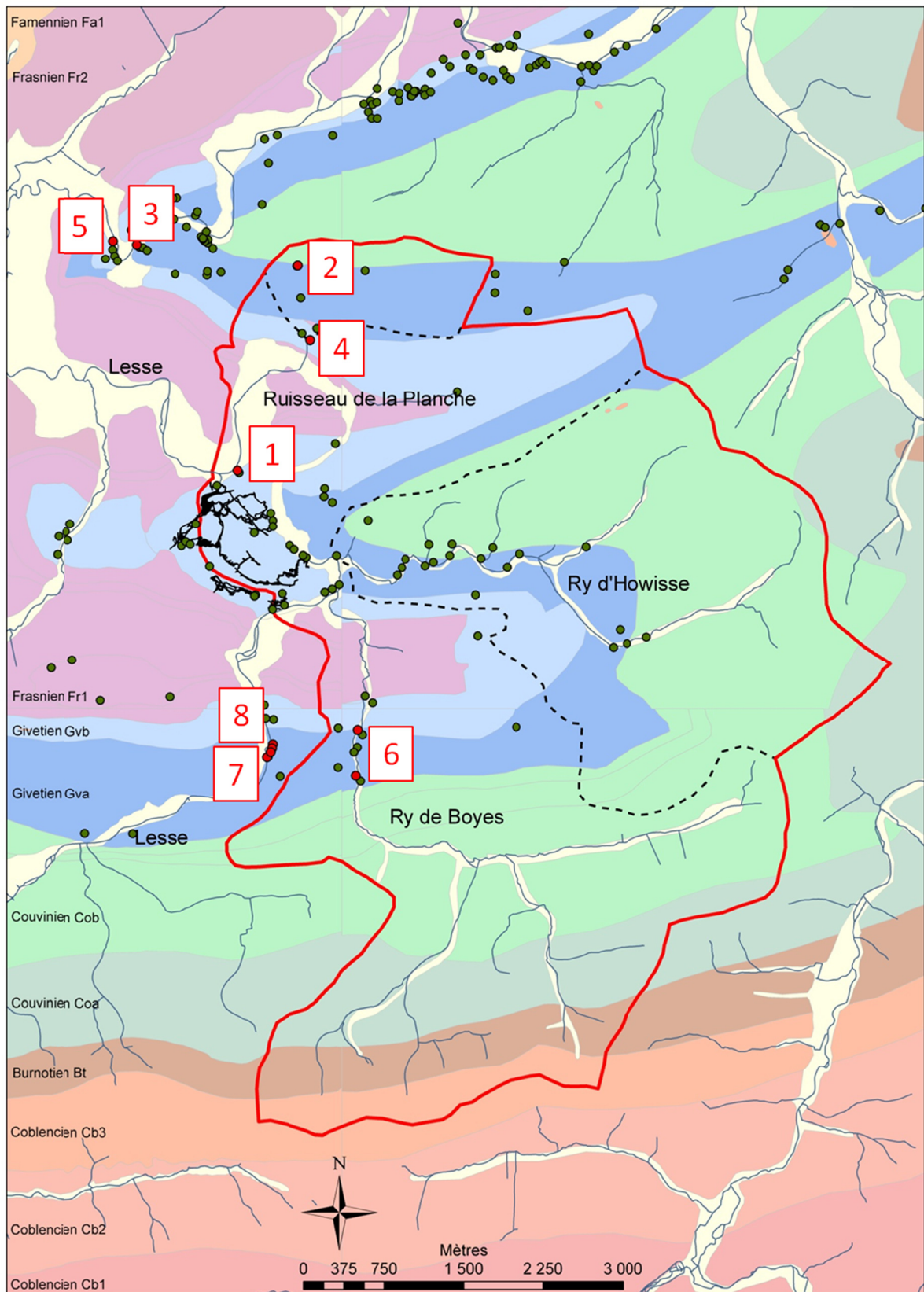


Fig.IV.19 : Localisation des autres phénomènes karstiques étudiés dans le cadre de ce travail.

**DEUXIEME PARTIE : COMPORTEMENT
HYDROGEOLOGIQUE DU MASSIF DE BOINE**

I. INTRODUCTION

I.1. FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE SIMPLIFIÉ DU KARST

De façon schématique, le système karstique du massif de Boine peut être subdivisé, comme tout autre karst, en trois zones hydrographiques (d'après Maire, 1980) (Fig.I.1) :

- La zone vadose ou zone non-saturée ;
- La zone noyée ou zone saturée ;
- La zone épinoyée ou zone de battement.

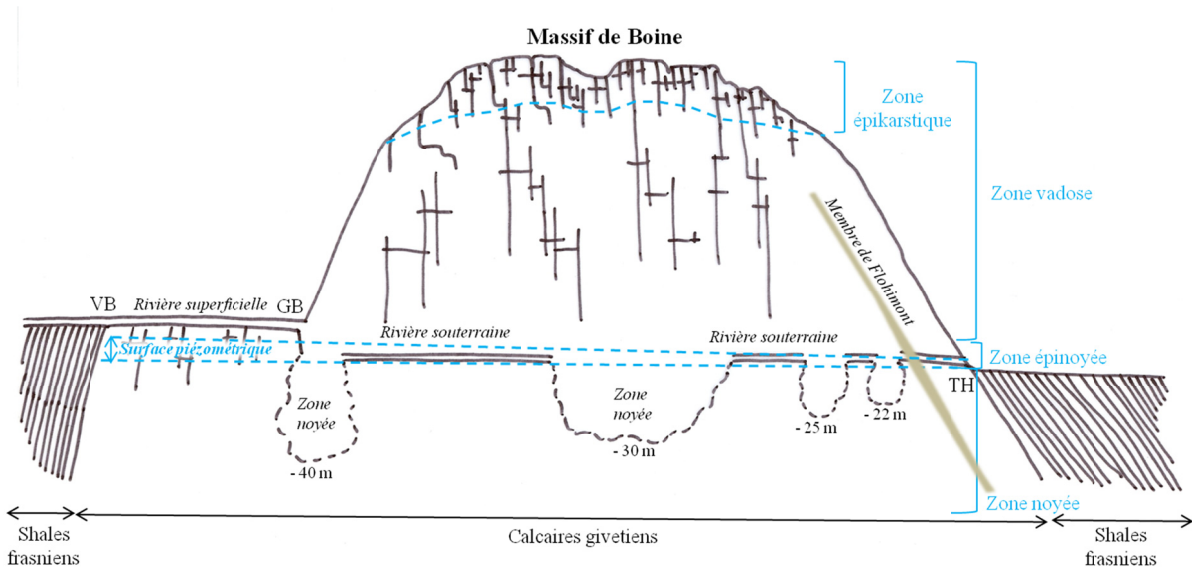


Fig.I.1 : Schéma d'organisation du karst du massif de Boine – Système de la Lesse souterraine

I.1.1. Zone vadose

La partie supérieure de la zone vadose est dite épikarstique (Mangin, 1974, 1975) (Fig.I.1). Cette zone est généralement altérée sur plusieurs mètres et possède une porosité (5 à 10 %) et une perméabilité fortes (Salomon, 2000 ; Klimchouk, 2004). Elle constitue la zone d'infiltration ou de transfert vertical au sein du massif calcaire. Le degré de perméabilité diminue vers la base de l'épikarst. Ce contraste de perméabilité induit la possibilité de stockage de volumes d'eau conséquents au sein de la zone épikarstique.

La partie inférieure de la zone vadose constitue le prolongement moins perméable de la zone épikarstique. Le transfert vertical de l'eau se fait en milieu aéré dans les conduits et les fractures les plus ouvertes et en milieu saturé d'eau pour les fractures les plus fines (Salomon, 2000).

I.1.2. Zone noyée

La zone noyée est en permanence saturée d'eau. Son sommet constitue la surface piézométrique d'étiage. C'est la zone de transfert horizontal. Selon les aquifères, les drains peuvent s'organiser à proximité de la surface piézométrique ou à grande profondeur (Salomon, 2000).

I.1.3. Zone épinoyée

La zone épinoyée est une zone noyée de façon intermittente en fonction du contexte hydrologique (période de hautes eaux ou de basses eaux).

I.2. OBJECTIFS

L'objectif principal de ce chapitre est de proposer un schéma conceptuel, intégrant les processus d'écoulement liés aux trois zones hydrographiques, du comportement hydrogéologique global du système karstique développé au sein du massif de Boine.

Ce schéma conceptuel repose sur sept questions traitant des processus hydrogéologiques fondamentaux affectant le massif de Boine (Fig.I.2). Les six premières questions concernent les zones noyée et épinoyée ; la septième concerne la zone vadose :

- Quelles sont les positions relatives de la nappe d'eau souterraine et de la Lesse? Le tronçon de Lesse entre le village de Belvaux et le gouffre de Belvaux est-il perché? La Lesse souterraine est-elle en équilibre avec la nappe d'eau souterraine ou est-elle drainante?
- L'écoulement superficiel de la Lesse entre le village de Belvaux et le gouffre de Belvaux est-il affecté de processus d'infiltration diffuse quantifiables?
- La Lesse souterraine constitue-t-elle un drain conséquent à l'échelle régionale?
- Quel est le degré d'interaction entre la nappe d'eau souterraine et la rivière souterraine?
- Quel est le temps de transfert de la Lesse au sein du massif de Boine selon les différents contextes hydrologiques (basses eaux – hautes eaux)?
- Les interstratifications argileuses (Membre de Flohimont, Formation des Terres d'Haus) affectent-elles le comportement hydrogéologique du massif de Boine?
- Quel est le temps de transfert vertical de l'eau au travers de la zone vadose?

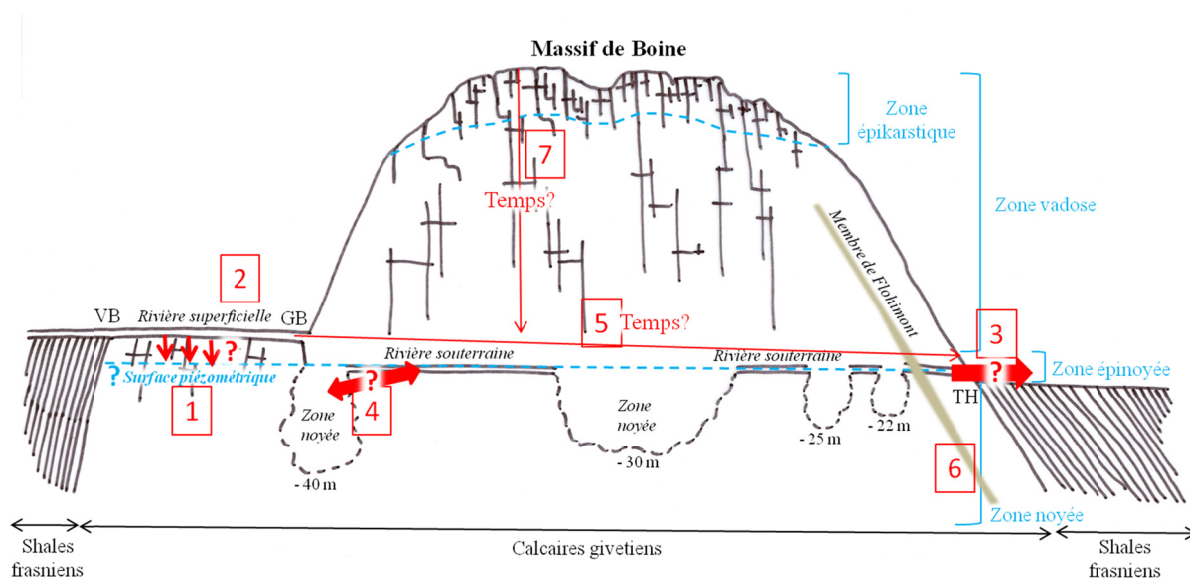


Fig.I.2 : Processus fondamentaux gouvernant le comportement hydrogéologique du massif de Boine.

Afin de répondre à ces sept questions fondamentales, un dispositif instrumental composé de dix-huit stations d'enregistrement a été développé au sein du bassin versant étudié. Dix-sept stations ont pour objectif l'étude de la zone noyée et de la zone épinoyée. La dernière concerne la zone vadose.

II. ZONE NOYEE ET EPINOYEE

II.1. DISPOSITIF INSTRUMENTAL

II.1.1. Dispositif instrumental permanent

II.1.1.1. Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées dans ce travail sont les précipitations et les températures quotidiennes enregistrées à la station météorologique de l'Institut Royal de Météorologie belge (IRM) localisée à Han-sur-Lesse (Fig.II.1).

Sur base de la construction de polygones de Thiessen définis à partir des stations météorologiques voisines (Houyet, Rochefort, Sevry, Bièvres et Saint-Hubert), la lame d'eau précipitée à la station de Han-sur-Lesse peut être considérée comme représentative à l'échelle du bassin versant étudié.

II.1.1.2. Données hydrogéologiques

Les dix-sept sites de mesure (Tabl. II.1) ont été équipés de sondes pressiométriques enregistrant les fluctuations de hauteur d'eau dans le temps selon un pas de temps de 10 à 30 minutes. Treize sites sont localisés au sein du massif de Boine (Fig.II.2) ; les quatre derniers sont répartis au sein du bassin versant étudié (Fig.II.1).

L'enregistrement des données a débuté en novembre 2004 aux sites VB, GB et TH. Le dispositif de mesure s'est progressivement complexifié jusqu'à l'installation des dix-sept stations en 2008. La collecte de données a été clôturée en janvier 2010. Etant donné l'hostilité du milieu (humidité, crues) et l'inaccessibilité du réseau durant certaines parties de l'année engendrant divers soucis techniques et lacunes d'enregistrement, les données interprétées seront principalement issues des chroniques enregistrées en 2008 et 2009.

Quatre types de sondes pressiométriques ont été employés : les sondes minitroll, leveltroll, Diver et CTD-Diver. Les sondes minitroll mesurent uniquement la hauteur d'eau, les sondes de type leveltroll et Diver mesurent la hauteur d'eau et la température, les sondes de type CTD-Diver enregistrent la hauteur d'eau, la température et la conductivité électrique. Une description détaillée de ce matériel est présentée en annexe 2.

Les dix-sept stations d'enregistrement peuvent être réparties en trois types (Tabl. II.1) :

- Sept **stations de jaugeage** où l'enregistrement des fluctuations de hauteur d'eau est couplé à des mesures de débit de la rivière effectuées dans divers contextes hydrologiques. Les mesures de débit ont été réalisées par la méthode d'investigation des champs de vitesse à l'aide d'un courantomètre électromagnétique Marsh-McBirney modèle 2000. La précision de la mesure est de +/- 2 % de la valeur lue. Ces données ont permis la construction des courbes de tarage et des hydrogrammes ;
- Six **stations limnimétriques** enregistrant uniquement les fluctuations de hauteur d'eau de la Lesse indépendamment de toute mesure de débit. Elles ont permis l'élaboration des chroniques limnimétriques de la Lesse et des rivières de la grotte du Père Noël et du réseau Sud ;
- Quatre **stations piézométriques** enregistrant les fluctuations de la nappe d'eau souterraine ont permis l'élaboration des chroniques piézométriques.

La localisation et les critères de sélection des sites de mesures sont développés au fil des sections présentant les données collectées.

Pour chaque station d'enregistrement, le monitoring a été couplé à des mesures manuelles régulières de la hauteur d'eau de façon à vérifier le bon fonctionnement du dispositif automatisé et, si nécessaire, de corriger les dérives instrumentales.

Afin de pouvoir travailler en cote altimétrique, les différents sites de mesures ont été topographiés en Z par cheminement au départ de sites relais localisés en XYZ à l'aide d'un GPS différentiel. Le GPS différentiel utilisé, GPS1200 de chez Leica Geosystems, a une précision de 0,5 cm en (X, Y) et de 1 cm en Z.

La méthode de topographie utilisée en grotte est la méthode classique de topographie en spéléologie c'est-à-dire par "procédure indirecte". Elle consiste à relever la distance, l'azimut ainsi que l'inclinaison des galeries et des salles tout au long du cheminement.

Selon l'accessibilité du réseau, la topographie a été levée soit au théodolite soit avec un DistoX, dispositif d'arpentage électronique pour les spéléologues. Il se compose d'un distancemètre laser Leica Disto A3 avec une carte d'extension intégrée. Cette dernière complète les fonctionnalités du Disto par une boussole/clinomètre électronique 3-axes. Le logiciel de traitement des données topographiques utilisé est Visual Topo.

La précision en Z des différents points de mesure est de:

- +/- 0,01 m pour les sites levés au GPS différentiel ;
- +/- 0,05 m pour les sites levés au théodolite ;
- +/- 0,10 à 0,20 m pour les sites levés au DistoX.

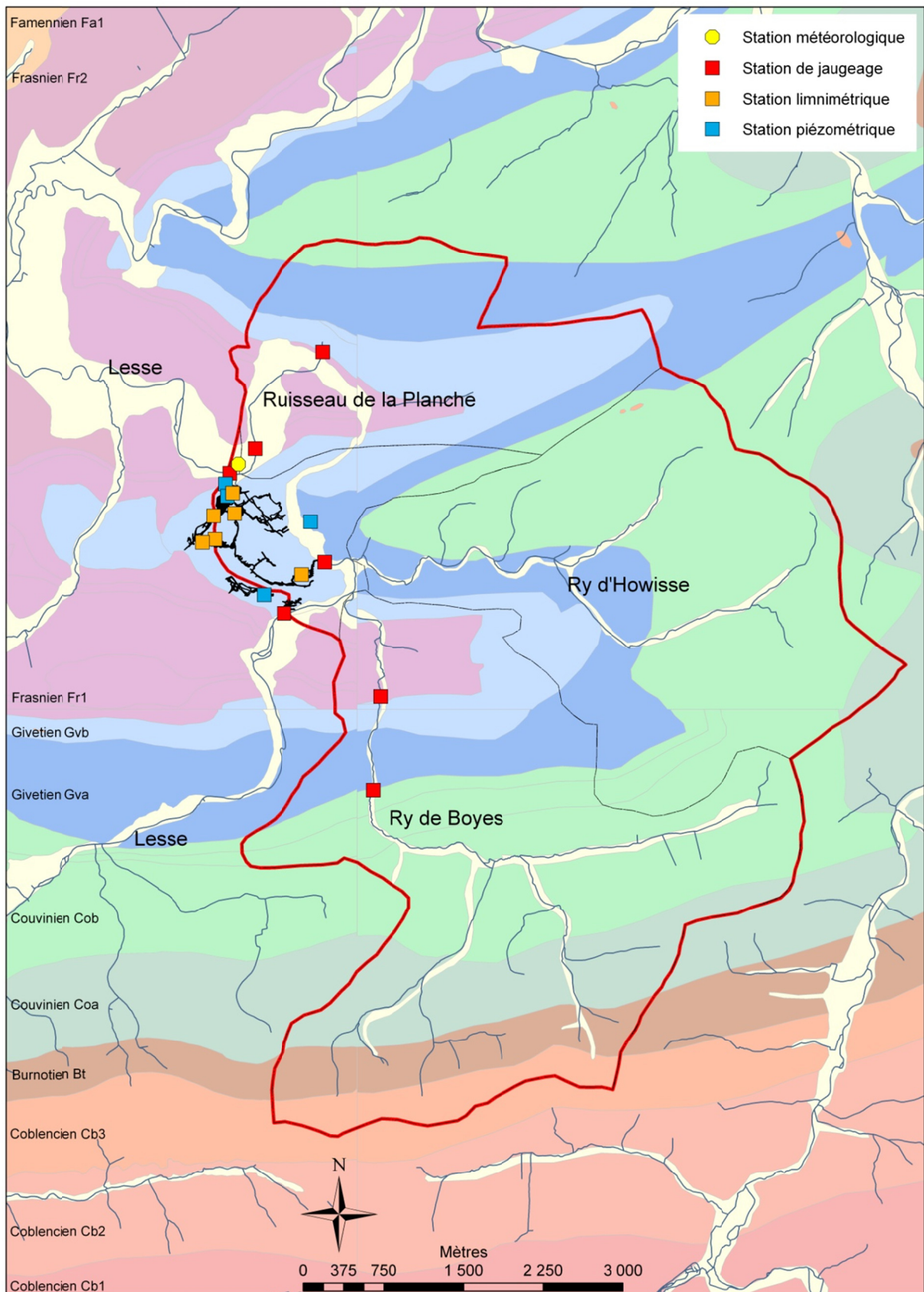


Fig.II.1 : Localisation des stations d'enregistrement au sein du bassin versant étudié (Fond géologique : Forir, 1897)

Site	Localisation	Abréviation	Type d'écoulement	Type de sonde pressiométrique	Paramètre enregistré		
					Hauteur d'eau (m)	Température (°C)	Conductivité électrique standard ($\mu\text{Sm/cm}$)
Fontaine Saint Martin	Synclinal de Han	FSM	Cours superficiel - Ruisseau de la Planche	Diver	√	√	
Ruisseau de la Planche aval		RPav	Cours superficiel - Ruisseau de la Planche	Diver	√	√	
Village de Belvaux	Anticlinal de Wavreille / Massif de Boine	VB	Cours superficiel de la Lesse	Leveltroll	√	√	
Gouffre de Belvaux		GB	Perte de la Lesse	Minitroll + CTD diver	√	√	√
Trou de Han		TH	Résurgence de la Lesse	Miniltroll	√	√	
Salle Daniel Ameye		DA	Cours souterrain de la Lesse	Minitroll	√		
Salle d'Armes		SA	Cours souterrain de la Lesse	Minitroll + CTD diver	√	√	√
Pédalo		PED	Cours souterrain de la Lesse	CTD diver	√	√	√
Salle du Corail		CO	Cours souterrain de la Lesse	Minitroll	√		
Affluent du Réseau Sud		AffS	Rivière souterraine	CTD diver	√	√	√
Collecteur du Réseau sud		ColS	Rivière souterraine	CTD diver	√	√	√
Siphon de la Grotte du Père Noël		PN	Rivière/Nappe d'eau souterraine	CTD diver	√	√	√
Puits de la Fosse aux Ours		Ours	Nappe d'eau souterraine	CTD diver	√	√	√
Grande Fontaine		GF	Nappe d'eau souterraine	CTD diver	√	√	√
Regard de nappe du Halage		Hal	Nappe d'eau souterraine	CTD diver	√	√	√
Ry de Boyes amont		Anticlinal des Boyes	BOam	Cours superficiel - Ry de Boyes	Diver	√	√
Ry de Boyes aval	BOav		Cours superficiel - Ry de Boyes	Diver	√	√	

Station de Jaugeage
Station limnimétrique
Station piézométrique
Pluviomètres

Tabl. II.1 : Dispositif instrumental permanent déployé au sein du bassin versant étudié.

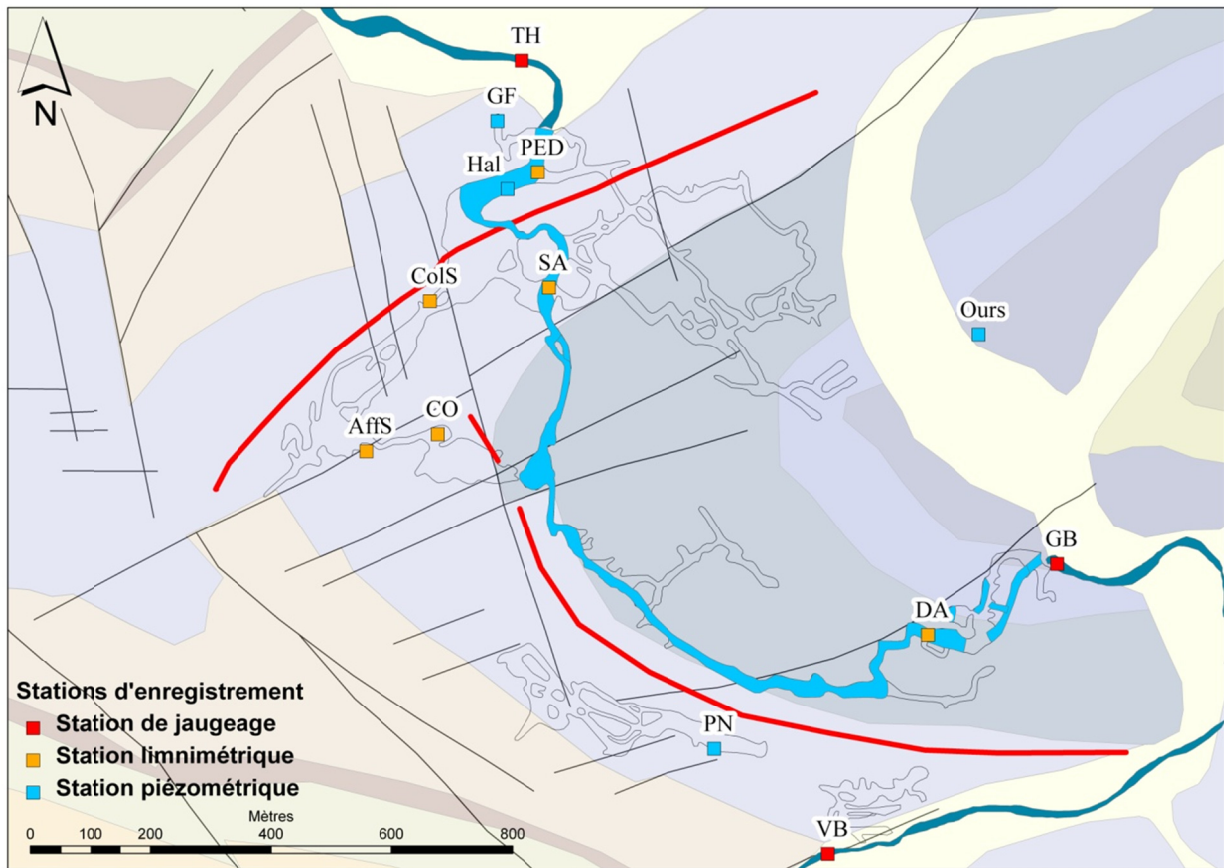
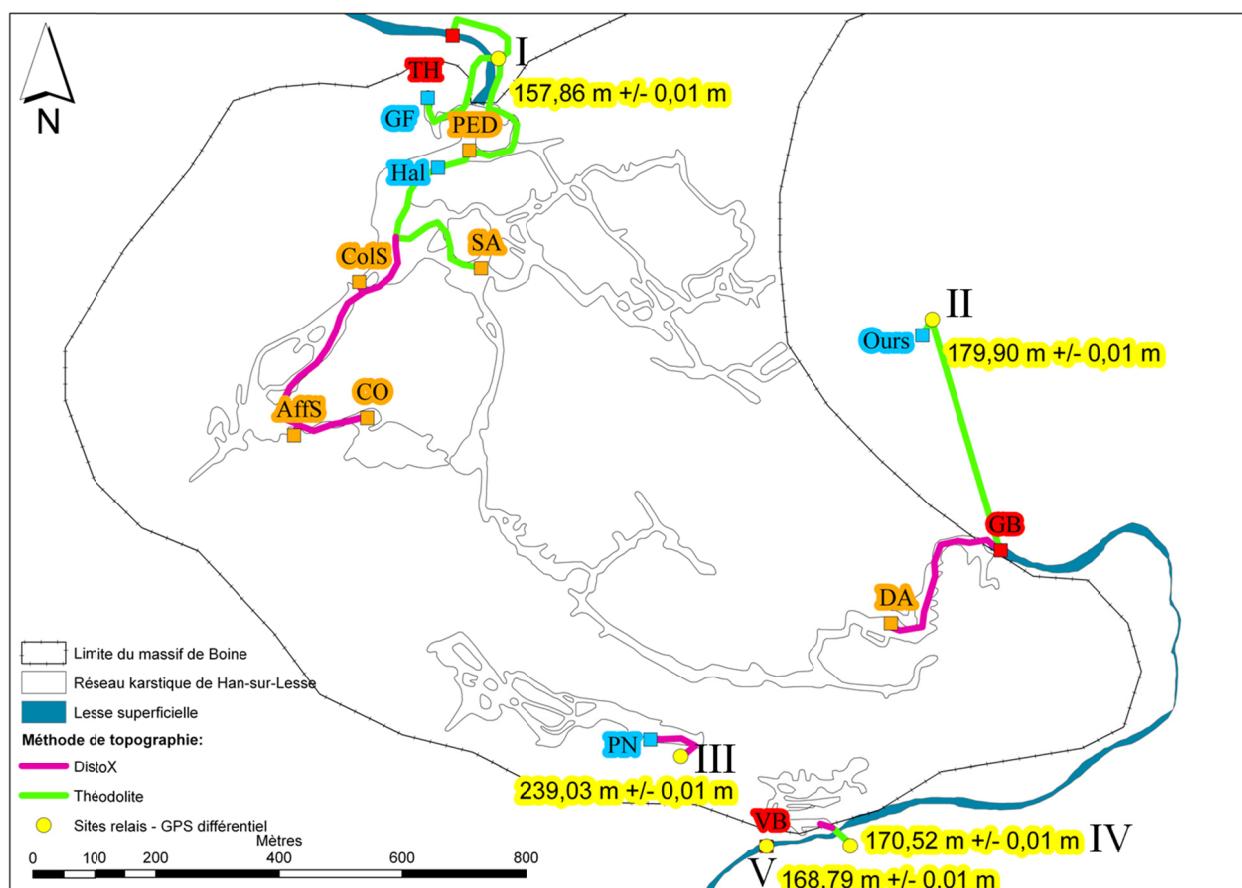


Fig.II.2 : Localisation des stations d'enregistrement au sein du massif de Boine – Trait rouge : Tracé du Membre de Flohimont à la cote altimétrique 155 m (Fond géologique : Blockmans et Dumoulin, 2010)



Site	Abréviation	Méthode de topographie	Site relais	Cote altimétrique du point de référence*	Précision	Type de sonde pressiométrique	Précision de la mesure de hauteur d'eau (m)
Village de Belvaux	VB	GPS	V	168,79	+/- 0,01 m	Leveltroll	+/- 0,08 à 0,2 % *
Gouffre de Belvaux	GB	T	II	159,23	+/- 0,05 m	Minitroll	+/- 0,08 à 0,2 % *
Trou de Han	TH	T	I	155,17	+/- 0,05 m	Minitroll	+/- 0,08 à 0,2 % *
Salle Daniel Ameye	DA	D	II	157,09	+/- 0,1 à 0,2 m	Minitroll	+/- 0,08 à 0,2 % *
Salle d'Armes	SA	T	I	159,65	+/- 0,05 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Pédalo	PED	T	I	157,13	+/- 0,05 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Salle du Corail	CO	T+D	I	157,88	+/- 0,1 à 0,2 m	Minitroll	+/- 0,08 à 0,2 % *
Affluent du Réseau Sud	AffS	T+D	I	156,55	+/- 0,1 à 0,2 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Collecteur du Réseau sud	CoS	T+D	I	156,34	+/- 0,1 à 0,2 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Siphon de la Grotte du Père Noël	PN	D	III	159,62	+/- 0,1 à 0,2 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Puits de la Fosse aux Ours	Ours	T	II	167,21	+/- 0,05 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Grande Fontaine	GF	T	I	156,45	+/- 0,05 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Régard de nappe du Halage	Hal	T+D	I	159,71	+/- 0,1 à 0,2 m	CTD diver	+/- 0,005 m
Siphon d'entrée du trou des Crevés	Crevés	T+D	IV	166,23	+/- 0,1 à 0,2 m	mesure manuelle	/

Station de Jaugeage

Station limnimétrique

Station piézométrique

* point de repère émergé en période de basses eaux à partir duquel la mesure manuelle de hauteur d'eau est effectuée

* selon la gamme de hauteur d'eau mesurable par la sonde (0 à 11 m, 0 à 21 m ou 0 à 70 m)

Fig. II.3 : Topographie en Z des sites de mesure – Méthode et précision.

II.1.2. Dispositif expérimental temporaire

Le dispositif expérimental déployé lors des essais de traçage est temporaire et diffère selon le degré d'activation du système karstique actif. Afin de faciliter la lecture, ce dispositif sera détaillé dans la section II.6 traitant des essais de traçage.

II.2. CONDITIONS METEOROLOGIQUES

II.2.1. Précipitations

La période étudiée (années 2008 et 2009) est caractérisée par une pluviométrie normale : 920 mm et 1047 mm de précipitations ont été respectivement enregistrés en 2008 et 2009. La moyenne annuelle de précipitations en Haute Belgique est comprise entre 750 et 1400 mm selon l'altitude (IRM). Aucune période de précipitations intenses pouvant engendrer une crue exceptionnelle de la Lesse n'a été enregistrée (Fig.II.4).

II.2.2. Températures

En ce qui concerne les températures, l'hiver 2008-2009 a connu une période de gel continue entre le 27 décembre 2008 et le 12 janvier 2009 (Fig.II.5). La température moyenne durant cette période est de -5°C . Le peu de précipitations enregistré durant cette période sont neigeuses. Les quantités d'eau disponibles pour le ruissellement et l'infiltration durant cette période sont donc insignifiantes. Ces seize jours de sécheresse hivernale ouvrent une fenêtre d'observation particulière en condition de hautes eaux habituellement gouvernées par les processus de ruissellement et d'infiltration.

L'effet de cette période sur l'hydrogéologie du massif de Boine sera abordé dans la section II traitant du comportement hydrogéologique des zones noyée et épinoyée.

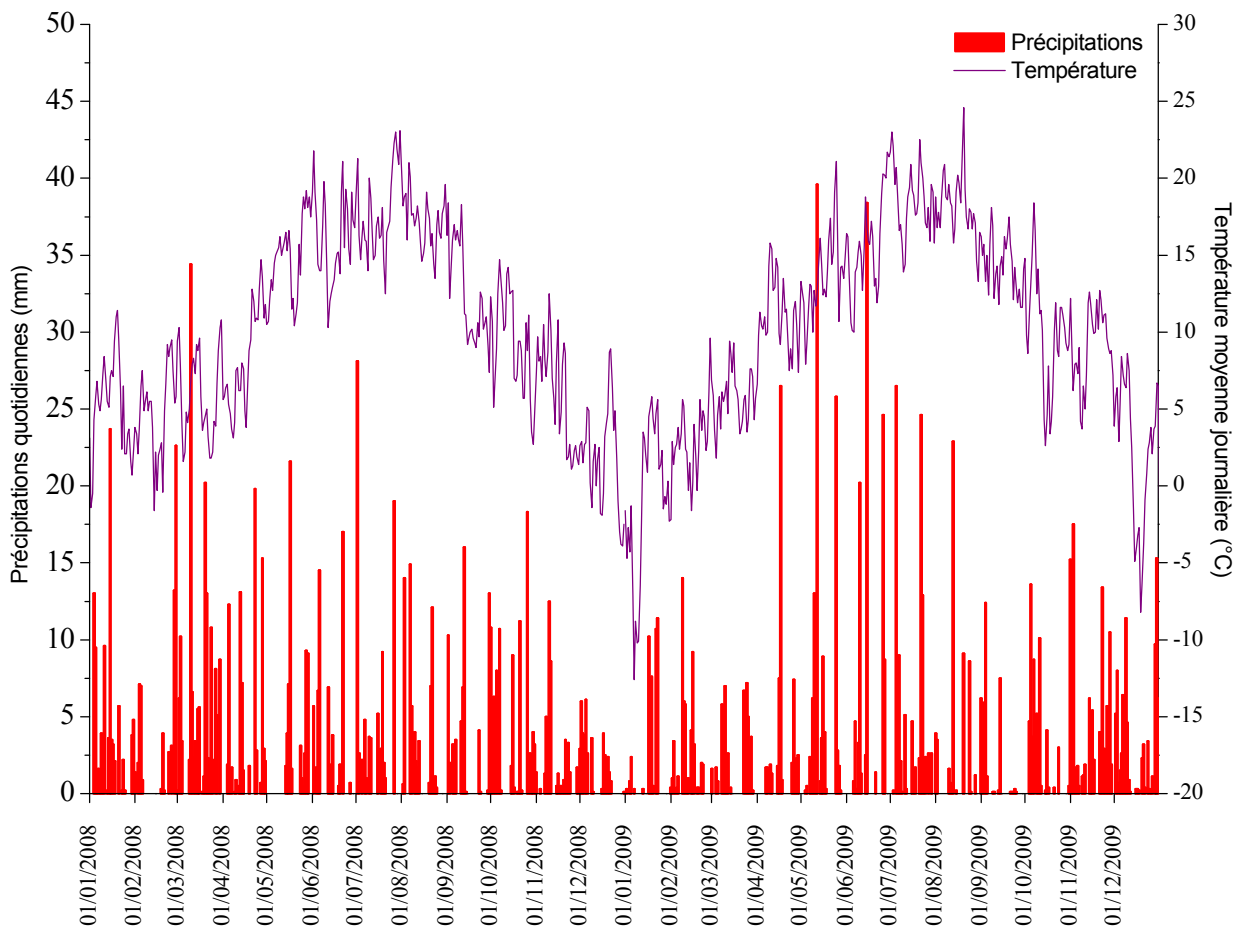


Fig.II.4 : Précipitations et températures quotidiennes enregistrées à la station météorologique IRM de Han-sur-Lesse.

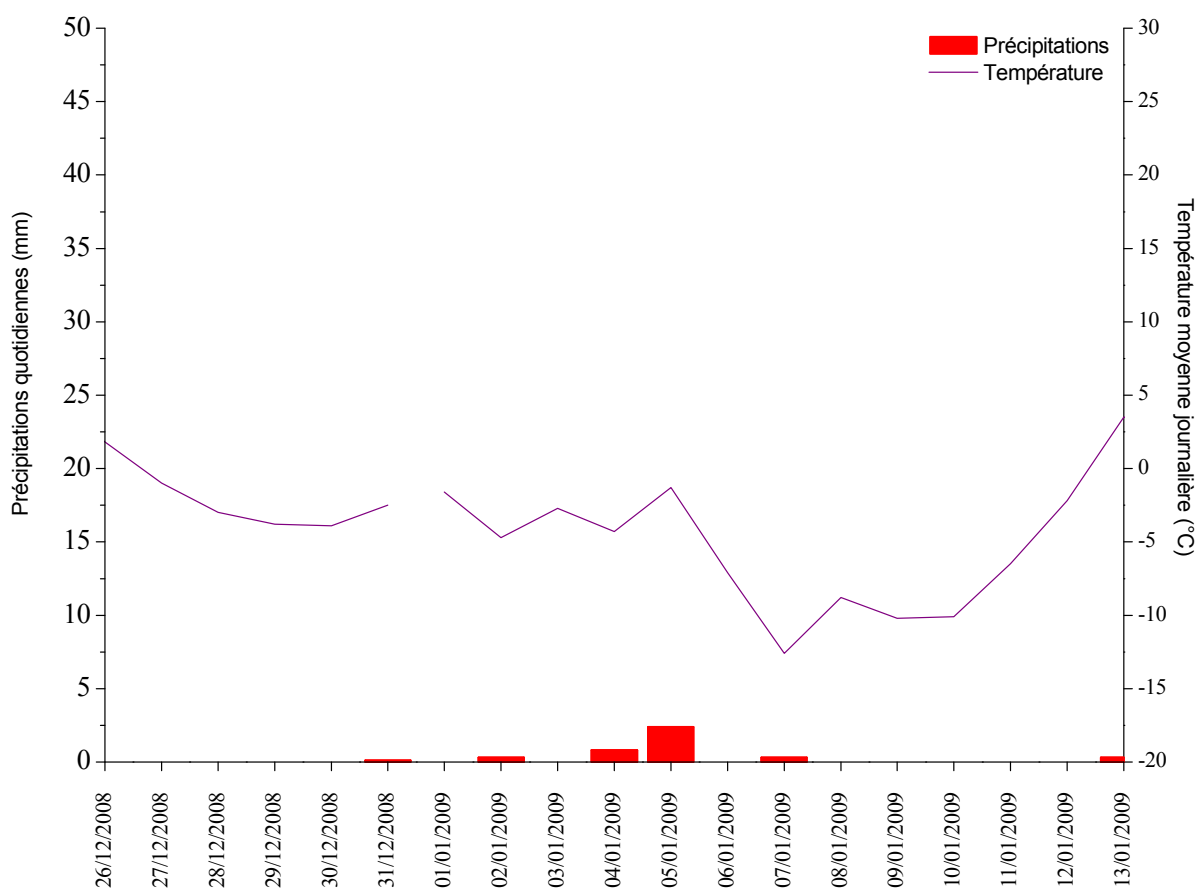


Fig.II.5 : Période de sécheresse enregistrée à la station météorologique de Han-sur-Lesse du 27/12/08 au 12/01/09

II.2.3. Évapotranspiration potentielle, évapotranspiration réelle et eau utile

Les données de précipitations et de températures ont permis de calculer l'évapotranspiration potentielle et réelle mensuelle et la quantité d'eau utile mensuelle (Tabl. II.3).

L'évapotranspiration (E) est la fraction de la lame d'eau précipitée perdue par transformation de l'eau liquide en vapeur quel que soit le facteur mis en jeu (température, couverture végétale, granulométrie et porosité de la surface évaporante du sol, ...) (Castany, 1963).

L'évapotranspiration potentielle (ETP) représente la quantité d'eau qui serait évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales.

La station météorologique de Han-sur-Lesse n'enregistrant que la lame d'eau précipitée et les températures journalières, une première approximation de ce paramètre a été effectuée par la méthode de Thornthwaite (1948), formule empirique reposant uniquement sur les valeurs de température moyenne mensuelle:

$$ETP = 16. (10. T_m / I)^a . K$$

Où :

- ETP : évapotranspiration mensuelle (mm)
- T : température moyenne mensuelle (°C)
- I : indice thermique de l'année

$$I = \sum_1^{12} i$$

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{3/2}$$

- a : $a = \left(\frac{1,6I}{100}\right) + 0,5$
- K: facteur correctif fonction de la durée d'éclairement (Lecarpentier, 1975) (Tabl. II.2)

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
0,74	0,78	1,02	1,15	1,33	1,36	1,37	1,25	1,09	0,92	0,72	0,7

Tabl. II.2 : Facteur correctif K pour la latitude 50° Nord (Brochet et Gerbier, 1968).

La méthode de Thornthwaite fournit une première approximation raisonnable de l'ETP mensuelle et présente l'avantage de ne nécessiter que d'un seul paramètre (T). Cependant l'intégration de valeurs d'ETP dans une analyse volumétrique fine nécessiterait l'emploi d'une méthode plus précise comme la méthode de Penman (1948) ou Penman-Monteith (Monteith, 1965).

Ces méthodes, complexes, nécessitent un nombre important de données météorologiques comme le rayonnement net en surface, le flux de chaleur dans le sol, la vitesse du vent, la pression de vapeur d'eau à deux mètres, etc. Qui plus est, elles sont élaborées pour un gazon de référence de 0,12 mètres de haut et d'albédo 0,23. Une correction tenant compte de la nature de la végétation occupant le bassin versant devrait donc être apportée (Granier, 1996; Granier et al., 1999).

Etant donné l'usage fait de l'ETP dans ce travail, il nous a semblé plus justifié d'utiliser une méthode plus simple reposant sur des paramètres mesurés in situ et donc plus représentatifs du site d'étude que d'utiliser une méthode complexe basée sur des paramètres mesurés à distance.

Les valeurs d'ETP calculées ont permis l'estimation de l'ETR de la façon suivante:

Si les précipitations suffisent à satisfaire l'évapotranspiration potentielle (ETP), l'évapotranspiration réelle (ETR) équivaut à l'ETP.

Si les précipitations (P) ne satisfont pas l'ETP, l'ETR est inférieure à l'ETP et correspond à la somme du volume d'eau précipité et d'un volume d'eau extrait du sol par la végétation. La quantité d'eau disponible dans le sol est la RFU (réserve facilement utilisable) et dépend de la nature du terrain (granulométrie et porosité).

La valeur de RFU utilisée dans ce travail est de 125 mm/m. Elle a été déterminée à partir des courbes de rétention en eau de limons et peut être considérée comme représentative à l'échelle du bassin versant étudié (Dautrebande et al., 1999). Cette réserve d'eau s'épuise au fur et à mesure que la

période de sécheresse se prolonge. Pour plus d'informations sur le calcul de l'ETR et l'ETP, se référer à l'ouvrage suivant : Castany, 1963.

L'eau utile (EU) est le volume d'eau disponible pour les processus de ruissellement (R) et de recharge de la nappe d'eau souterraine par infiltration (I). Trois cas de figure sont possibles :

- $P > ETR$ et RFU saturée : $EU = P - ETR$;
- $P > ETR$ et RFU désaturée : $EU = P - ETR - \text{recharge de la RFU}$;
- $P < ETR$: $EU = 0$.

Dans le cas du massif de Boine, les calcaires givetiens très fracturés et karstifiés affleurent sous un sol très peu développé voire inexistant. Le principal processus d'écoulement affectant le volume d'eau utile est l'infiltration. En première approximation, le ruissellement sera considéré comme négligeable dans le cadre de ce travail.

Ces valeurs d'ETP, ETR et EU sont des valeurs mensuelles et induisent forcément un lissage de l'information. Une valeur d'EU mensuelle nulle n'exclut pas qu'un évènement pluvieux intense à l'échelle journalière avec saturation du sol induise des processus d'infiltration et de ruissellement limités dans le temps.

L'année 2008 est caractérisée par une période dépourvue d'eau utile mensuelle couvrant les mois de mai à septembre. En 2009, seuls les mois de septembre, août et octobre sont dépourvus d'eau utile mensuelle (Fig.II.6).

Les mois de décembre 2008 et janvier 2009 sont respectivement caractérisés par des volumes d'eau utile de 36 mm et 52 mm. Ces volumes sont à répartir sur les périodes du 1/12/2008 au 26/12/2008 et du 13/01/2009 au 31/01/2009. La période comprise entre le 27/12/2008 et le 12/01/2009 correspond à la période de gel décrite précédemment durant laquelle aucun processus d'infiltration et ruissellement n'ont pu être engendrés.

	2008					2009				
	P (mm)	T (°C)	ETP (mm)	ETR (mm)	EU (mm)	P (mm)	T (°C)	ETP (mm)	ETR (mm)	EU (mm)
Janvier	93	0	0	0	93	52	-1	0	0	52
Février	64	5	22	22	43	55	3	11	11	44
Mars	154	6	27	27	127	53	6	24	24	29
Avril	86	8	38	38	48	60	11	51	51	8
Mai	62	15	73	74	0	123	14	65	65	58
Juin	62	16	79	76	0	106	16	76	76	30
Juillet	85	18	88	88	0	104	19	93	93	11
Août	68	17	86	80	0	52	18	91	85	0
Septembre	64	13	59	59	0	38	14	69	59	0
Octobre	91	9	43	43	12	56	10	46	46	0
Novembre	48	6	27	27	21	103	9	42	42	17
Décembre	43	2	7	7	36	85	2	9	9	76

Tabl. II.3 : Moyennes mensuelles des précipitations, températures, ETP, ETR et EU pour les années 2008 et 2009.

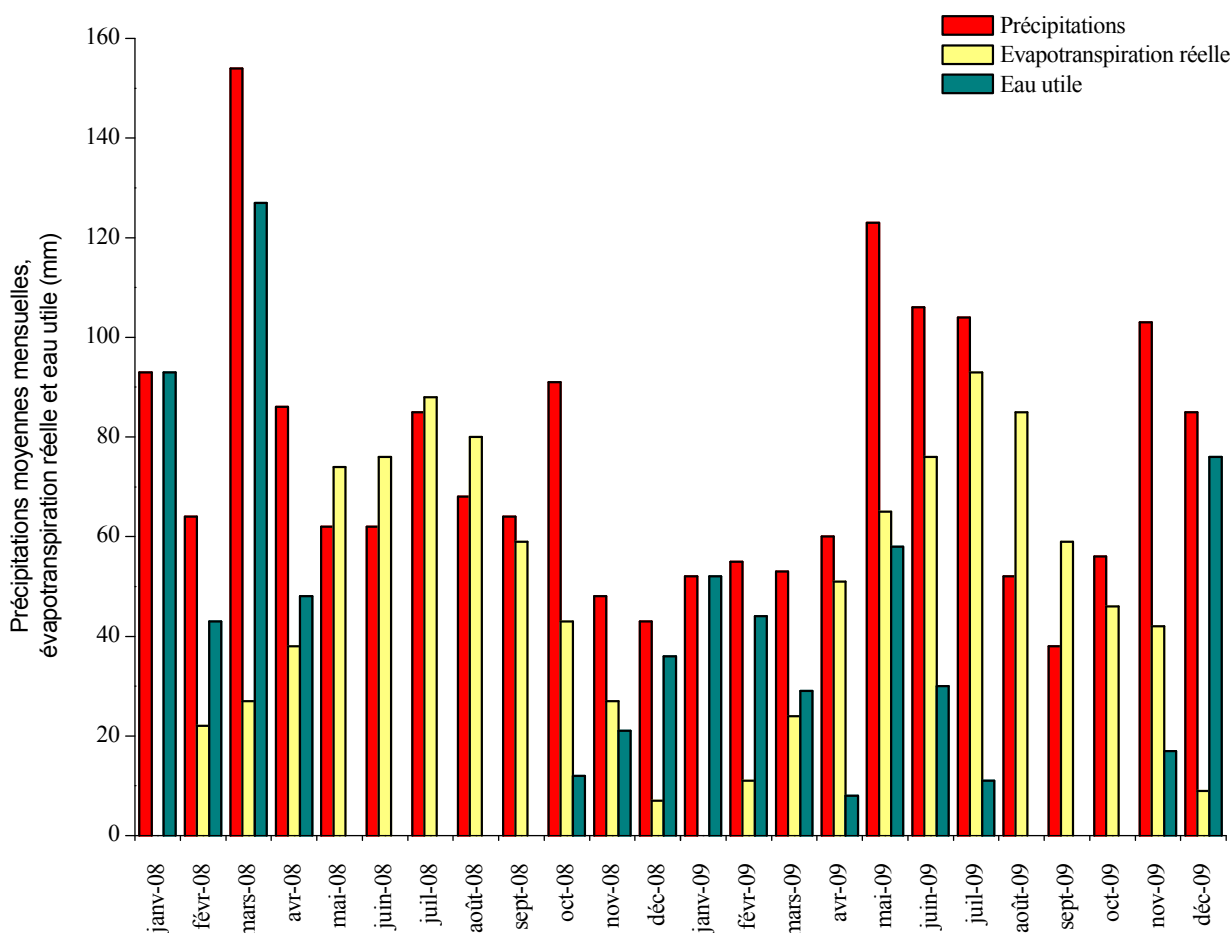


Fig.II.6 :Evolution des quantités d'eau utile mensuelles pour les années 2008 et 2009.

Eléments clés :

- Les mois de mai à septembre 2008 sont caractérisés par l'absence d'eau utile mensuelle et donc d'infiltration ;
- Les mois d'août à octobre 2009 sont caractérisés par l'absence d'eau utile mensuelle et donc d'infiltration ;
- La période hivernale du 27/12/2008 au 12/01/2009 correspond à une période de gel continue avec très peu de précipitations offrant une période d'observation particulière en période de hautes eaux.

II.3. HYDROGRAMMES DE LA LESSE

II.3.1. Choix et localisation des stations de jaugeage

Trois stations de jaugeage ont été installées sur le cours de la Lesse :

- La station amont est localisée en bordure sud du massif de Boine au village de Belvaux (VB). Elle est située au niveau du seuil hydrogéologique correspondant à la limite entre les shales de Nismes et les calcaires de Fromelennes. Elle constitue l'entrée du système hydrogéologique du massif de Boine. La morphologie de l'hydrogramme de la Lesse enregistré en VB sera notamment conditionnée par les caractéristiques topographiques et lithologiques du bassin versant de la Lesse développé à l'amont du massif de Boine (360,6 km²). Hormis la bande calcaire des anticlinaux des Boyes et d'Ochamps, le substratum de ce dernier est majoritairement composé des formations silico-clastiques peu perméables de l'anticlinorium de l'Ardenne. Les processus d'écoulement y sont dès lors dominés par le ruissellement plutôt que par l'infiltration ;
- La station intermédiaire est localisée en bordure est du massif de Boine, quelques mètres à l'amont du gouffre de Belvaux (GB), perte totale ou partielle de la rivière selon le régime hydrologique. Elle constitue l'entrée principale du système karstique actif de la Lesse souterraine ;
- La station aval est localisée en bordure nord du massif une centaine de mètres à l'aval du trou de Han (TH). Elle est située à l'aval du seuil hydrogéologique constitué par la limite géologique entre les calcaires de Fromelennes et les shales de Nismes. Elle constitue à la fois la résurgence du système karstique actif de la Lesse souterraine et la sortie de l'ensemble du système hydrogéologique du massif de Boine

L'implantation de ces trois stations de jaugeage subdivise le bassin versant étudié en deux sous-bassins (Fig.II.7) :

- Le bassin VB-GB (26,57 km²) caractérisé par l'écoulement superficiel de la Lesse sur les formations calcaires de Mont d'Haus et de Fromelennes du flanc sud de l'anticlinal de Wavreille ;
- Le bassin GB-TH (7,85 km²) caractérisé par l'écoulement souterrain de la Lesse au sein du système karstique actif du massif de Boine.

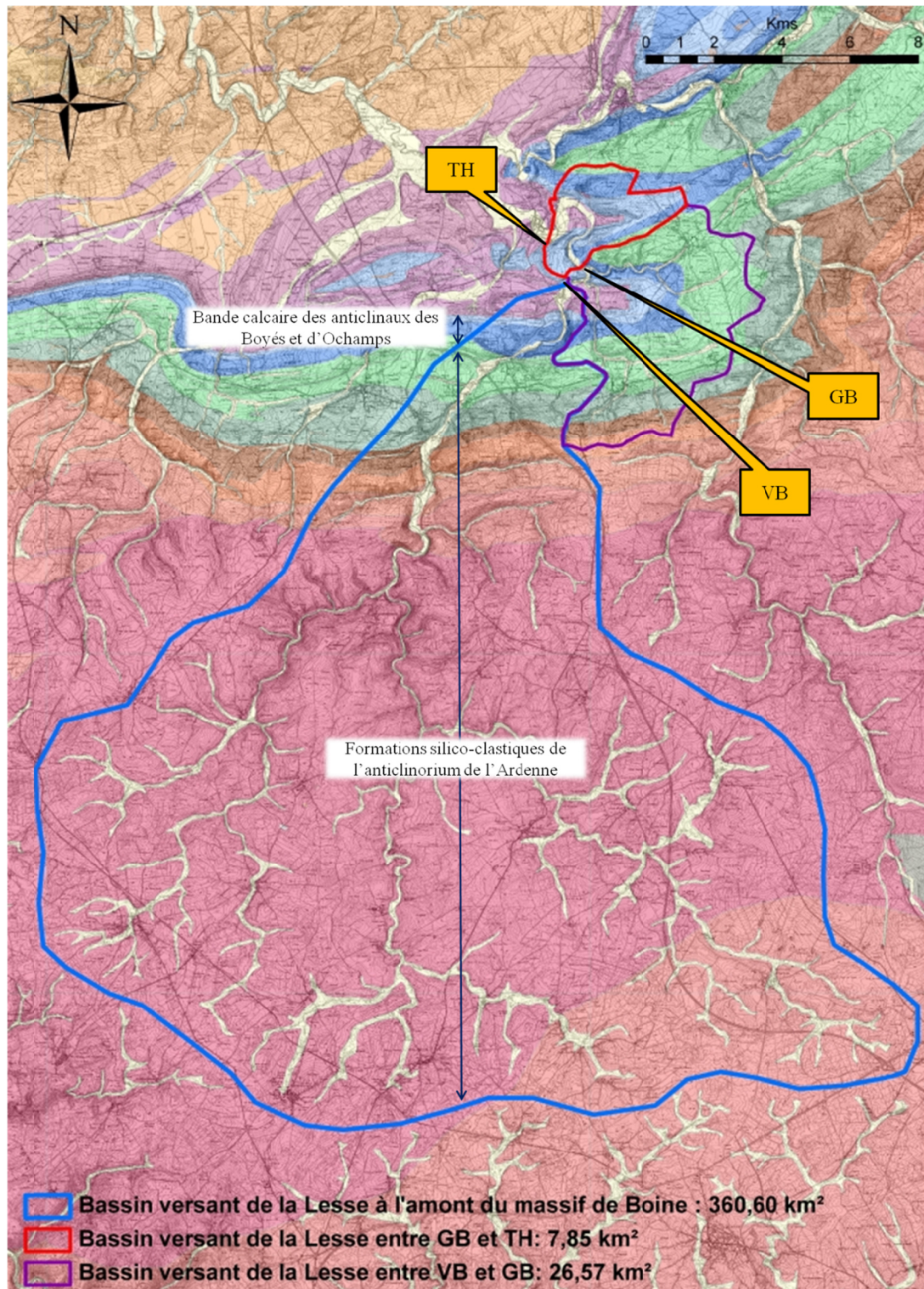


Fig.II.7 : Localisation des stations de jaugeage de la Lesse en VB, GB et TH – Délimitation du bassin versant de la Lesse à l'amont du massif de Boine – Subdivision du bassin versant étudié en deux sous-bassins.

II.3.2. Résultats

II.3.2.1. Courbes de tarage

Les courbes de tarage de la Lesse au village de Belvaux, au gouffre de Belvaux et au trou de Han couvrent une gamme de débits comprise entre 0,5 et 90 m³/sec. Dans le cadre de ce travail, le débit de la rivière a été mesuré pour des débits de 0,9 m³/sec à 4 m³/sec. Ces valeurs de débit (Tabl. II.4) ne présentent généralement pas de différence significative entre les trois stations.

La Lesse entre le village de Belvaux et le gouffre de Belvaux est perchée et infiltrante (cfr Première partie – Section IV.2.2.1.2). Cependant, les volumes d'eau infiltrés restent très faibles comparativement au débit de la Lesse puisque non quantifiables lors des mesures de débit de la Lesse au village de Belvaux et au gouffre de Belvaux.

En cas de crue, l'activation de points de perte en amont du gouffre de Belvaux (trou des Crevés) témoigne d'une infiltration non négligeable de la Lesse dans la partie amont du massif de Boine.

	Débit de la Lesse (m ³ /sec)		
	Village de Belvaux	Gouffre de Belvaux	Trou de Han
26/09/2005	/	0,9	/
17/05/2006	/	4,0	4,0
01/09/2006	2,4	2,5	2,4
09/05/2007	2,8	2,7	2,1
21/08/2007	/	3,3	/
25/10/2007	/	1,4	1,4
15/05/2008	3,0	3,1	3,3
23/07/2008	1,0	1,0	0,9
05/06/2009	/	2,5	/
21/09/2009	0,6	0,7	0,6

Tabl. II.4 : Débits mesurés par la méthode d'investigation des champs de vitesse aux stations de jaugeage du village de Belvaux, du gouffre de Belvaux et du trou de Han.

Au-delà des 4 m³/sec, cette méthode de jaugeage est rendue périlleuse par l'intensité du courant dans la rivière. Pour les débits supérieurs à 4 m³/sec, les courbes de tarage de BV, GB et TH ont été élaborées à partir de l'enregistrement du débit de la Lesse à la station de jaugeage Aqualim de Resteigne dépendant de la Direction des Cours d'Eau non navigables de la Région Wallonne (Fig.II.8), localisée 3,5 km en amont du village de Belvaux. La construction de ces courbes est basée sur une sélection de lentes décrues hivernales et/ou estivales permettant de définir des couples "débit - cote altimétrique" aux sites de mesure.

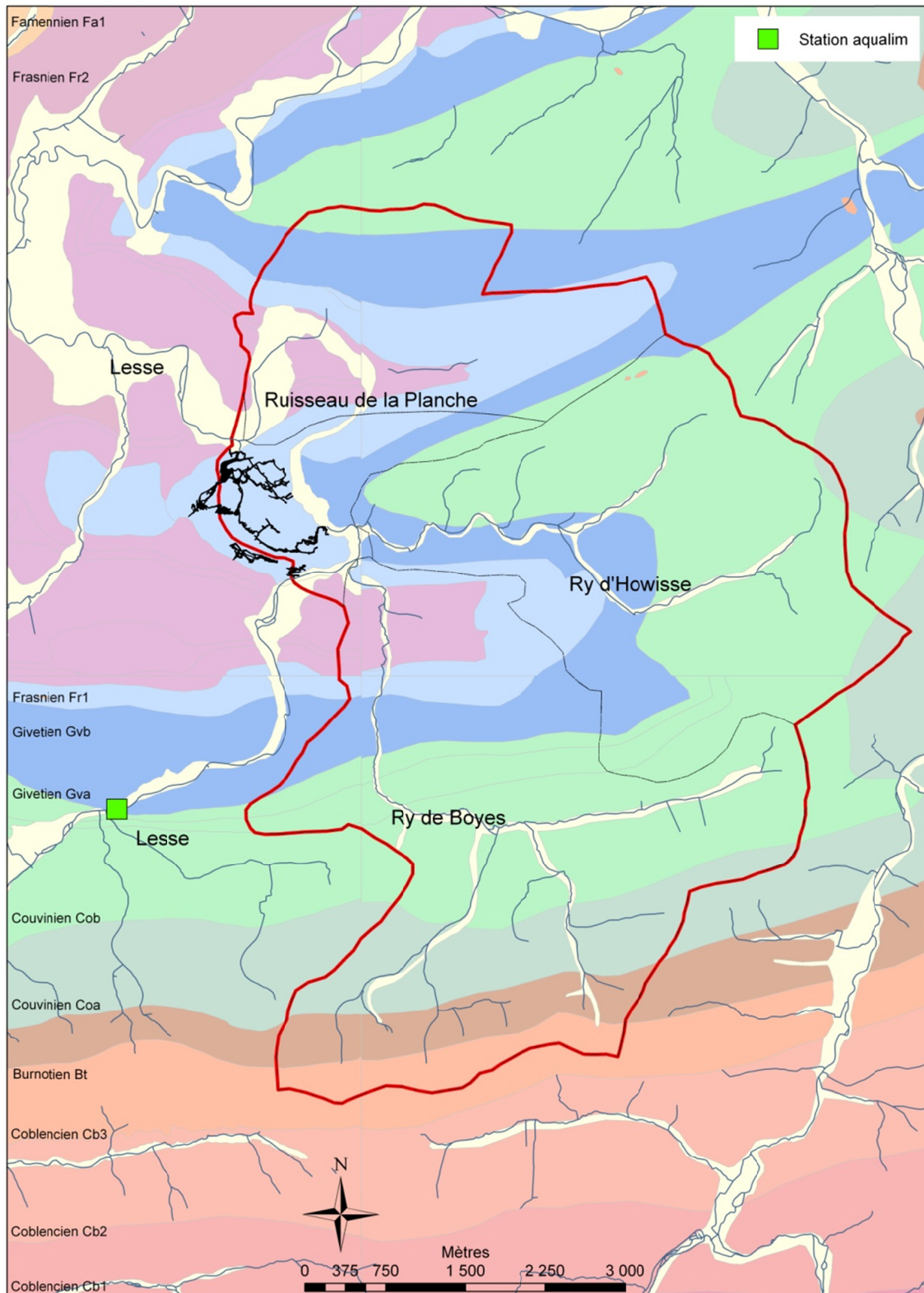


Fig.II.8 : Localisation de la station de jaugeage Aqualim de la Lesse à Restaigne.

Il en découle que la précision de ces courbes de tarage diminue pour des valeurs de débit excédant les 4 m³/sec. Etant donné la bonne qualité de la continuité entre les valeurs mesurées et les valeurs issues du set de données Aqualim pour une gamme de débit comprise entre 5 et 10 m³/sec, il a été arbitrairement décidé que ces courbes de tarage seraient fiables pour des débits s'étalant de 0 à 10 m³/sec et approximatives au-delà des 10 m³/sec. Ce postulat de départ est important à considérer lors de la réalisation des bilans hydrogéologiques visant à comparer les volumes d'eau entrant et sortant du système étudié. Ceux-ci ne seront représentatifs que pour des périodes où le débit de la Lesse est resté inférieur à 10 m³/sec.

Les courbes de tarage de VB et TH (Fig.II.9 et Fig.II.10) présentent un profil parabolique caractéristique d'une rivière dont la relation hauteur débit est univoque et dont la morphologie du lit varie peu (Bravard et Petit, 1997).

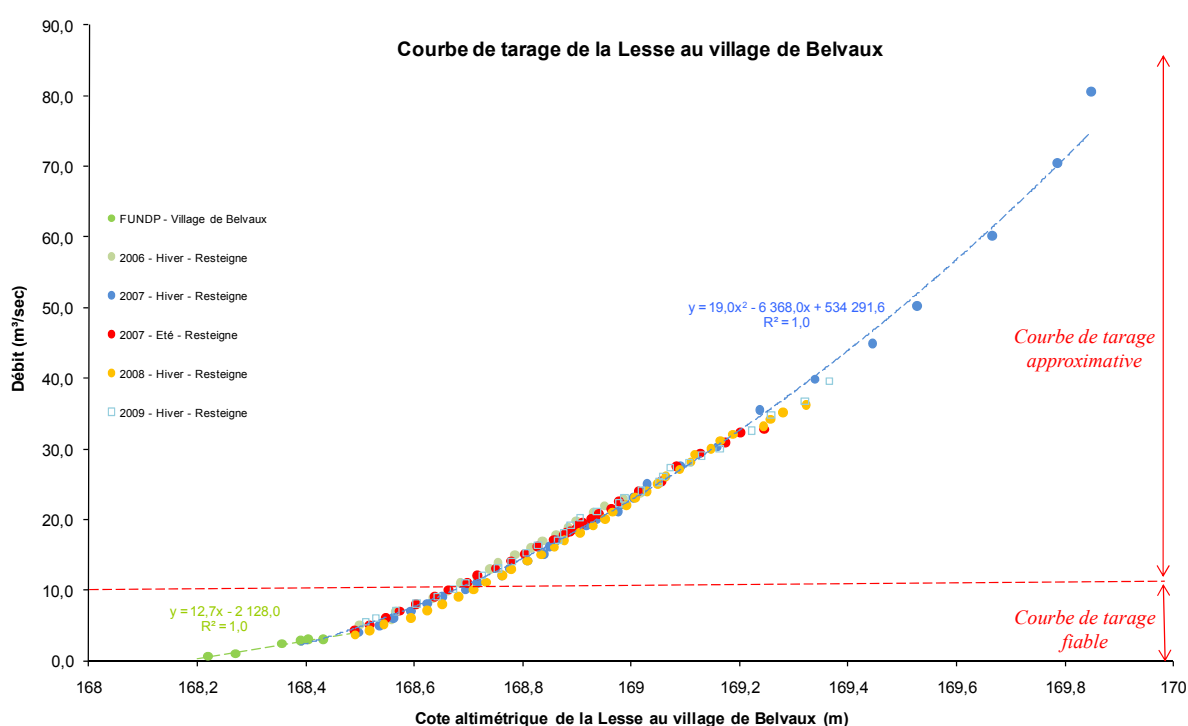


Fig.II.9 : Courbe de tarage de la Lesse au village de Belvaux (VB) – FUNDP : valeurs de débit mesurées entre 0 et 4 m³/sec – Minitroll et Diver : type de sonde utilisé.

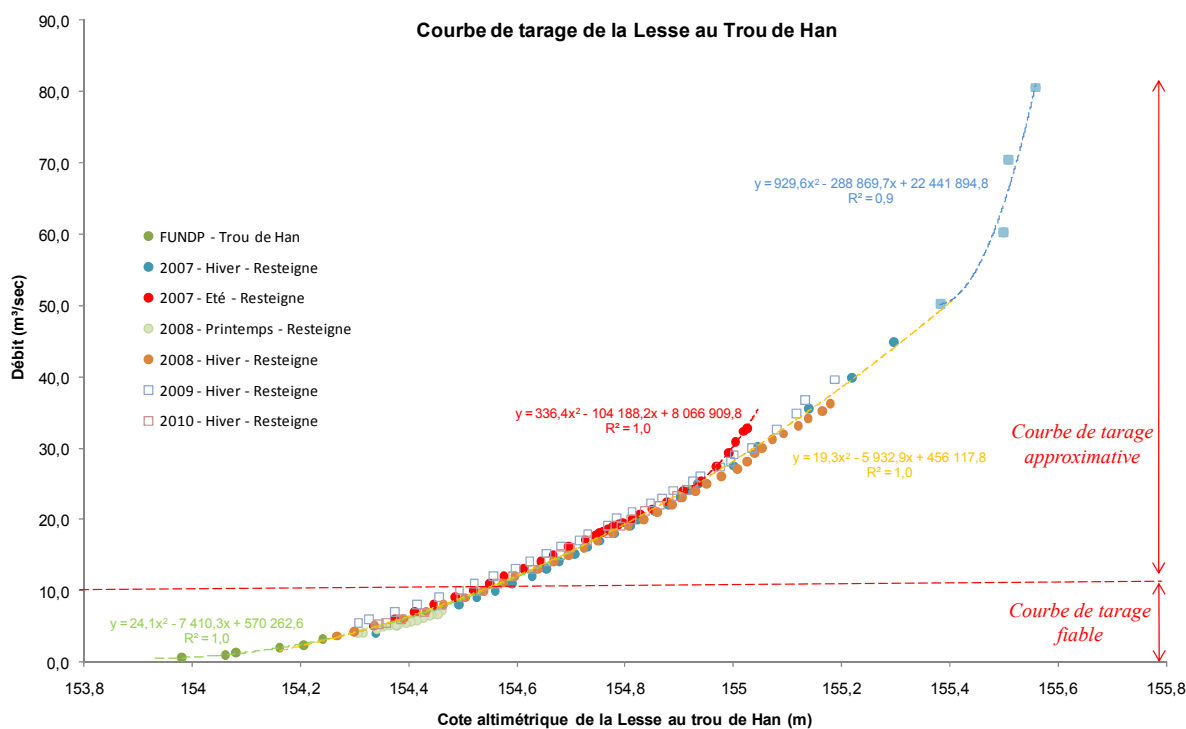


Fig.II.10 : Courbe de tarage de la Lesse au trou de Han (TH) – FUNDP : valeurs de débit mesurées entre 0 et 4 m³/sec – Minitroll et Diver : type de sonde utilisé.

La courbe de tarage de la Lesse au gouffre de Belvaux présente un profil atypique pouvant être expliqué par la capacité d'absorption limitée du gouffre de Belvaux (Fig.II.11). Pour des débits inférieurs à 9 m³/sec, la Lesse se perd totalement dans le gouffre. Pour un débit de 9 m³/sec et une cote altimétrique de 159 m, un premier point d'inflexion de la courbe est observé. Celui-ci correspond aux conditions où la mise en charge du gouffre de Belvaux est décelable à la station de jaugeage GB.

Une seconde inflexion de la courbe est ensuite observée avec un dédoublement de la courbe de tarage selon le contexte hydrologique dont sont issues les données (Fig.II.12). Quelle que soit la série de données, l'inflexion de la courbe de tarage a lieu pour une cote altimétrique de 165,9 mètres. Cette valeur correspond au seuil de débordement de la Lesse dans la Chavée imposé par la cote altimétrique de cette dernière. Ce débordement a lieu pour un débit de 28 m³/sec en période de hautes eaux (hivers 2006 à 2009) et pour un débit de 33 m³/sec en période de basses eaux (été 2007). Il semblerait donc que la capacité d'absorption du gouffre varie selon le contexte hydrologique (basses eaux ou hautes eaux). Cette observation repose sur une seule série de données de crue estivale. Il n'est pas fréquent d'atteindre des débits de plus de 25 m³/sec en période de basses eaux. Il serait intéressant d'enregistrer à nouveau le phénomène pour vérifier cette hypothèse. Le cas échéant, il semblerait que l'influence de la nappe d'eau souterraine sur la rivière soit suffisante pour conditionner le volume d'eau perdu au niveau du gouffre de Belvaux.

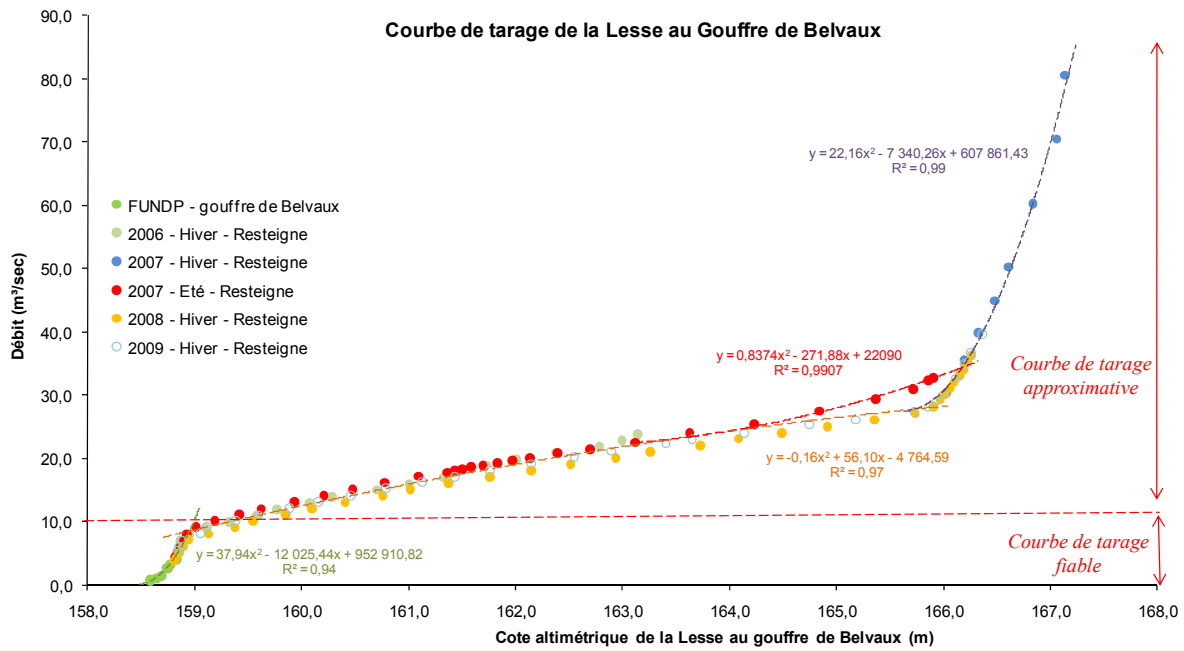


Fig.II.11 : Courbe de tarage de la Lesse au gouffre de Belvaux (GB) – FUNDP : valeurs de débit mesurées entre 0 et 4 m³/sec – Minitroll : type de sonde utilisé.

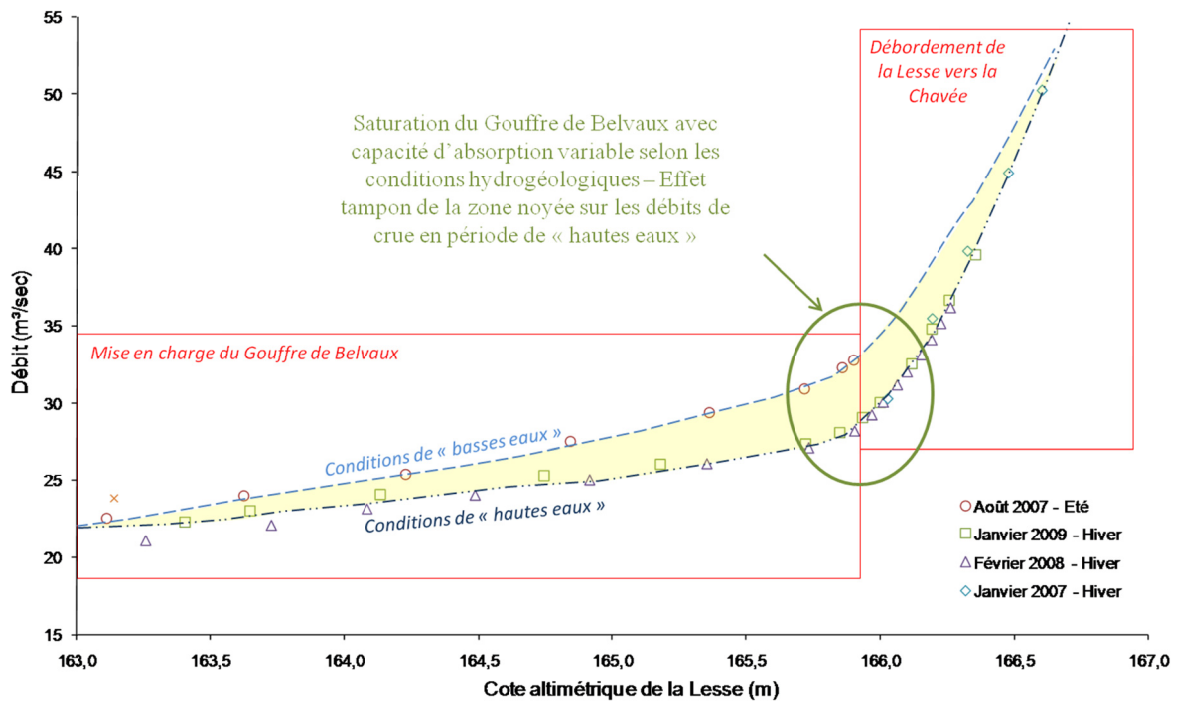


Fig.II.12 : Second point d'inflexion avec dédoublement de la courbe de tarage de la Lesse au gouffre de Belvaux.

Éléments clés :

- Les valeurs de débit de la Lesse entre le village de Belvaux et le trou de Han sont très proches, ce qui signifie que l'éventuelle infiltration diffuse affectant le cours superficiel de la Lesse entre le village et le gouffre est compensée par la quantité d'eau drainée par la Lesse souterraine. Ces volumes resteraient néanmoins très faibles comparativement au débit de la Lesse puisque non quantifiables lors des mesures de débit de la Lesse au gouffre de Belvaux ;
- La mise en charge du gouffre de Belvaux est enregistrée à la station de jaugeage GB à partir d'un débit de 9 m³/sec. Cela correspond à une cote altimétrique de 159 m ;
- La capacité d'absorption du gouffre de Belvaux varie selon le contexte hydrologique. Le débordement de la Lesse vers la Chavée a lieu pour une cote altimétrique du plan d'eau de 165,9 m. Le débit de la Lesse à cet instant est de 28 m³/sec en période de hautes eaux et de 33 m³/sec en période de basses eaux. Il semblerait que l'influence de la nappe d'eau souterraine sur la rivière soit suffisante pour conditionner le volume d'eau perdu pénétrant dans le gouffre de Belvaux.

II.3.2.2. Hydrogrammes

Pour les années 2008 et 2009, le débit de la Lesse enregistré aux stations de jaugeage du village de Belvaux (BV), du gouffre de Belvaux (GB) et du trou de Han (TH) a fluctué entre 0,5 m³/sec et 44 m³/sec (Fig.II.13 et Fig.II.14).

Le système karstique actif du massif de Boine a connu durant cette période les degrés d'activation I à IV mais la Chavée n'a jamais été entièrement réoccupée par la Lesse.

La morphologie de l'hydrogramme de la Lesse enregistré à la station du village de Belvaux reflète les caractéristiques géométriques (superficie, forme, relief, lithologie, ...) de son bassin versant à l'amont du village de Belvaux. Celui-ci est caractérisé par la présence d'un substratum rocheux silico-clastique peu perméable. Malgré ses caractéristiques géologiques contrastées (haut degré de perméabilité des calcaires givetiens fracturés et karstifiés), la traversée du massif de Boine par la rivière ne semble pas affecter la morphologie de l'hydrogramme d'entrée dans le système. L'extension du bassin versant étudié (34,4 km²) est probablement trop peu importante comparativement au bassin versant de la Lesse à l'amont du village de Belvaux (360,6 km²) pour altérer ce signal (Fig.II.7).

De manière générale, les différences entre les débits enregistrés au village de Belvaux, au gouffre de Belvaux et au trou de Han sont peu importantes et probablement peu significatives, surtout pour des conditions de débit supérieures à 5 m³/sec. Aucune répétition systématique de ces différences de débit n'est observée dans le temps. A contexte hydrologique équivalent, le débit au village de Belvaux peut être légèrement supérieur à celui mesuré au gouffre de Belvaux et l'inverse est également observable. Les différences de débit seraient donc plutôt imputables aux erreurs expérimentales et aux approximations des courbes de tarage. Ces dernières rendent l'interprétation des hydrogrammes risquée d'un point de vue volumétrique.

Éléments clés :

- Malgré ses caractéristiques lithologiques contrastées, la traversée superficielle et souterraine du massif de Boine par la Lesse n'affecte pas la morphologie de l'hydrogramme d'entrée de la rivière au sein du système ;
- L'interprétation volumétrique des hydrogrammes doit être réalisée avec précaution en raison des approximations liées aux courbes de tarage de la Lesse.

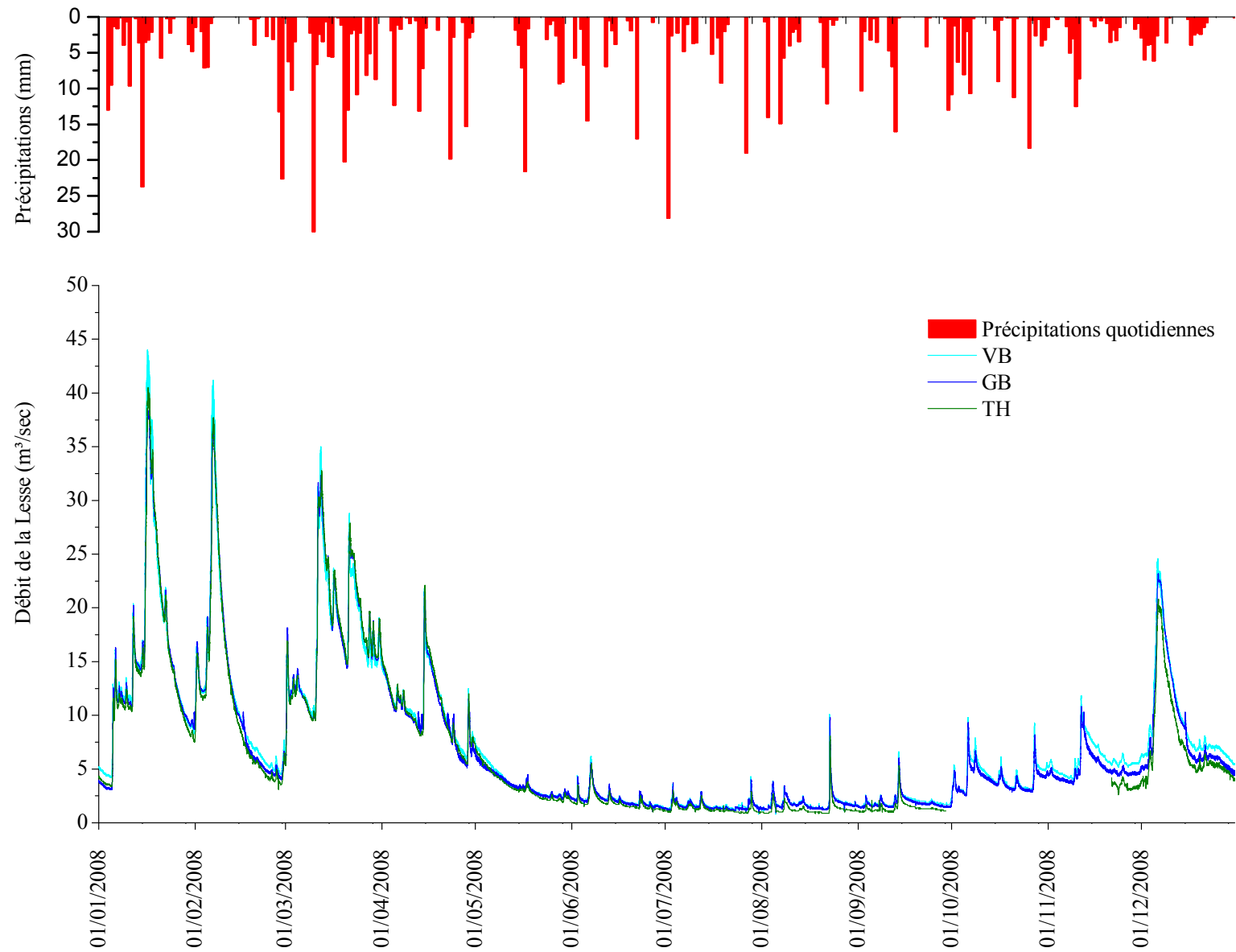


Fig.II.13 : Hydrogramme de la Lesse aux stations de jaugeage du village de Belvaux, du gouffre de Belvaux et du trou de Han – Année 2008.

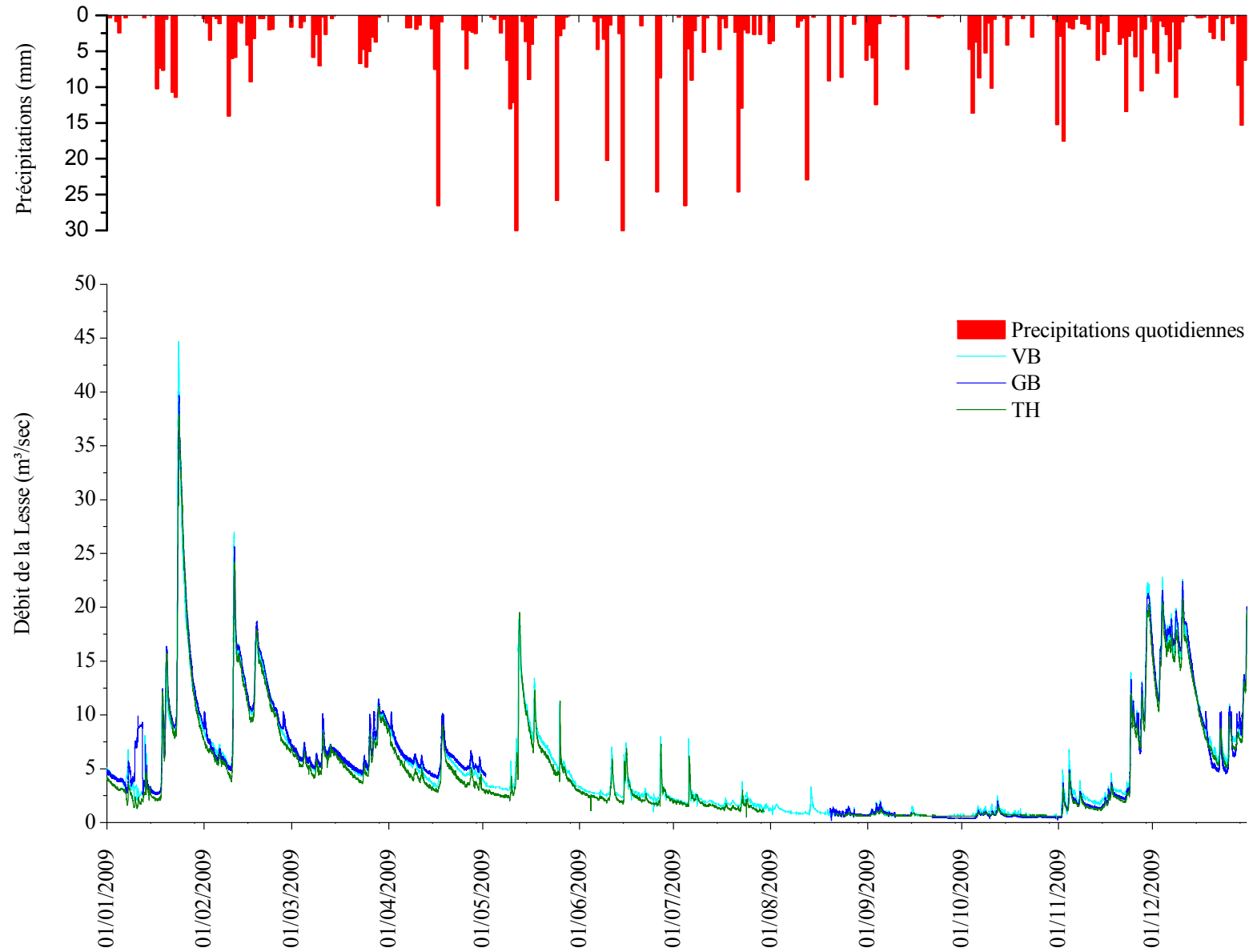


Fig.II.14 : Hydrogramme de la Lesse aux stations de jaugeage du village de Belvaux, du gouffre de Belvaux et du trou de Han – Année 2009.

II.4. LIMNIMETRIE ET PIEZOMETRIE

II.4.1. Choix et localisation des sites de mesures

II.4.1.1. Limnimétrie

Neuf sites d'enregistrement de chroniques limnimétriques (dont les trois stations de jaugeage de la Lesse) ont été retenus (Fig.II.2 et Tabl. II.1).

Les six premiers appartiennent au cours souterrain de la Lesse et sont :

- Les sites du village de Belvaux (BV), du gouffre de Belvaux (GB) et du trou de Han (TH) pour les raisons précédemment évoquées (section II.1.1) ;
- Les sites "salle Daniel Ameye" (DA), "salle d'Armes" (SA) et "Pédalo" (PED)⁵ sont des accès au cours souterrain de la Lesse. La salle Daniel Ameye et la salle d'Armes sont respectivement localisée à l'aval des deux importantes zones noyées : le siphon du gouffre de Belvaux et le réseau de l'Au-Delà ;

Les trois derniers sites sont :

- L'affluent du réseau Sud (AffS) appartenant au système trou des Crevés - grotte du Père Noël – réseau Sud (C-PN-RS) ;
- Le "collecteur du réseau Sud" (CoS) qui constitue l'exutoire de ce réseau et assure la connexion du système "C-PN-RS" au système "Lesse souterraine" de façon permanente ;
- La salle du Corail (CO) qui assure l'interaction entre le système "C-PN-RS" et le système "Lesse souterraine" à partir du degré d'activation III du système karstique actif de la Lesse par activation de la galerie de l'Egout.

II.4.1.2. Piézométrie

II.4.1.2.1 *Regards sur la nappe d'eau souterraine*

Trois regards de nappe ont été équipés de sondes pressiométriques (Fig.II.2 et Tabl. II.1):

- Le siphon de la grotte du Père Noël (PN). Vu la proximité de ce plan d'eau par rapport à la rivière de la grotte du Père Noël et la présence d'écoulements turbulents en marge de la vasque, le comportement hydrologique de ce site (nappe ou rivière) est à définir ;
- Le regard de nappe de la Grande fontaine (GF) localisé en rive gauche de la Lesse à proximité du trou de Han ;
- Le regard de nappe du Halage (Hal) localisé en rive droite de la Lesse quelques dizaines de mètre à l'amont du trou de Han.

Ces deux derniers sites, permettant un accès à la nappe d'eau souterraine à proximité du site d'émergence des eaux souterraines du massif de Boine, constituent un point d'observation stratégique en ce qui concerne la détermination du caractère drainant de la Lesse.

Pour des raisons pratiques, principalement d'accessibilité, les autres regards de nappe (Coccyte, réseau Chinois, ...) n'ont pas fait l'objet d'un monitoring piézométrique.

⁵ La station TH étant localisée à l'aval d'un barrage installé par la SA des Grottes de Han-sur-Lesse afin de maintenir un plan d'eau esthétique à la sortie du réseau touristique, les enregistrements limnimétriques effectués à la station PED sont plus représentatifs du niveau de base existant effectivement à la résurgence du trou de Han que les enregistrements effectués en TH.

II.4.1.2.2 Puits

Un puits, nommé le puits de la fosse aux ours (Ours), localisé au sein du parc animalier du Domaine des grottes de Han à proximité de la fosse aux ours, a également été équipé en vue d'un suivi piézométrique. Ce puits, d'une profondeur de 24,5 mètres, est implanté au sein de la partie sommitale de la formation de Trois fontaines, légèrement au Nord de la zone axiale de l'anticlinal de Wavreille, en regard du trou d'Enfaule, ancienne perte de la Lesse. Il n'existe pas de description de forage de ce puits mais vu sa faible profondeur et sa localisation par rapport à la géologie du massif, il est fort probable qu'il ne recoupe que la formation de Trois-fontaines. Ce site constitue l'accès à la nappe la plus proche du système de la Lesse souterraine.

II.4.2. Résultats

II.4.2.1. Chroniques limnimétriques

Les chroniques limnimétriques des années 2008 et 2009 sont présentées selon un découpage semestriel aux figures Fig.II.15, Fig.II.16, Fig.II.17 et Fig.II.18. L'observation de ces chroniques limnimétriques permet de dégager les caractéristiques suivantes :

- **La Lesse superficielle au gouffre de Belvaux est perchée par rapport à la Lesse souterraine à la salle Daniel Ameye.** Pour un débit de 1 m³/sec, les cotes altimétriques de la Lesse sont respectivement de 158,6 mètres et 156,7 mètres en GB et en DA ; ce qui correspond à une différence de 1,9 mètres. Pour un débit de 40 m³/sec, les cotes altimétriques sont respectivement de 166,3 mètres et 162,7 mètres en GB et en DA ; ce qui correspond à une différence d'altitude de 3,6 mètres.
- Les pics de crue sont transmis de site en site dans un intervalle de temps compris entre 1 heure et 4 heures. Seule la station PN enregistre les pics de crue avec un certain retard pouvant atteindre 48 heures. Les pics de crue enregistrés au site PN présentent une morphologie plus émoussée. Les pics de crue secondaires observés sur les limnigrammes de la Lesse sont fortement atténués dans le limnigramme du site PN et peuvent presque passer inaperçus. **Tous les sites, à l'exception du site PN, ont un comportement de type rivière imposé par le régime de la Lesse à l'entrée du système du massif de Boine.**
- Pour un degré d'activation I à III du système karstique actif, la cote altimétrique de la Lesse à la salle d'Armes est inférieure à 157 mètres. Dans ces conditions, la différence d'altitude entre ce plan d'eau et celui de la salle du Corail est minime (moins de 20 centimètres) et probablement imputable à l'erreur expérimentale. **Les plans d'eau de la salle d'Armes et de la salle du Corail peuvent être considérés en équilibre et semblent constituer la marge d'un volume d'eau plus conséquent correspondant à la zone noyée du réseau de l'Au-Delà (Fig.II.19).** La salle d'Armes constituerait dès lors le seuil de débordement permanent de la zone noyée de l'Au-Delà. La salle du Corail constituerait un regard sur la zone noyée de l'Au-Delà pour les degrés d'activation I et II du système karstique actif et deviendrait à son tour un seuil de débordement lors de l'activation de la galerie de l'Egout.
- Pour une cote altimétrique de la Lesse à la salle d'Armes supérieure à 157 mètres, la différence d'altitude entre le plan d'eau de la salle d'Armes et celui de la salle du Corail augmente de façon significative (Fig.II.20). Le niveau d'eau à la salle d'Armes peut être deux mètres plus haut que celui de la salle du Corail lors des pics de crue. Ce phénomène est également observable entre la salle d'Armes et la Lesse au site Pédalo (quelques mètres à l'amont de la résurgence de la Lesse au trou de Han). Ces observations révéleraient **un processus de mise en charge de la Lesse à la salle d'Armes par rapport à la salle du Corail et à la résurgence pour un débit de la Lesse supérieur à 9 m³/sec (Degré d'activation IV du système karstique actif).**

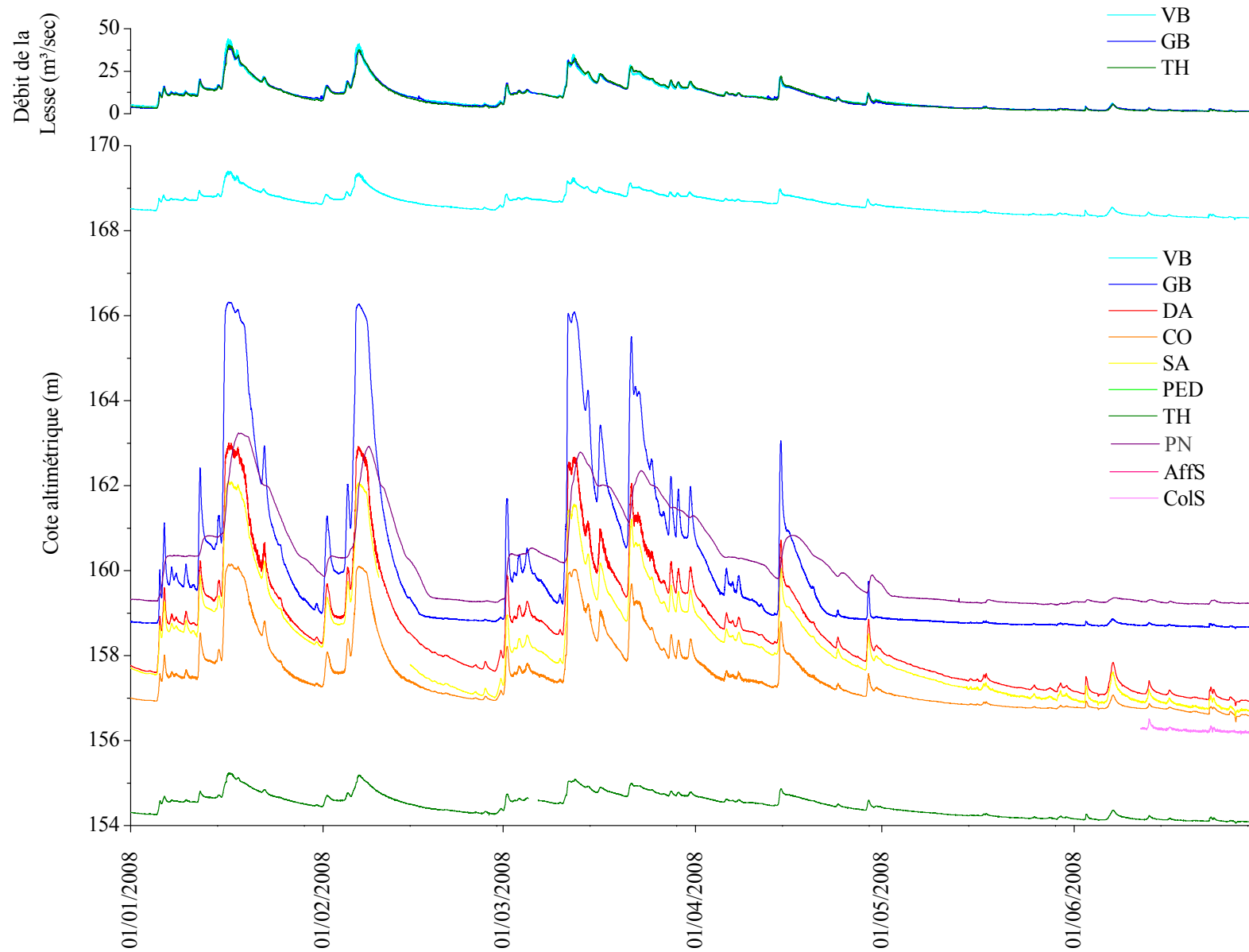


Fig.II.15 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/01/2008 au 30/06/2008.

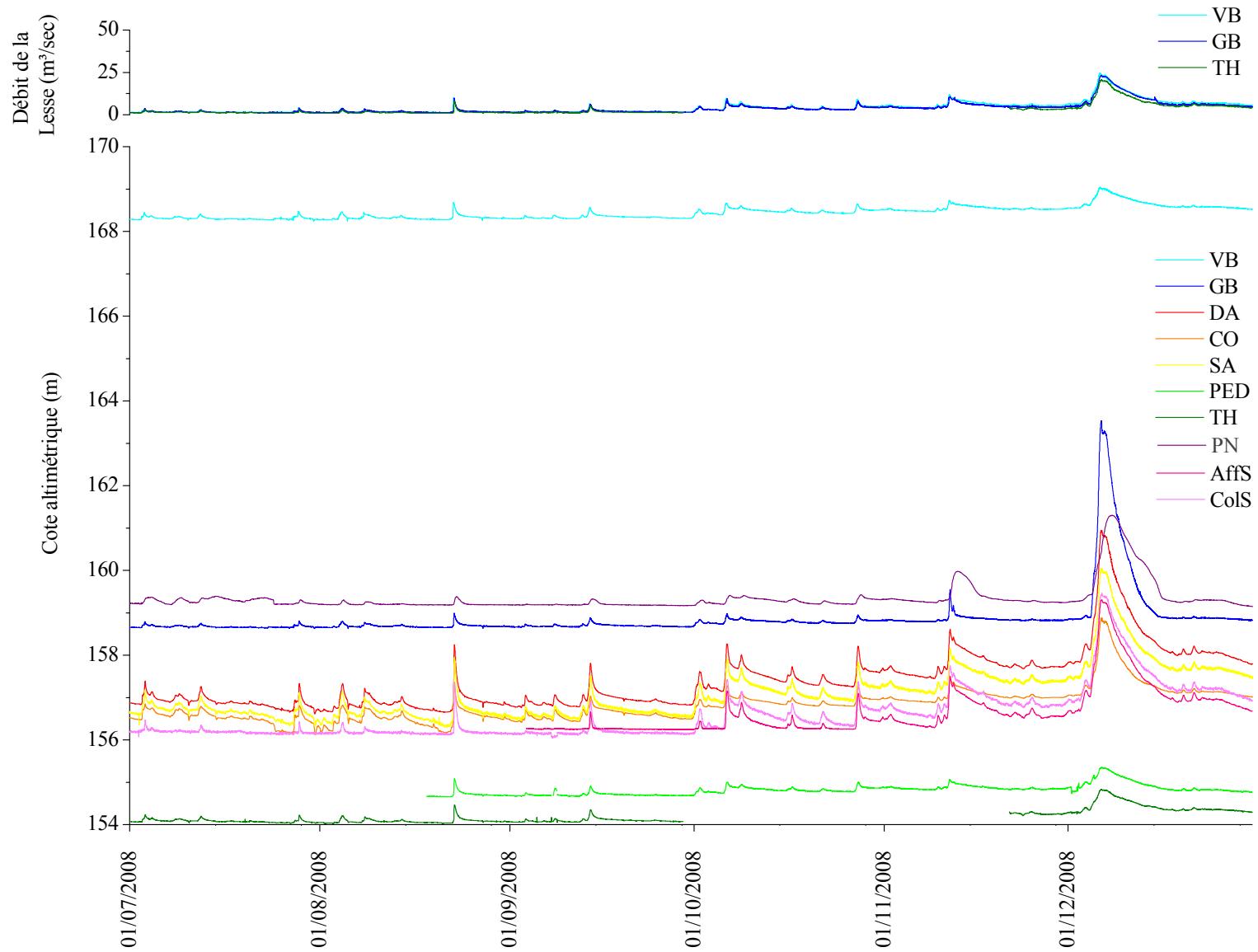


Fig.II.16 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/07/2008 au 31/12/2008.

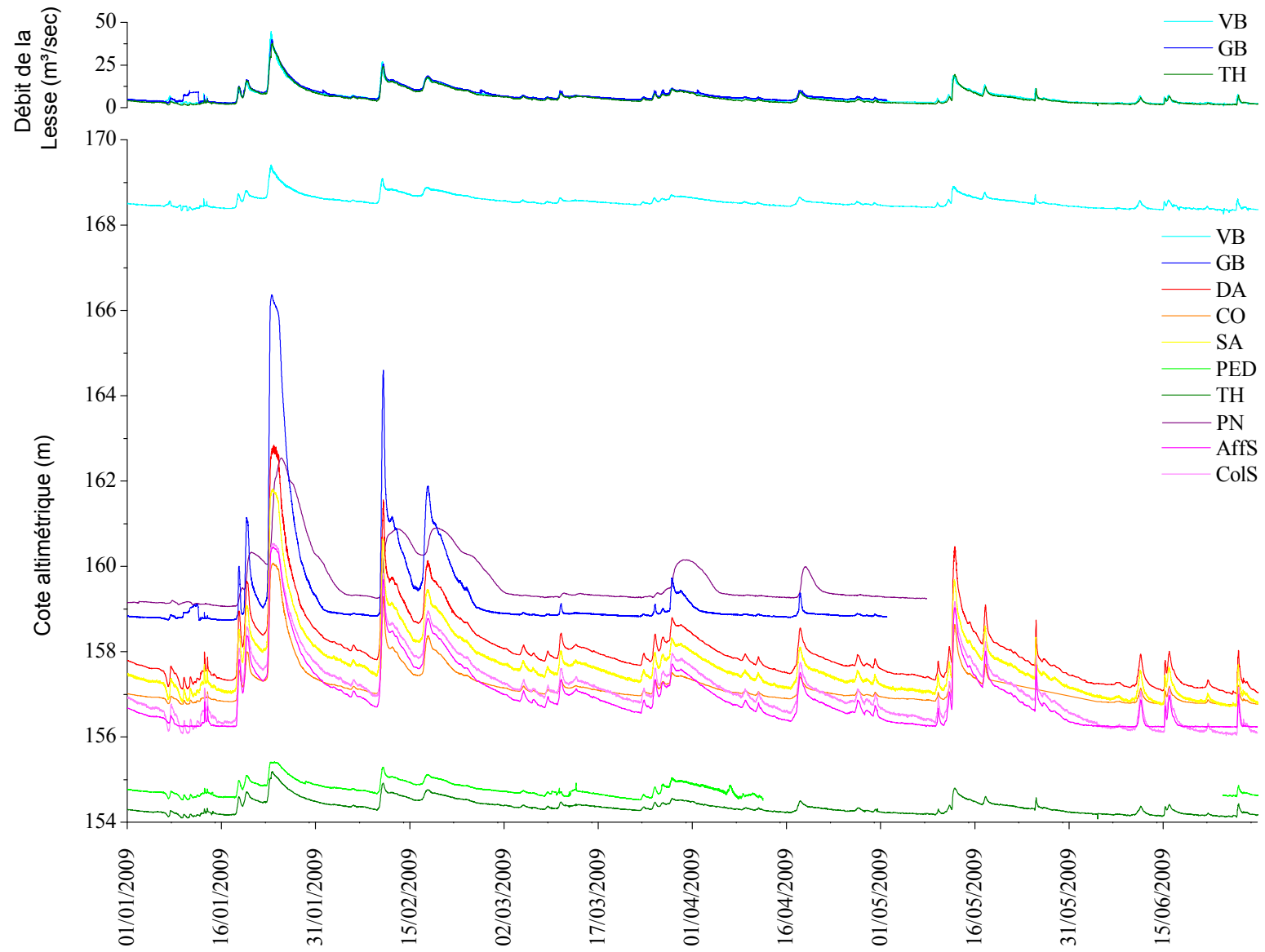


Fig.II.17 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/01/2009 au 30/06/2009.

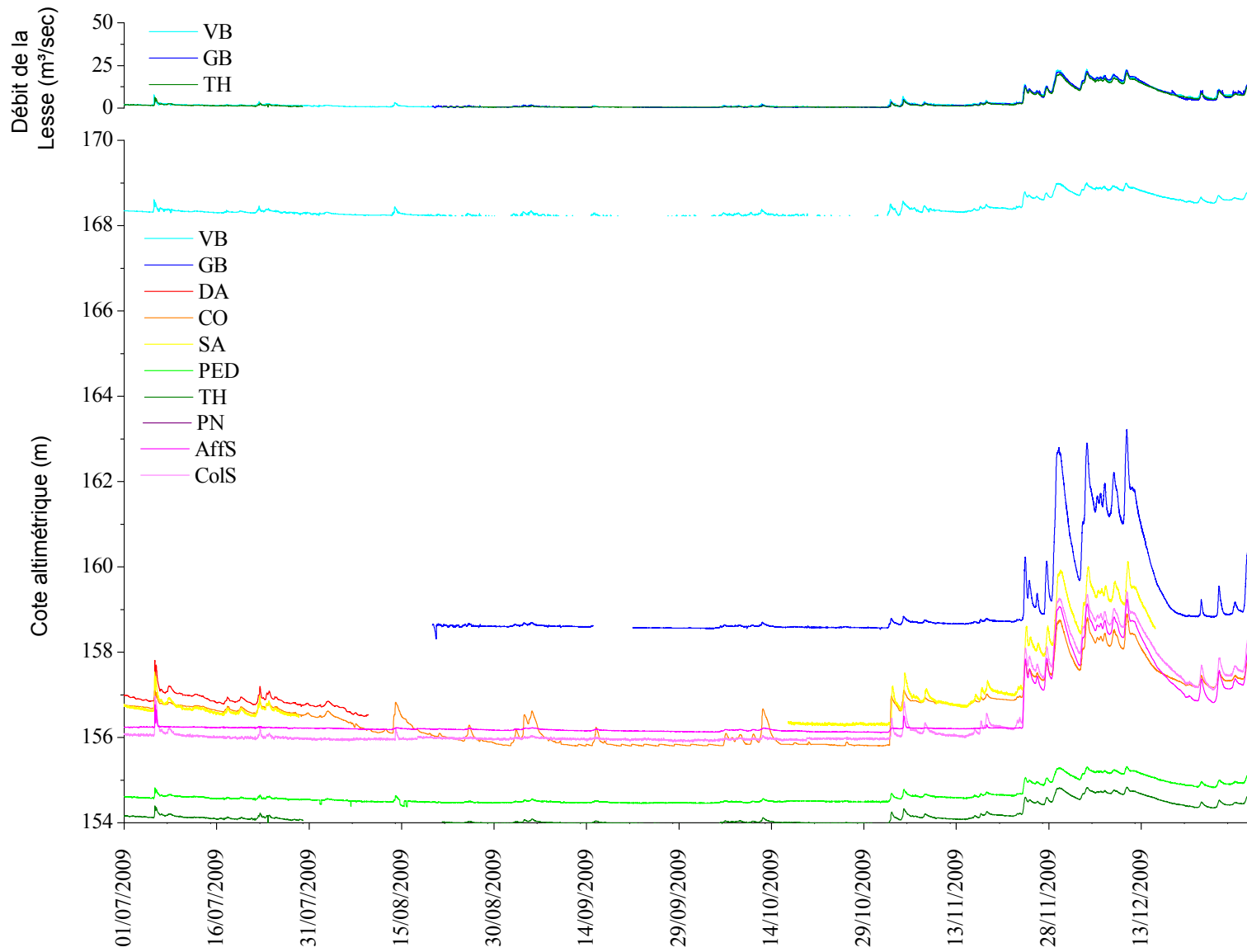


Fig.II.18 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/07/2009 au 31/12/2009.

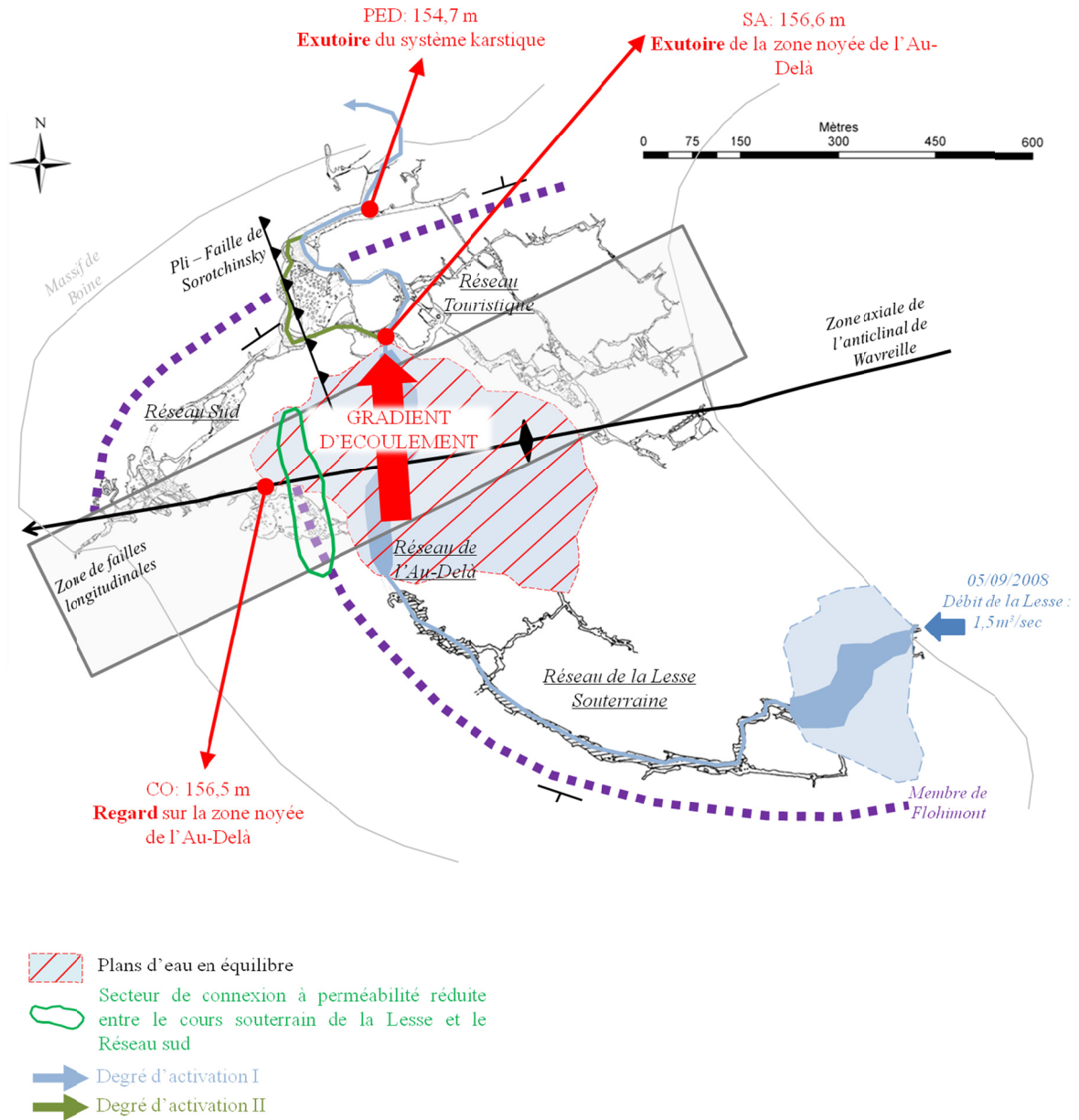


Fig.II.19 : Cote altimétrique des plans d'eau en SA et CO pour un débit de la Lesse de 1,5 m³/sec au gouffre de Belvaux (Degré d'activation II du système karstique actif)

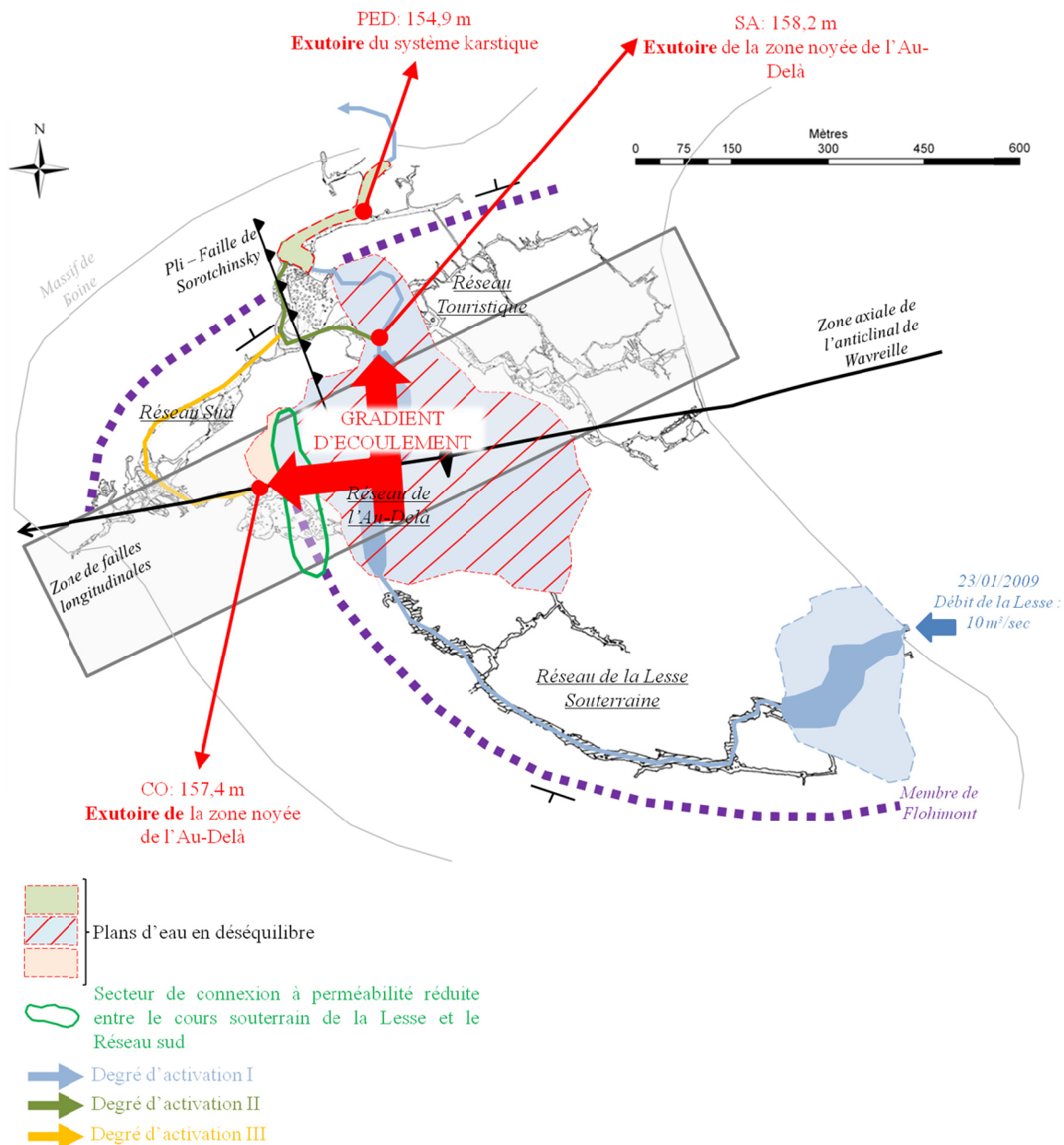


Fig.II.20 : Cote altimétrique des plans d'eau en SA et CO pour un débit de la Lesse de 10 m³/sec au gouffre de Belvaux (Degré d'activation IV du système karstique actif sans débordement du gouffre de Belvaux)

Ce processus de mise en charge indiquerait que le degré de perméabilité de la connexion hydrologique entre le cours principal de la Lesse souterraine et le réseau Sud est suffisamment faible pour induire un gradient hydraulique entre la salle d'Armes et la salle du Corail lors de la montée en crue de la Lesse. Cette particularité pourrait être expliquée par les caractéristiques géologiques de la zone comprise entre la salle du Corail et le réseau de l'Au-Delà. Ces deux sites sont localisés de part et d'autre du membre argileux de Flohimont (Fig.II.20).

Dans ce secteur, ces niveaux argileux présentent une direction NW-SE transverse par rapport au sens d'écoulement E-W présumé de la connexion entre le réseau de l'Au-Delà et la salle du Corail, constituant une barrière peu perméable entre les deux sites. Ces derniers étant localisés au sein de la zone axiale de l'anticlinal de Wavreille et à proximité des accidents longitudinaux FL1, FL2 et FL3, la connexion hydraulique entre ces deux sites est rendue possible par la fracturation, probablement intense, de ces niveaux argileux.

Qui plus est, le niveau de la Lesse à la salle d'Armes serait imposé par le niveau de la nappe d'eau souterraine. Le drainage de la nappe d'eau vers l'exutoire du système (résurgence au trou de Han) serait entravée lors de la montée en crue du système, générant une augmentation du gradient hydraulique entre SA et PED.

La mise en charge de la Lesse à la salle d'Armes, indépendamment de la nappe d'eau souterraine, ne pourrait être uniquement due à un étranglement de la section d'écoulement de la Lesse car, dans ces conditions d'écoulement, la Dérivation est active et l'écoulement de la rivière peut s'effectuer sans entrave via la salle des Draperies jusqu'au trou de Han.

La mise en charge de la nappe peut par contre être expliquée par les caractéristiques géologiques de la zone comprise entre la salle d'Armes et le site Pédalo. Ces deux sites sont localisés de part et d'autre du membre de Flohimont (Fig.II.20). Dans ce secteur, ces niveaux argileux présentent une direction SW-NE transverse par rapport au sens d'écoulement général NNW-SSE vers l'exutoire du système. Cette barrière peu perméable retarderait le drainage de la nappe, engendrant un décrochage vers le haut de celle-ci, à l'amont du membre de Flohimont, par rapport au niveau de base imposé par l'exutoire du système au trou de Han.

Éléments clés :

- La Lesse superficielle au gouffre de Belvaux est perchée par rapport à la Lesse souterraine à la salle Daniel Ameye. Les différences d'altitude entre ces deux plans d'eau sont respectivement de 1,9 m et 3,6 m pour des débits de la Lesse de 1 m³/sec et 40 m³/sec ;
- Les sites DA, SA, CO, PED, AffS et ColS ont tous un comportement de type rivière imposé par le régime de la Lesse à l'entrée du massif de Boine ;
- Les pics de crue enregistrés au siphon de la grotte du Père Noël présentent une morphologie plus émoussées et sont retardés comparativement aux pics de crue de la Lesse. Ce retard peut atteindre 48 heures ;
- Pour un degré d'activation I à III du système karstique actif, les plans d'eau de la salle d'Armes et de la salle du Corail peuvent être considérés en équilibre et semblent constituer la marge d'un volume d'eau plus conséquent : la zone noyée du réseau de l'Au-Delà. La salle d'Armes constituerait l'exutoire permanent de la zone noyée de l'Au-Delà, tandis que la salle du Corail constituerait un simple regard sur cette zone noyée pour les degrés d'activation I et II du système karstique actif et deviendrait un second exutoire lors du passage au troisième degré d'activation du système ;
- Pour un degré d'activation IV du système karstique actif, un processus de mise en charge de la Lesse à la salle d'Armes par rapport aux plans d'eau de la salle du Corail est de la résurgence au site Pédalo est observée. Ce phénomène serait induit par des contrastes de perméabilité du massif liés à la présence du membre argileux de Flohimont isolant la salle d'Armes des deux autres sites. Ce membre peu perméable entraverait le drainage de la nappe d'eau souterraine induisant son décrochement vers le haut par rapport aux sites CO et PED.

II.4.2.2. Chroniques piézométriques

Deux périodes d'une durée d'un mois ont été sélectionnées au sein des chroniques piézométriques enregistrées afin de mettre en évidence le comportement de la nappe d'eau souterraine. La période du 15/08/2008 au 15/09/2008 caractérise la fin de la période d'étiage ayant affecté les mois de mai à septembre 2008. La période du 01/02/2009 au 01/03/2009 correspond à la période de hautes eaux de l'hiver 2008-2009.

L'analyse de la chronique piézométrique s'étalant du 15/08/2008 au 15/09/2008 permet d'observer les faits suivants (Fig.II.21) :

- La cote piézométrique de la nappe au puits de la fosse aux ours (Ours) est plus d'1,5 mètres plus bas que la cote altimétrique de la Lesse au gouffre de Belvaux. **La Lesse au gouffre de Belvaux est perchée par rapport à la nappe d'eau souterraine ;**
- La cote piézométrique de la nappe à la Grande fontaine (GF) est plus élevée que la cote altimétrique de la Lesse au site Pédalo (PED). Il existe un gradient hydraulique de la nappe vers la rivière. **La Lesse souterraine est drainante au moins dans son tronçon terminal ;**
- La cote piézométrique du siphon de la grotte du Père Noël (PN) est plus élevée de 2 mètres que la cote piézométrique de la nappe au puits de la fosse aux ours. Il devrait donc exister un écoulement depuis la grotte du Père Noël vers le système de la Lesse souterraine. Or, il est démontré (cfr II.6 : Essais de traçage) que l'écoulement de ces eaux s'effectue vers le réseau Sud. Le système CR-PN-RS et le système de la Lesse souterraine étant localisés de part et d'autre du membre argileux de Flohimont, **le décrochage de la piézométrie observé au sein du flanc sud de l'anticlinal de Wavreille pourrait trouver son origine dans une compartimentation hydrogéologique de cette partie du massif induite par la présence du niveau argileux.** Le flanc sud de l'anticlinal de Wavreille semblant moins affecté par une tectonique cassante que son flanc nord, les propriétés peu perméables du membre argileux de Flohimont pourraient avoir été préservées, minimisant ainsi les échanges possibles entre les volumes d'eau stockés au sein de la Formation de Mont d'Hairs (système de la Lesse souterraine) et de la Formation de Fromelennes (système trou des Crevés – grotte du Père Noël – réseau Sud). La Formation de Mont d'Hairs étant affecté d'un système karstique plus développé que la Formation de Fromelennes, la nappe d'eau souterraine y est d'autant plus rabattue.

L'analyse de la chronique piézométrique s'étalant du 01/02/2009 au 01/03/2009 permet d'observer les faits supplémentaires suivants (Fig.II.22) :

- Les pics de crues de la nappe d'eau souterraine observés aux sites GF et Ours sont enregistrés avec un certain temps de retard (entre 10 et 24 heures) par rapport aux pics de crue de la Lesse. Ces pics sont moins intenses et plus étalés dans le temps que ceux enregistrés au niveau de la rivière souterraine. L'enregistrement des fluctuations de hauteurs d'eau au site PN présente les mêmes caractères morphologiques. **Malgré sa proximité avec la rivière et les écoulements turbulents visibles en bordure de la vasque, le siphon de la grotte du Père Noël est un regard sur la nappe d'eau souterraine ;**
- Les pics de crue enregistrés au site Halage présente des caractéristiques intermédiaires entre les pics de crue de la Lesse et ceux enregistrés à la Grande fontaine et au puits de Ours. Ce site constitue probablement un regard sur une zone de mélange entre la Lesse et la nappe d'eau souterraine. Cette hypothèse est confortée par une observation de l'augmentation de la turbidité de l'eau au site Halage lors des événements de crue ;
- En période de crue, la cote altimétrique de la Lesse à la salle Daniel Ameye devient supérieure à celle enregistrée au siphon de la grotte du Père Noël.

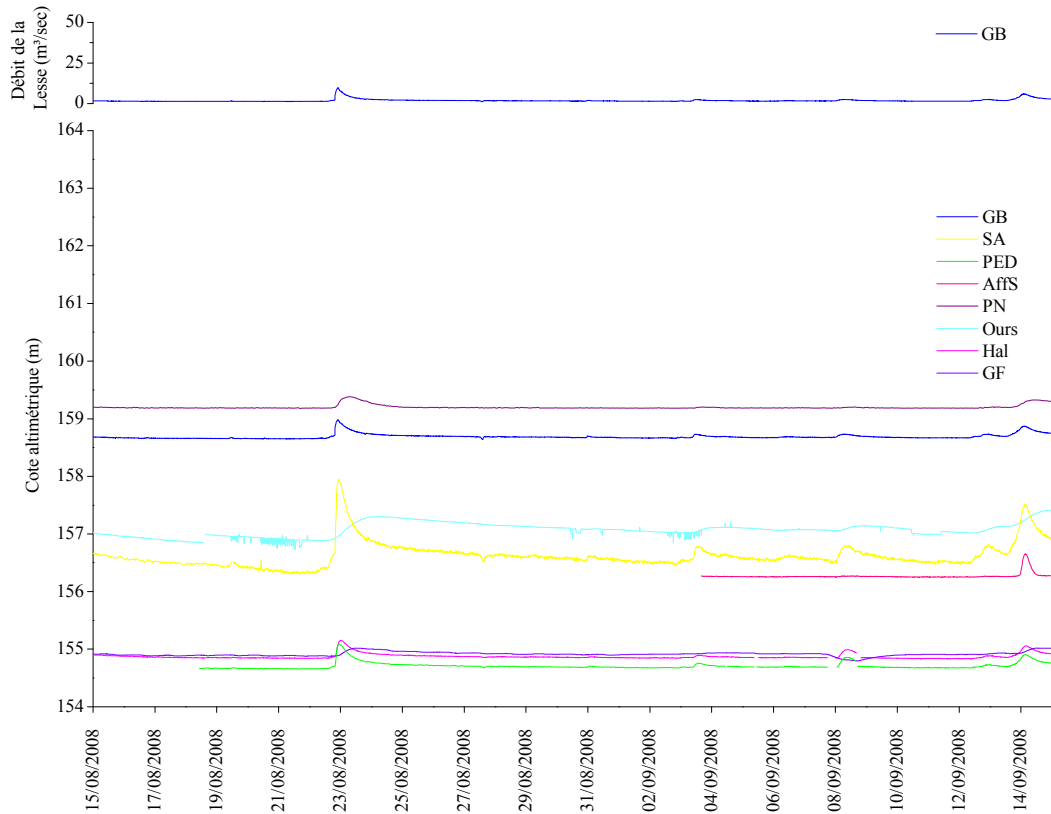


Fig.II.21 : Chroniques piézométriques enregistrées au sein du massif de Boine entre le 15/08/2008 et le 15/09/2008 –Période de basses eaux.

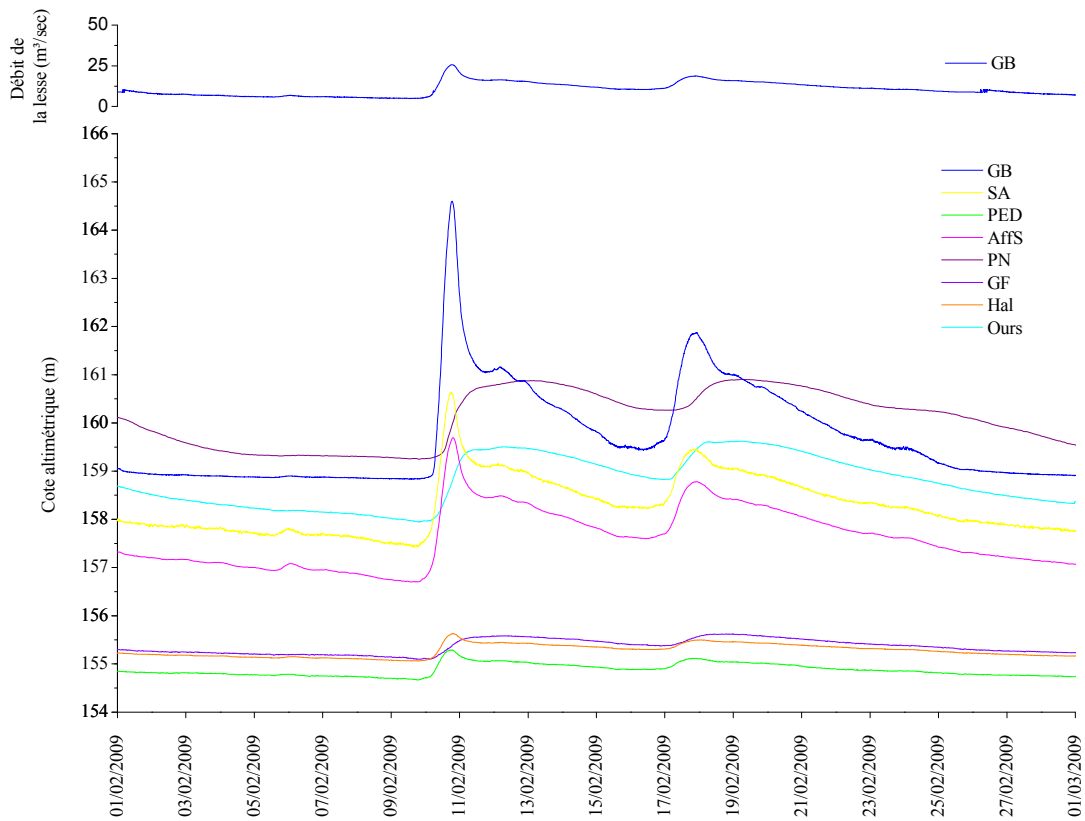


Fig.II.22 : Chroniques piézométriques enregistrées au sein du massif de Boine entre le 01/02/2009 et le 01/03/2009 –Période de hautes eaux.

Éléments clés :

- D'après la piézométrie enregistrée au puits de la fosse aux ours, la Lesse au gouffre de Belvaux est perchée par rapport à la nappe d'eau souterraine ;
- D'après la piézométrie enregistrée à la Grande fontaine, la Lesse est drainante, au moins dans son tronçon terminal ;
- Le siphon de la grotte du Père Noël constitue un regard sur la nappe d'eau souterraine ;
- D'après la piézométrie enregistrée au siphon de la grotte du Père Noël, la nappe d'eau souterraine en lien avec le système trou des Crevés – grotte du Père Noël – réseau Sud est décrochée vers le haut (2 mètres par rapport à Ours en période d'étiage) comparativement au système de la Lesse souterraine. Ce phénomène serait induit par une compartimentation hydrogéologique du flanc sud de l'anticlinal de Wavreille lié à la présence du membre argileux peu perméable de Flohimont.
- En période de crue, la cote altimétrique de la Lesse en DA devient supérieure à la cote piézométrique en PN ;
- Le site Hal constitue une zone tampon entre la Lesse et la nappe d'eau souterraine.

II.4.2.3. Influence de la piézométrie sur la limnimétrie

Le processus de mise en charge de la Lesse à la salle d'Armes (SA) par rapport à la Lesse à la salle du Corail (CO) et à la résurgence (PED), décrit précédemment (cfr II.4.2.1), indique que le niveau de la rivière souterraine (limnimétrie) serait conditionné par le niveau de la nappe d'eau souterraine (piézométrie).

L'épisode de sécheresse hivernale du 27/12/2008 au 12 /01/2009 permet de mettre en évidence ce phénomène.

L'évolution limnimétrique de la Lesse aux sites GB, DA et PED pour la période du 01/10/2008 au 15/05/2009 a été comparée avec l'évolution piézométrique enregistrée au puits de la fosse aux ours pour cette même période. Cette période correspond aux hautes eaux de l'hiver 2008-2009 (Fig.II.23).

Le contexte hydrogéologique observé au début de cette période fait suite à cinq mois d'étiage (mai à septembre 2008). Le niveau de la nappe d'eau souterraine est donc supposé au plus bas. Pour un débit de la Lesse de 2,9 m³/sec (03/10/2008), les cotes limnimétriques de la Lesse en GB et DA sont respectivement de 158,75 m et 157,22 m. La cote piézométrique au puits de la fosse aux ours est de 157,44 m (Fig.II.23– point 1).

Du 01/10/2008 au 27/12/2009, les pics de crues enregistrés à la salle Daniel Ameye s'amorcent sur un niveau de base croissant avec le temps (Fig.II.23 – points 2 et 3). Le 01/12/2008, le débit de la Lesse est de 4,9 m³/sec (point 3). La cote limnimétrique de la Lesse en GB et DA est respectivement de 158,84 m et 157,81 m. Une augmentation du débit de la rivière de 2 m³/sec engendre une augmentation du niveau de la rivière de 0,09 m en GB et de 0,59 m en DA. La cote piézométrique du puits de la fosse aux ours le 01/12/2008 est de 157,92 m. La fluctuation

piézométrique enregistrée est de 0,48 m. Le niveau de la Lesse en DA semble fluctuer dans des proportions similaires à celles enregistrées au puits de la fosse aux ours.

La période du 27/12/2008 au 12/01/2009 est caractérisée par l'absence d'eau utile et donc de ruissellement et d'infiltration. Le 16/01/2009 (point 4), le débit de la rivière est redescendu à 2,7 m³/sec. La cote altimétrique de la Lesse au gouffre de Belvaux est de 158,75 m, soit 0,01 m plus bas que le 3/10/2008 (point 1). Par contre, les cotes altimétriques de la Lesse en DA et de la nappe au puits de la fosse aux ours sont respectivement de 157,34 m et 157,59 m ; soit 0,12 m et 0,15 m plus haut que le 03/10/2008.

La période du 27/12/2008 au 12/01/2009 a permis à la nappe d'eau souterraine de se vidanger partiellement, un parallélisme net entre la courbe limnimétrique en DA et piézométrique au puits de la fosse aux ours est observable durant cette période, mais le niveau d'étiage initial n'est pas atteint. Pour un débit de Lesse légèrement inférieur, le niveau piézométrique de la nappe d'eau souterraine est plus élevé et conditionne la cote limnimétrique de la Lesse en DA.

Sur base de ces observations, le temps nécessaire pour un retour de la nappe d'eau souterraine depuis des conditions de hautes eaux à des conditions d'étiage peut être évalué à 4 à 6 semaines.

A partir du 12/01/2009, la période de sécheresse prend fin, l'eau utile enfin disponible recharge progressivement la nappe d'eau souterraine et les pics de crue enregistrés en DA sont à nouveau ancrés sur un niveau de base croissant dans un premier temps, puis décroissant à mesure que l'on évolue vers la fin de la période de hautes eaux (Fig.II.23 - points 5 – 6 et 7).

Ce phénomène a également été observé durant cette période à la salle d'Armes et à la salle du Corail (Fig.II.24 et Fig.II.25). Il est observable de façon moins nette au niveau du site Pédalo.

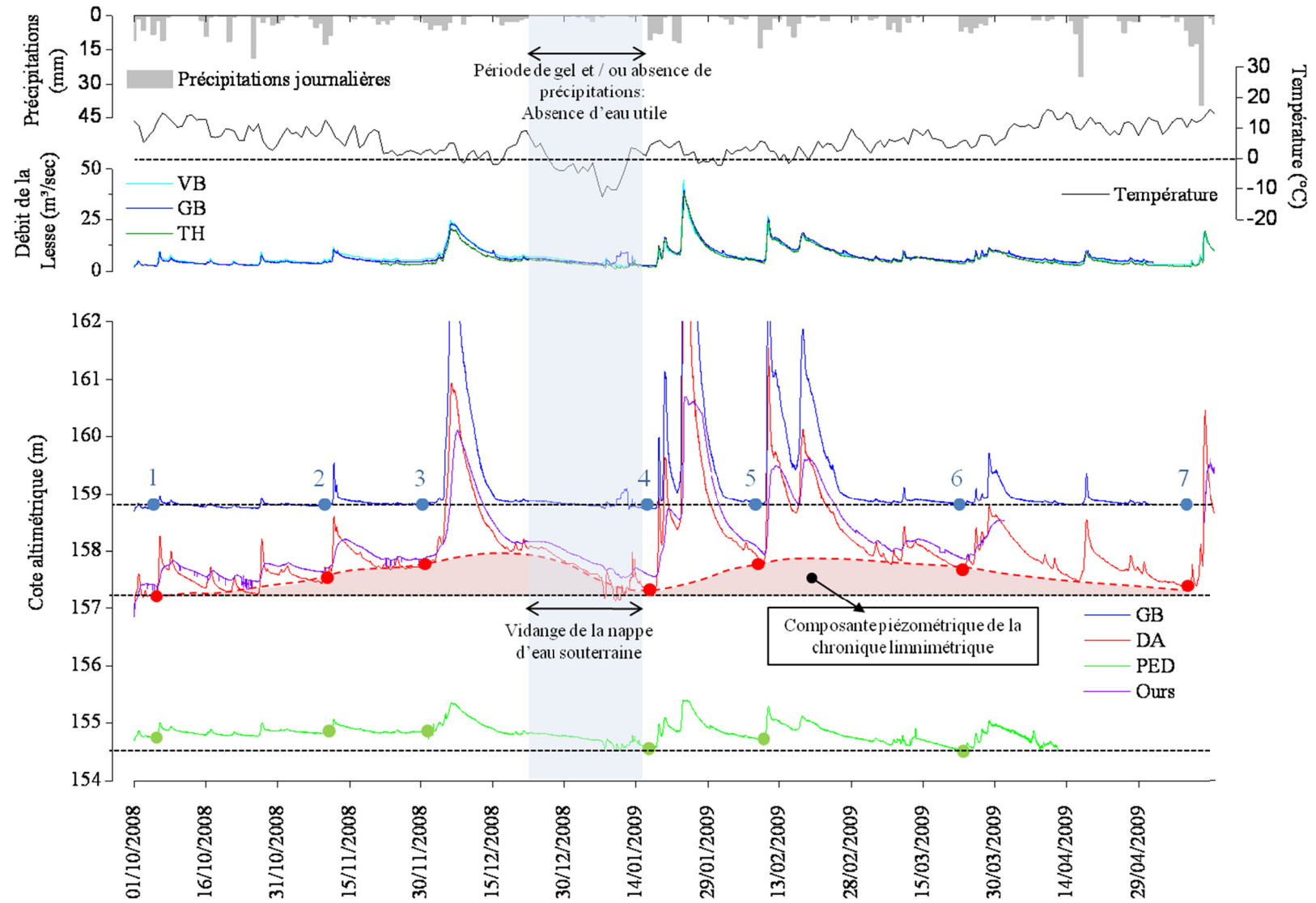


Fig.II.23 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse à la salle Daniel Ameye (DA).

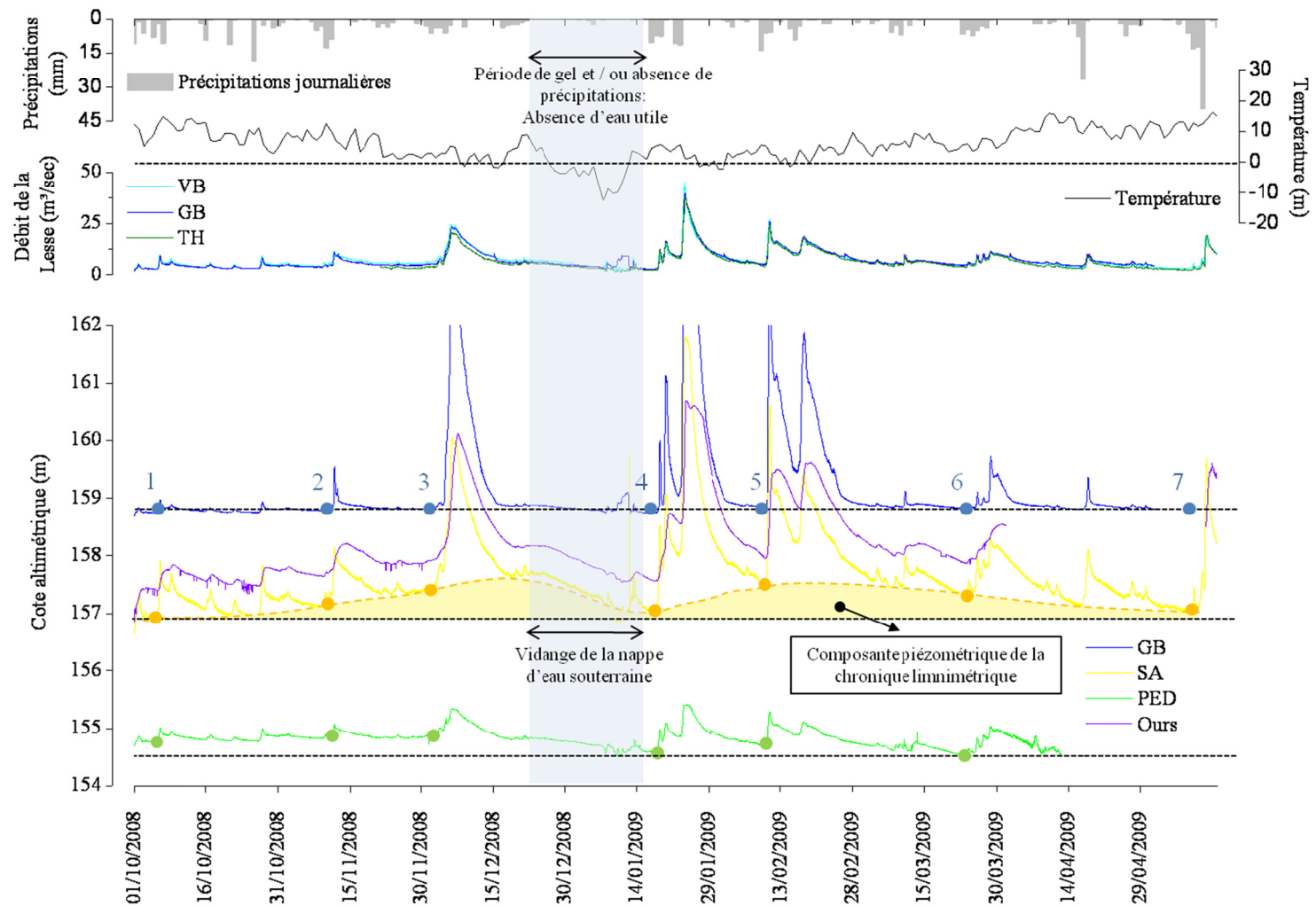


Fig.II.24 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse à la salle d'Armes (SA).

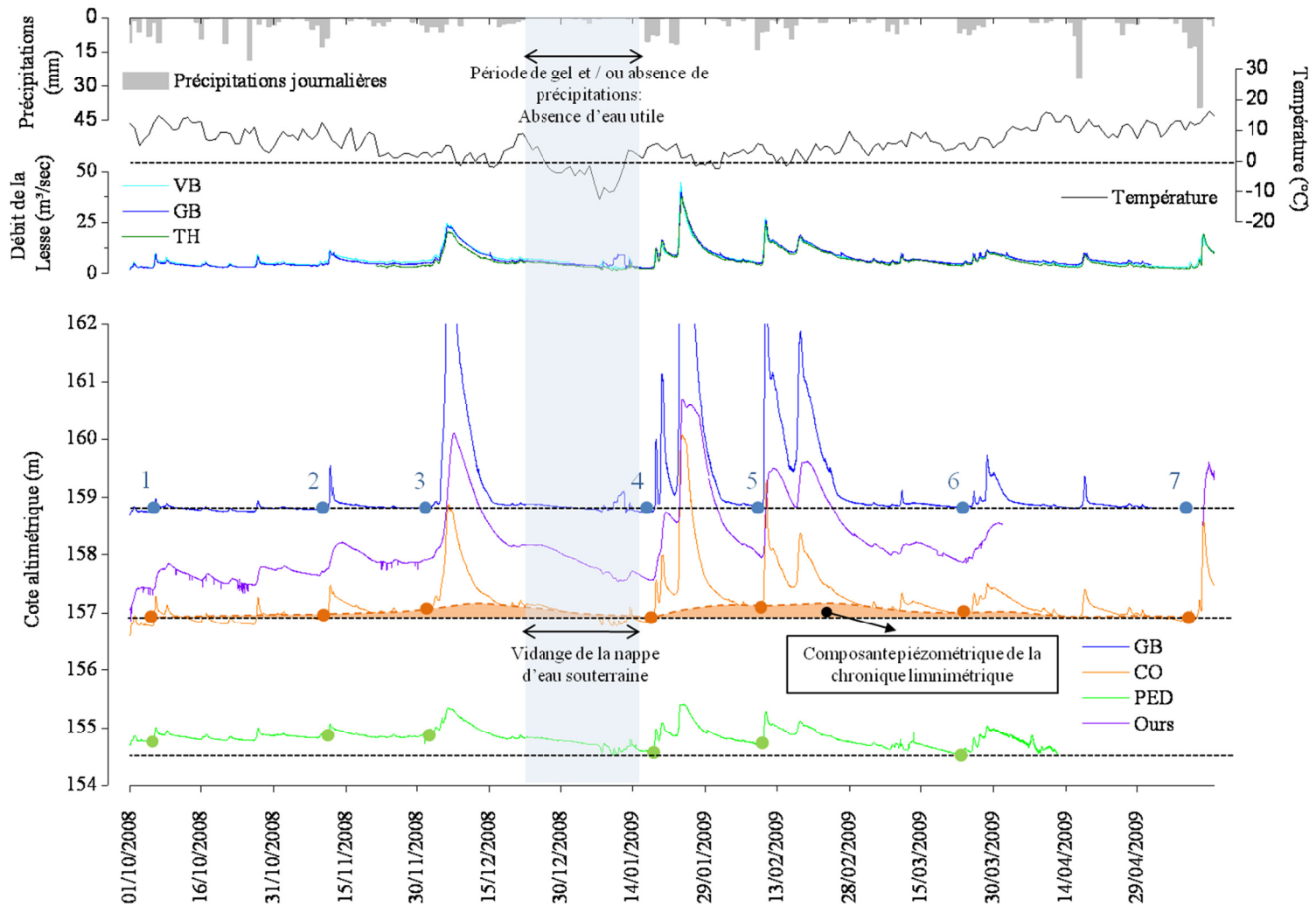


Fig.II.25 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse à la salle du Corail (CO).

L'observation des chroniques limnimétriques de la Lesse en GB, DA, SA, CO et PED et de la chronique piézométrique du puits de la fosse aux ours du 01/11/2005 au 31/12/2009 permet de visualiser, à une échelle pluriannuelle, l'influence de la piézométrie sur la cote limnimétrique de la Lesse souterraine (Fig.II.26).

La cote limnimétrique de la Lesse au gouffre de Belvaux (GB) en période d'étiage est de l'ordre de 158,6 m. Pour les minima de débits de la Lesse enregistrés en GB durant les périodes de hautes eaux 2005-2006 à 2008-2009, la cote limnimétrique de la rivière est de l'ordre de 158,8 m, soit une différence de 0,15 m par rapport à l'étiage. La Lesse au gouffre de Belvaux étant perchée toute l'année par rapport à la nappe d'eau souterraine, cette dernière ne peut en influencer la limnimétrie. La différence de limnimétrie entre les périodes d'étiage et les périodes de hautes eaux sont uniquement imputables au fait que les plus faibles débits enregistrés en hautes eaux demeurent supérieurs aux débits d'étiage.

En ce qui concerne la Lesse souterraine en DA, SA et CO, les cotes limnimétriques correspondant aux minima, d'étiage et de hautes eaux, du débit de la Lesse fluctuent de manière saisonnière selon une amplitude de l'ordre du mètre. A débit équivalent de la rivière entre GB, DA, SA et CO, cette valeur semble démesurée étant donnée que la Lesse souterraine présente une section d'écoulement nettement supérieure à celle de la Lesse superficielle (cfr Partie III – Dimensionnement du système karstique). Cette différence de cote limnimétrique ne peut donc être uniquement imputée à des différences de débit de la rivière.

Les fluctuations limnimétriques enregistrées en DA, SA et CO présentent un parallélisme net, tant en terme de cyclicité que d'amplitude, avec l'évolution de la piézométrie enregistrée au puits de la fosse aux ours. Les fluctuations limnimétriques de la Lesse souterraine seraient donc fortement conditionnées par la piézométrie de la nappe d'eau souterraine.

Ce même phénomène est observable, avec une moindre intensité, au niveau de l'exutoire du système (PED). L'amplitude du processus est probablement moins marquée en raison de la proximité de la résurgence imposant le niveau de base du système.

Éléments clés :

- La limnimétrie de la Lesse souterraine est directement influencée par le niveau de la nappe d'eau souterraine. Ce phénomène est principalement marqué au niveau de la salle Daniel Ameye, de la salle d'Armes et de la salle du Corail. Il est observable dans une moindre mesure au niveau du site Pédalo, quelques mètres à l'amont de la résurgence de la Lesse au trou de Han. De manière plus générale, il en résulte que l'établissement d'une courbe de tarage, reposant sur une relation d'unicité entre la hauteur d'eau et le débit d'une rivière, peut être problématique en milieu souterrain. Pour une valeur de débit de la rivière souterraine, plusieurs cotes limnimétriques pourraient être enregistrées selon l'état de recharge de la nappe d'eau souterraine ;
- Sur base de l'observation de la limnimétrie et la piézométrie lors des trois semaines de sécheresse de l'hiver 2008-2009, le temps nécessaire pour un retour de la nappe d'eau souterraine depuis des conditions de hautes eaux à des conditions d'étiage peut être évalué à 4 à 6 semaines. Ce processus de vidange rapide implique que, dès l'absence d'eau utile, le retour dans des conditions de basses eaux s'effectue rapidement. Dans ces conditions, la nappe est fortement rabattue et en équilibre avec la rivière. L'apport de la nappe d'eau souterraine vers la rivière étant minime dans ces conditions, cela expliquerait la faible différence des débits mesurés entre 0 m³/sec et 4 m³/sec aux stations de jaugeage VB, GB et TH.

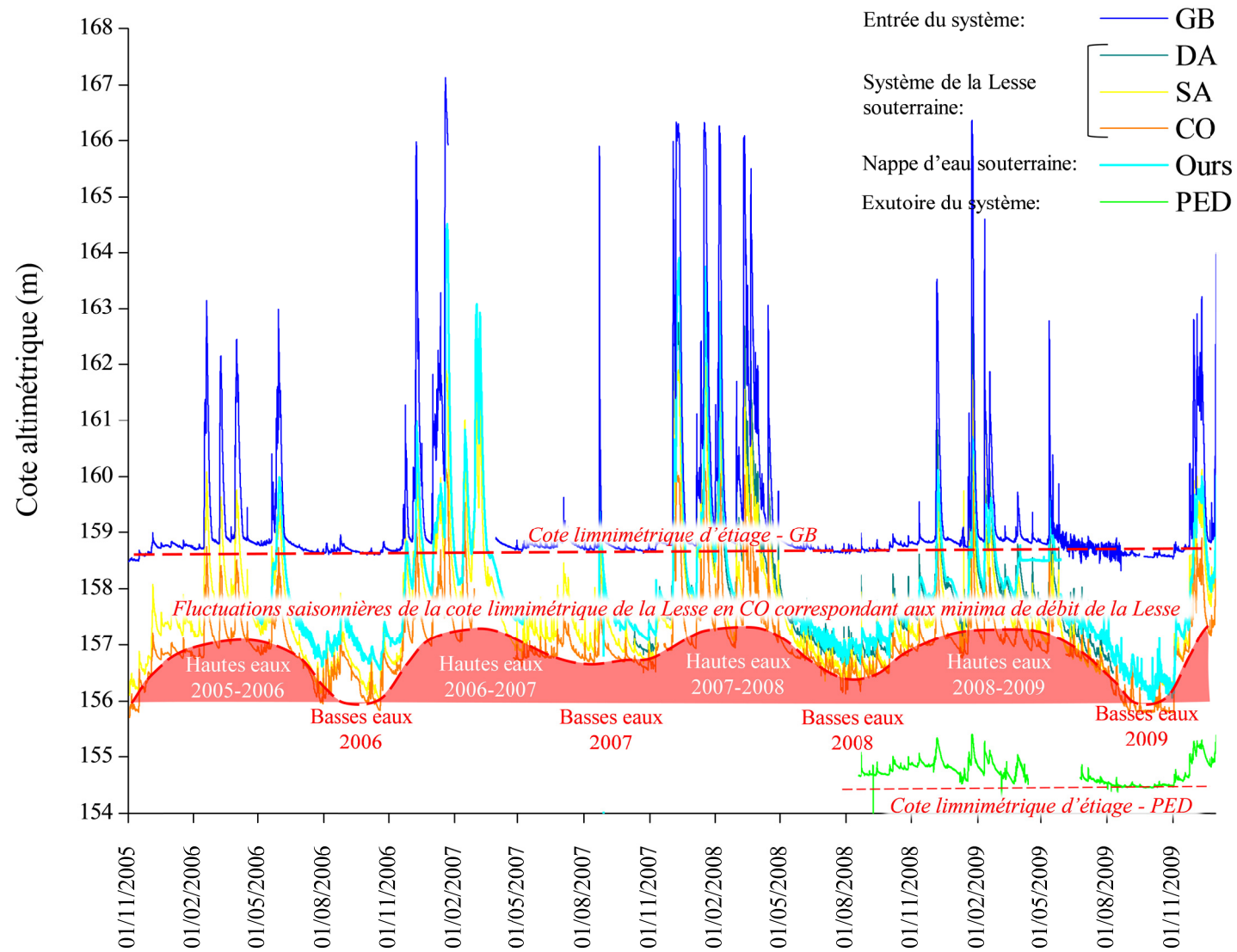


Fig.II.26 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse en DA, SA et CO entre les mois de novembre 2005 et décembre 2009.

II.4.2.4. Schémas piézo-limnimétriques de basses eaux et de hautes eaux

Les informations déduites des chroniques piézométriques et limnimétriques décrites ci-dessus permettent de proposer deux schémas piézo-limnimétriques du massif de Boine pour un contexte de basses eaux et de hautes eaux. Ces schémas n'ont pas la prétention de détailler la piézométrie du massif de Boine au point d'en constituer une carte piézométrique mais simplement de souligner par un schéma synthétique les grandes tendances de gradients hydrauliques qui ont pu être déduites de nos observations.

II.4.2.4.1 Schéma piézométrique de basses eaux

Le schéma piézométrique de basses eaux est construit à partir des données enregistrées le 05/09/2008 pour des conditions de débit de la Lesse de 1,5 m³/sec, soit pour un degré d'activation n°2 du système karstique actif.

Trois unités hydrogéologiques ont été définies au sein du massif de Boine. Leurs limites sont directement conditionnées par la structure géologique et les contrastes lithologiques du massif (Fig.II.27).

II.4.2.4.1.1 Unité I

L'unité I est constituée par les volumes d'eau souterraine stockés au sein de la Formation de Fromelennes constituant le flanc sud de l'anticlinal de Wavreille. Cette unité contient le système karstique CR-PN-RS.

Elle est limitée au Sud-Ouest par la formation argileuse de Nismes et au Nord-Est par le Membre argileux de Flohimont. L'extrémité aval de cette unité correspond à l'émergence des eaux de la grotte du Père Noël au niveau de l'affluent du réseau Sud (AffS : 156,3 mètres). Le siphon de la grotte du Père Noël (PN : 159,2 mètres) constitue un point d'observation intermédiaire. Deux sites du trou des Crevés pourraient potentiellement constituer l'extrémité amont de cette unité :

- Le Puits d'Eau localisé à l'extrémité ouest du trou des Crevés. La cote altimétrique de ce niveau d'eau n'est pas connue. D'après la topographie de ce réseau (Vandersleyen, 1962), ce niveau d'eau se trouve 5 à 6 mètres sous le niveau de la Lesse (VB : 168,3 mètres) ce qui correspondrait à une cote altimétrique de l'ordre de 162 mètres ;
- Le siphon d'entrée du réseau (TC : 166,6 mètres).

Cependant, si ces deux sites constituent effectivement des regards sur la nappe d'eau souterraine, cette dernière serait caractérisée dans ce secteur par un gradient hydraulique de l'ordre de 5 %. Cette valeur semble fort élevée pour une nappe contenue dans des calcaires avec un tel degré de karstification. Qui plus est, cette valeur contraste particulièrement avec le faible gradient hydraulique de l'ordre de 0,3 % observé dans la partie aval de cette unité et ce sans raison géologique apparente. Le siphon d'entrée du trou des Crevés pourrait constituer un regard sur le cône d'alimentation de la rivière vers la nappe d'eau souterraine (Fig.II.28). Celui-ci constituerait une zone noyée, d'extension limitée et non connue, perchée par rapport à la nappe d'eau souterraine en raison d'un éventuel contraste de perméabilité (K). La réalimentation continue du siphon lors de sa vidange par pompage serait, dans ce cas, assurée par la Lesse et non par la nappe d'eau souterraine.

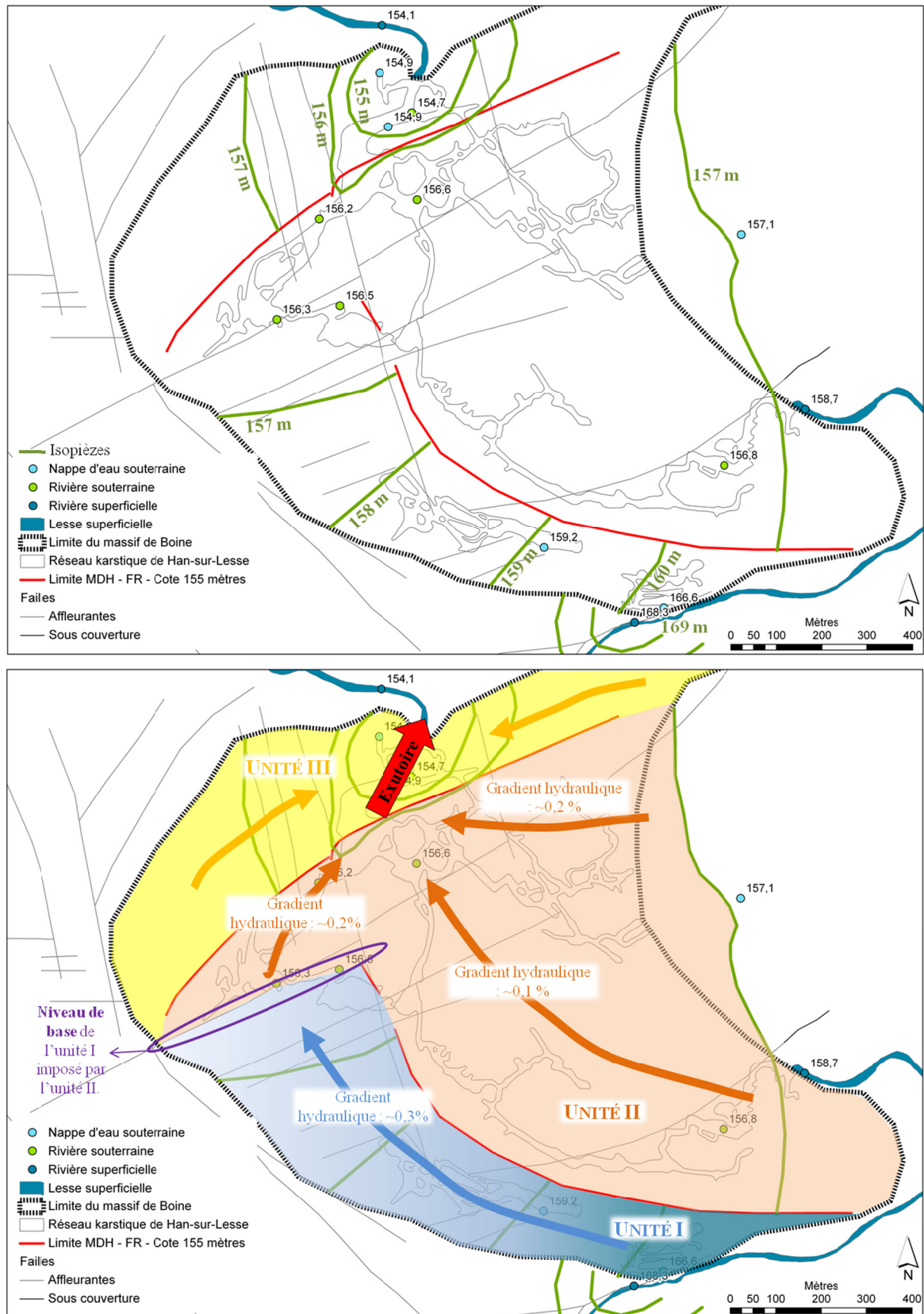


Fig.II.27 : Schéma piézométrique de basses eaux du massif de Boine.

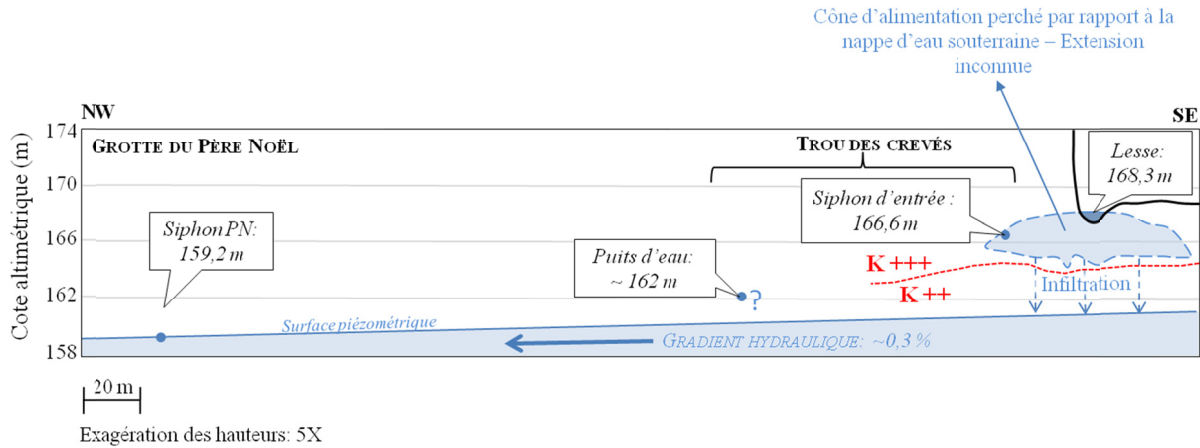


Fig.II.28 : Interprétation du siphon d'entrée du trou des Crevés

La nappe d'eau souterraine présenterait un gradient hydraulique faible de l'ordre de 0,3 %.

II.4.2.4.1.2 Unité II

L'unité II correspond au système de la Lesse souterraine. La rivière y est en équilibre avec la nappe et sa limnimétrie est directement conditionnée par cette dernière. La cote piézométrique de la nappe est de 157,1 mètres au puits de la fosse aux ours. La nappe est très rabattue, son gradient hydraulique, très faible, est estimé à 0,1 à 0,2 % vers le NW.

L'extrémité amont de cette unité est la zone noyée du gouffre de Belvaux. La cote altimétrique de la Lesse à la salle Daniel Ameye (DA : 156,8 mètres) est considérée comme représentative de la cote piézométrique de cette zone.

La partie amont de cette unité (du gouffre de Belvaux au réseau de l'Au-Delà) est séparée de l'unité I par le membre argileux de Flohimont qui les rend hydrogéologiquement indépendantes. L'extrémité amont de l'unité II est décrochée de 2 mètres vers le bas comparativement à l'unité I.

La partie aval de l'unité II (du réseau de l'Au-Delà à la salle du Dôme) s'élargit au niveau de la zone axiale de l'anticlinal de Wavreille et des accidents longitudinaux FL1, FL2 et FL3 permettant la connexion hydrologique entre le réseau sud et la zone noyée de l'Au-Delà.

Pour ce degré d'activation du système, la cote altimétrique du plan d'eau de la salle du Corail est inférieure à la cote altimétrique du seuil topographique de la galerie de l'Egout. Cette galerie est inactive et le plan d'eau du Corail constitue un regard sur la zone noyée de l'Au-Delà. Le débit alimentant le collecteur du réseau correspond aux volumes d'eau en provenance de l'unité I auxquels s'additionnent probablement le drainage de l'excroissance ouest de l'unité II.

La limite aval de cette unité correspond au membre argileux de Flohimont de direction NE-SW. Cette limite peu perméable induit un décrochement vers le haut de l'unité II par rapport à l'unité III.

II.4.2.4.1.3 Unité III

L'unité III est constituée par les volumes d'eau souterraine stockée au sein de la Formation de Fromelennes du flanc nord de l'anticlinal de Wavreille.

Le niveau de base de cette unité est imposé par la résurgence de la Lesse au trou de Han. Les cotes piézométriques de la Grande fontaine (GF) (154, 9 mètres) et du regard de nappe du Halage (Hal) (154,9 mètres) sont supérieures à la cote altimétrique de la Lesse au Pédalo (PED) (154,7 mètres) démontrant le caractère drainant de la rivière dans ce secteur.

Cette unité est limitée au Sud-Est par le membre argileux de Flohimont.

II.4.2.4.2 *Schéma piézométrique de hautes eaux*

Le schéma piézométrique de hautes eaux est construit à partir des données enregistrées le 24/01/2009 pour des conditions de débit de la Lesse de 39 m³/sec, soit pour un degré d'activation n°4 du système karstique actif avec débordement du gouffre de Belvaux. La Lesse occupe partiellement la Chavée. Les pertes du trou d'Enfaule et la perte de l'Entonnoir sont actives (Fig.II.29).

La délimitation des trois unités hydrogéologiques définies en période de basses eaux est maintenue et toujours gouvernée par les caractéristiques géologiques du massif de Boine.

Le quatrième degré d'activation du système est principalement caractérisé par :

- Une infiltration massive de la Lesse en bordure E du massif de Boine ;
- L'inondation de certains tronçons secs en période de basses eaux du réseau Touristique ;
- Une intensification du décrochement vers le haut de l'unité II par rapport à l'unité III liée à la présence du membre de Flohimont entravant le drainage des eaux souterraines vers l'exutoire principal du système ;
- Le décrochement vers le haut de la Lesse à la salle d'Armes (161,8 mètres) par rapport à la salle du Corail (160,5 mètres) induisant un gradient hydraulique estimé à 0,5% depuis le réseau de l'Au-Delà vers le réseau Sud ;
- Une inversion du décrochement entre les nappes d'eau souterraines des unités I et II. La cote altimétrique de la Lesse en DA (162,7 mètres) est supérieure à la cote altimétrique du plan d'eau du siphon de la grotte du Père Noël (PN) (161 mètres).

Eléments clés :

- L'analyse de la limnimétrie et de la piézométrie permet de compartimenter le massif de Boine en trois unités hydrogéologiques délimitées par les hétérogénéités géologiques de l'anticlinal de Wavreille tant lithologiques (Membre de Flohimont) que structurales (zone axiale et accidents longitudinaux) :
 - L'unité I comprend le système CR-PN-RS ;
 - L'unité II comprend le système de la Lesse souterraine depuis le gouffre de Belvaux jusque la salle du Dôme et le réseau Sud. Cette unité impose le niveau de base de l'unité I.
 - La partie amont de l'unité II peut être décrochée vers le haut en période de hautes eaux ou vers le bas en période de basses eaux par rapport à l'unité I.
 - L'unité III comprend le tronçon terminal de la Lesse souterraine entre la salle d'Embarquement et le trou de Han et est caractérisée par le comportement drainant de la rivière.

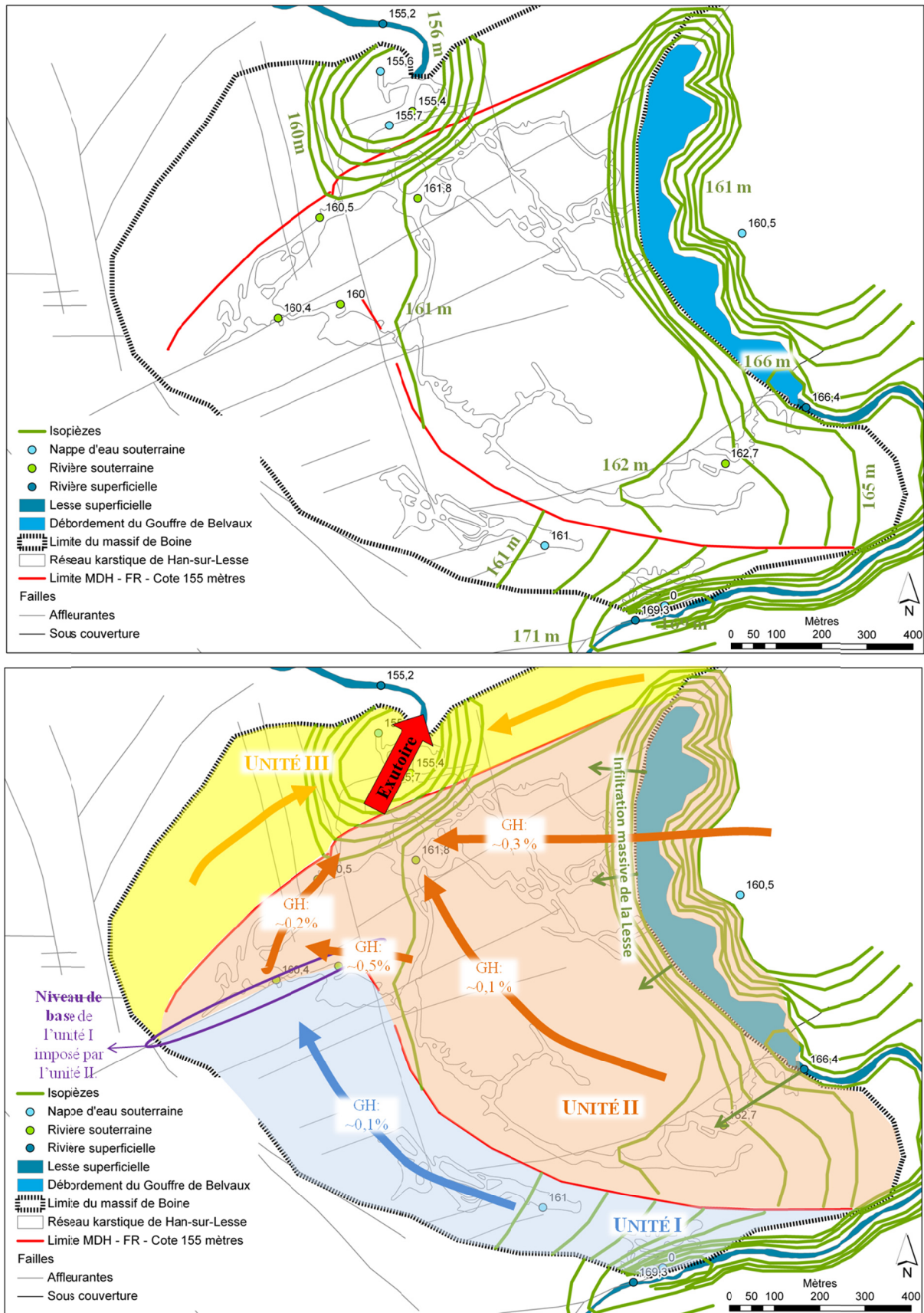


Fig.II.29 : Schéma piézométrique de hautes eaux du massif de Boine.

II.5. ANALYSES PHYSICO-CHIMIQUES

La signature physico-chimique des volumes d'eau impliqués dans le système karstique actif de Han-sur-Lesse a été analysée par différentes méthodes.

Huit sites (GB, SA, PED, AffS, ColS, PN, GF et Hal), équipés de sondes pressiométriques CTD-Diver munies de capteur de température, ont fait l'objet d'un monitoring de la température (Fig.II.2 et Tabl. II.1).

La salle d'Armes (SA) et le collecteur du réseau Sud (RS) ont fait l'objet d'un suivi de la conductivité électrique standard de l'eau.

Deux campagnes d'échantillonnage d'eau ont été réalisées en période de hautes eaux et de basses eaux afin de procéder à l'analyse chimique des éléments majeurs.

II.5.1. Températures

La période du 01/06/2008 au 01/06/2009 a été retenue afin de mettre en évidence les principales informations issues de l'enregistrement de la température de l'eau aux sites GB, SA, PED, AffS, ColS, PN, GF et Hal (Fig.II.30). Trois classes peuvent être définies sur base de ces enregistrements.

La **classe I** regroupe les sites GB, SA et PED.

La température de l'eau de la Lesse au site GB, oscillant entre 0°C et 20 °C, fluctue selon un cycle jour/nuit surimposé sur un cycle saisonnier reflétant le caractère superficiel de la rivière. Ce signal n'a pas été altéré aux sites SA et PED démontrant que ni le temps de résidence de la Lesse au sein du massif ni les éventuels volumes d'eau drainés par la Lesse dans sa section drainante ne sont suffisants pour engendrer un réchauffement significatif de la température de l'eau de la rivière.

La **classe II** regroupe les sites GF, PN et Hal.

La température de l'eau de la Grande fontaine (GF) est de 10,5°C et est rigoureusement constante confirmant son statut de regard sur la nappe d'eau souterraine.

La température du siphon de la grotte du Père Noël (PN) et du Halage (Hal) oscille entre 9°C et 11 °C selon un cycle saisonnier. Les pics de température positifs et négatifs sont décalés de deux à trois mois par rapport aux pics de température de l'eau de surface. Aucune fluctuation de température nyctémérale n'est observée. Le caractère dominant de l'eau des sites PN et Hal serait de type nappe d'eau souterraine avec une composante mineure de type rivière responsable du réchauffement et du refroidissement retardé de la masse d'eau souterraine.

La **classe III** regroupe les sites AffS et ColS.

La température de l'eau de ces sites est caractérisée par un cycle jour/nuit surimposé sur un cycle saisonnier calqué sur le comportement de la Lesse. Les températures présentent cependant des valeurs intermédiaires entre les eaux de surface et les eaux souterraines témoignant du drainage d'un volume d'eau souterraine suffisant pour induire un refroidissement de l'eau durant les périodes estivales et un réchauffement durant les périodes hivernales.

La différence de température de l'eau entre le ColS et la Lesse est plus marquée en été qu'en hiver car durant cette période le collecteur du réseau sud est principalement alimenté par l'eau en provenance du système "trou des Crevés – grotte du Père Noël – réseau Sud". Durant l'hiver, la majeure partie du débit transitant par le collecteur du réseau Sud consiste en la dérivation de la Lesse par la salle du Corail et la galerie de l'Egout.

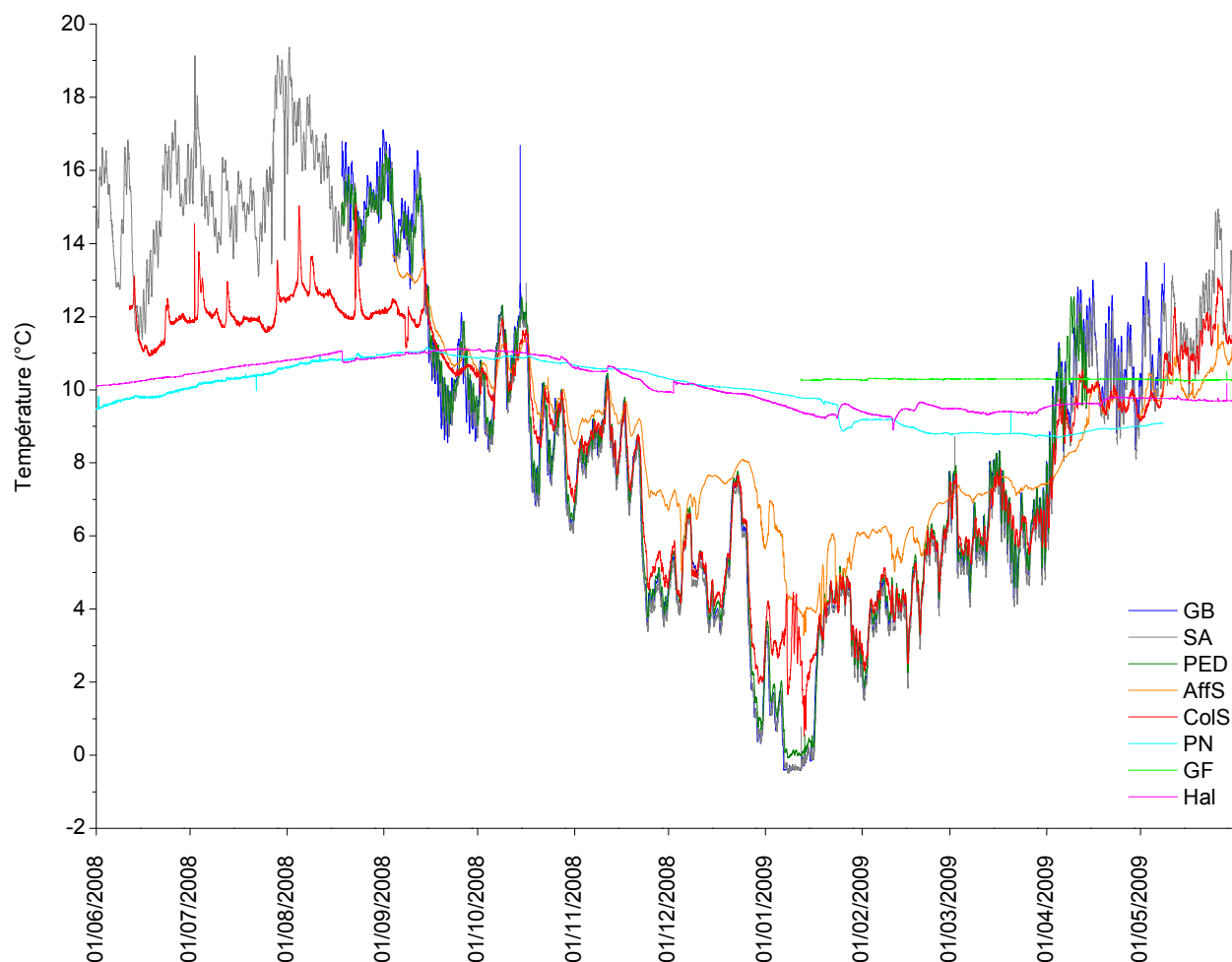


Fig.II.30 : Evolution de la température de l'eau du système karstique de Han-sur-Lesse entre le 01/06/2008 et le 31/05/2009.

II.5.2. Conductivité électrique standard.

II.5.2.1. Echelle de conductivité électrique des eaux du système karstique de Han-sur-Lesse

Trente-cinq échantillons d'eau prélevés au sein de la Lesse, de regards de nappe, de puits, d'émergences mais aussi de percolation au niveau de stalactites actives ont fait l'objet de mesure de conductivité électrique standard (25 °C) (Tabl. II.5). Ces échantillons ont été prélevés en période de hautes eaux (janvier 2008) et en période de basses eaux (juillet 2008 et août 2009).

Hautes eaux				Basses eaux							
Date	Degré d'activation du système karstique	Site	Conductivité électrique standard ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Date	Degré d'activation du système karstique	Site	Conductivité électrique standard ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Date	Degré d'activation du système karstique	Site	Conductivité électrique standard ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
11/01/08	IV	GB	145	17/07/08	II	AffS	215	17/08/09	II	CO	171
		TH	205			Syn	359			TH	194
		PN (riv)	302	24/07/08	II	PN (riv)	254	21/08/09	I	pGF	331
		PN (siph)	310			pGF	451			pSA	465
		Hal	428			Hal	470			GF	532
		Pros	452			pPN	562			FSM	615
		pPN	556	31/07/08	I à II	Pros	419	27/08/09	I	GB	181
		GF	566			Ours	439			Crevés	259
		T de Boine	577			pSA	479			PN (siph)	270
		Ours	597			GF	591			PN (riv)	285
						FSM	666			Hal	403
						TH	196			Ours	432
						pPN	496				

Tabl. II.5 : Conductivité électrique standard des eaux du système karstique de Han-sur-Lesse – GB: gouffre de Belvaux, CO: salle du Corail, TH: trou de Han, AffS: affluent du réseau Sud, PN (riv) rivière de la grotte du Père Noël, Crevés: siphon d'entrée du trou des Crevés, PN (siph): regard de nappe de la grotte du Père Noël, pGF: stalactite de la Grande Fontaine, Syn: arrivée d'eau de la salle des Synanthropes, Hal: regard de nappe du halage, Ours: puits de la fosse aux Ours, Pros: stalactite de la salle du Dôme, pSA: stalactite de la salle d'Armes, pPN: stalactite de la grotte du Père Noël, GF: regard de nappe de la Grande Fontaine, T de Boine: trou de Boine, FSM: fontaine Saint-Martin.

Par recoupement d'informations avec les données piézo-limnimétriques et les résultats d'essais de traçage, ces mesures de conductivité électrique standard ont permis de répartir les eaux du système karstique de Han-sur-Lesse en trois classes (Fig.II.31). Ce découpage semble approprié pour les périodes de hautes eaux et de basses eaux.

La **classe I**, dite "eaux de surface", comprend des valeurs de conductivités électriques inférieures à 210 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et concerne les eaux du cours souterrain de la Lesse.

La **classe II**, dite "eaux souterraines", couvre des valeurs de conductivité électriques supérieures à 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et regroupe les eaux de percolation des stalactites, les regards de nappe d'eau souterraine et les émergences.

La **classe III** constitue une classe intermédiaire regroupant les eaux résultant du mélange, en proportions variables, des eaux des classes I et II. Les eaux du système "CR-PN-RS" appartiennent à cette classe.

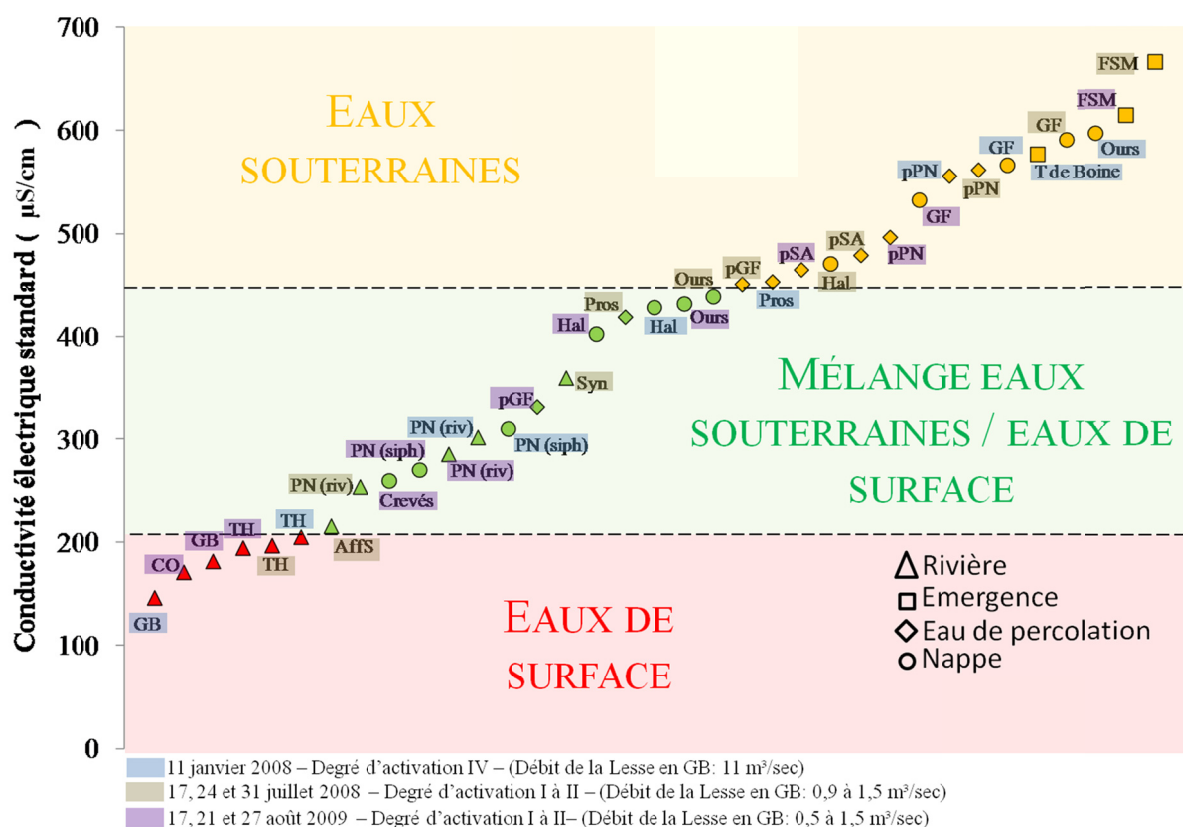


Fig.II.31 : Classification des eaux du système karstique de Han-sur Lesse sur base de leur conductivité électrique standard – GB: gouffre de Belvaux, CO: salle du Corail, TH: trou de Han, AffS: affluent du réseau Sud, PN (riv) rivière de la grotte du Père Noël, Crevés: siphon d'entrée du trou des Crevés, PN (siph): regard de nappe de la grotte du Père Noël, pGF: stalactite de la Grande Fontaine, Syn: arrivée d'eau de la salle des Synanthropes, Hal: regard de nappe du halage, Ours: puits de la fosse aux Ours, Pros: stalactite de la salle du Dôme, pSA: stalactite de la salle d'Armes, pPN: stalactite de la grotte du Père Noël, GF: regard de nappe de la Grande Fontaine, T de Boine: trou de Boine, FSM: fontaine Saint-Martin.

II.5.2.2. Evolution de la conductivité électrique selon le degré d'activation du système karstique actif

La conductivité électrique de l'eau de la Lesse à la salle d'Armes et du collecteur du réseau sud a été mesurée en continu du 26/10/2007 au 20/11/2007 (Fig.II.32).

Du 26/10/2007 au 29/10/2007, le débit de la Lesse est inférieur à 2 m^3/sec et le degré d'activation du système karstique est au niveau II.

La conductivité électrique du collecteur du réseau Sud, uniquement alimenté par les eaux du système CR-PN-RS, est de l'ordre de 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (classe II). La conductivité de la Lesse est de l'ordre de 175 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (classe I).

Le 30/10/2007, le débit de la Lesse augmente jusqu'à plus de 4 m^3/sec , le système karstique passe au degré d'activation III par activation de la galerie de l'Egout. Ce pic de crue est caractérisé par :

- une chute de la conductivité électrique du collecteur du réseau Sud ;
- une augmentation de la conductivité électrique de l'eau de la Lesse ;
- une mise à l'équilibre de la conductivité de ces deux sites sur une valeur de l'ordre de 215 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (classe II).

Tandis que les eaux du collecteur du réseau Sud sont diluées par l'apport d'eau en provenance du système de la Lesse souterraine engendrant une chute de conductivité électrique, l'augmentation du débit de la Lesse à la salle d'Armes semble être associée à une mobilisation d'eau souterraine, plus riche en éléments dissous, en proportion suffisamment importante pour en affecter la conductivité électrique.

Du 01/11/07 au 09/11/07, le retour au second degré d'activation du système se marque par un retour aux valeurs de conductivité électrique initiales.

Le 09/01/07, le système karstique repasse au degré d'activation III et ce, jusqu'à la fin de la période d'observation. La conductivité électrique en ColS et SA s'équilibre à nouveau sur une valeur de 215 $\mu\text{S}/\text{cm}$, les deux courbes évoluent ensuite parallèlement. La conductivité électrique en ColS demeure supérieure à celle en SA en raison de l'apport d'eau de classe II du système CR-PN-RS.

Malgré le maintien du degré d'activation III du système, la conductivité électrique de la Lesse redescend à des valeurs identiques aux conditions initiales (175 $\mu\text{S}/\text{cm}$) indiquant que la mobilisation des masses d'eau souterraine serait une chasse d'eau peu mobile limitée à la période d'activation du système, les caractéristiques de la rivière devenant à nouveau dominantes par la suite.

L'évolution de la température de l'eau durant cette période est caractérisée par :

En SA :

- des fluctuations selon un cycle jour/nuit.

En ColS :

- une température stable pour un degré d'activation II du système ;
- des fluctuations jour/nuit calquées sur celles de la Lesse pour un degré d'activation III.

L'ensemble de ces observations renforcent à nouveau l'hypothèse d'une interaction intime entre la rivière et la nappe d'eau souterraine.

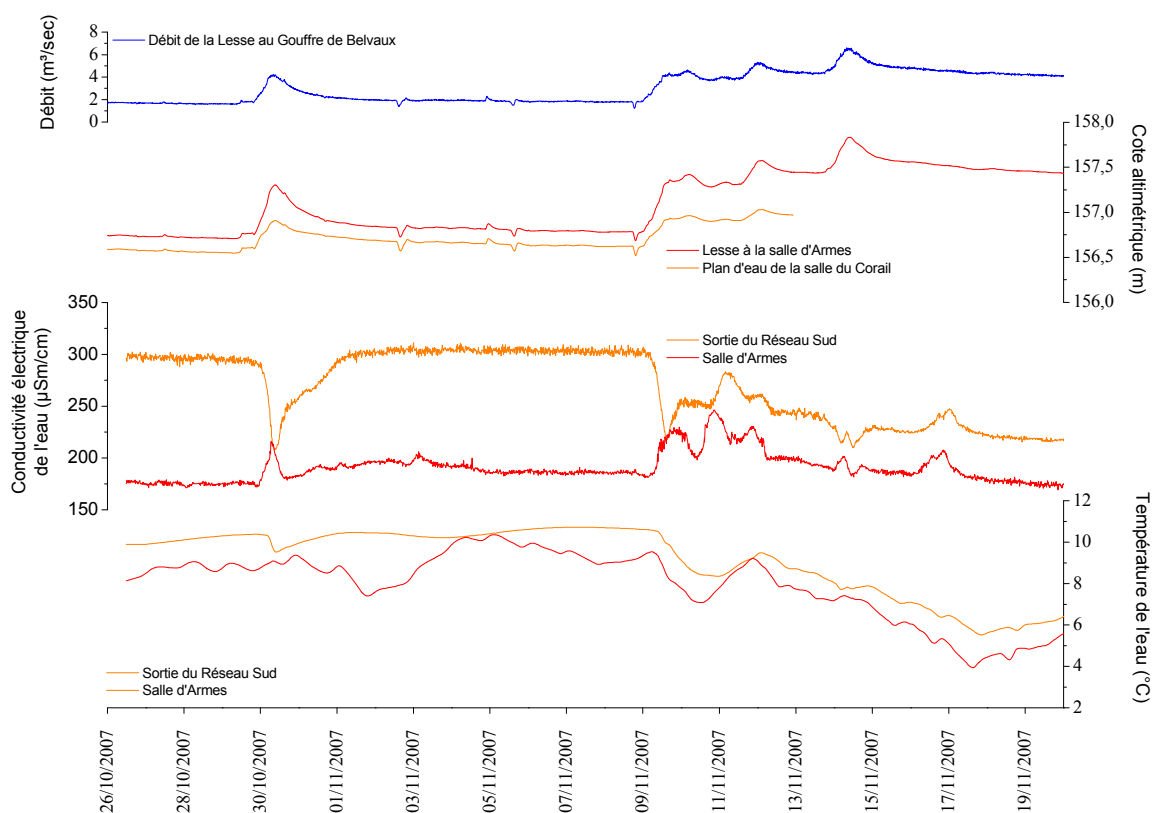


Fig.II.32 : Evolution de la limnimétrie, de la conductivité électrique standard et de la température pour les sites SA et ColS du 26/10/2007 au 19/11/2007.

II.5.3. Analyse chimique des éléments majeurs

Des analyses chimiques des éléments majeurs ont été effectuées sur dix-sept sites du système karstique de Han-sur-Lesse et ce, dans des conditions de basses et de hautes eaux (Janvier 2008 et Août 2009). Les échantillons d'eau ont été prélevés au sein de la Lesse, de regards de nappe, de puits, d'émergences mais aussi de percolation au niveau de stalactites actives

Les éléments analysés sont les suivants : Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , F^- , H_2PO_4^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , CO_2 libre, SiO_2 . Sont également mesurés : la conductivité et la résistivité électriques standards (25°C), le pH, la dureté totale, le TA et le TAC. Le pH de saturation, l'indice de Langelier, le caractère agressif ou incrustant ont été calculés. Pour une information détaillée des méthodes d'analyse chimique des éléments majeurs, se référer à Rodier, 1996. Le détail des résultats d'analyse est présenté en annexe 4.

Les résultats des analyses chimiques ont été introduits dans un diagramme de Piper, façon la plus classique de comparer les faciès hydrochimiques d'eaux d'origine variable, où ne sont considérées que les concentrations relatives (en % de meq/l) des cations et des anions supérieures à 10 %. Les deux diagrammes triangulaires permettent de visualiser les faciès anionique et cationique des échantillons d'eau. Le diagramme losangique propose un faciès global.

Tous les échantillons d'eau en provenance du système karstique de Han-sur-Lesse sont des eaux bicarbonatées calciques légèrement magnésiennes typiques des écoulements souterrains en milieu calcaire (Fig.II.33 et Fig.II.34).

Seul l'échantillon prélevé dans la Lesse au gouffre de Belvaux en période de hautes eaux présente un faciès dépourvu d'anions dominants (Fig.II.33).

Tous les échantillons se répartissent cependant linéairement entre deux pôles : un pôle très calcique (90 à 100 % Ca), représentatif des eaux d'origine souterraine telles que les eaux de percolation et un pôle peu calcique (60% Ca) représentatif des eaux d'origine superficielle telles que la Lesse au gouffre de Belvaux. Les eaux en provenance des regards de nappe, des émergences et des rivières souterraines et de la Lesse souterraine (TH et CO) constituent un mélange binaire de ces deux pôles en proportions variables.

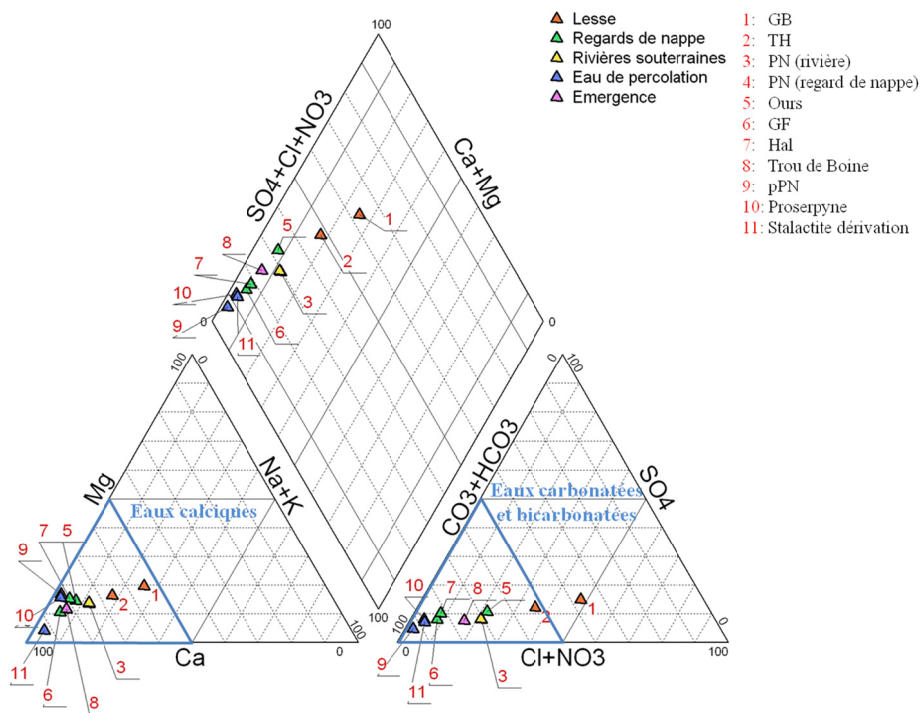


Fig.II.33 : Diagramme de Piper - Faciès hydrochimiques des eaux du système karstique de Han-sur-Lesse – Janvier 2008 – Période de hautes eaux.

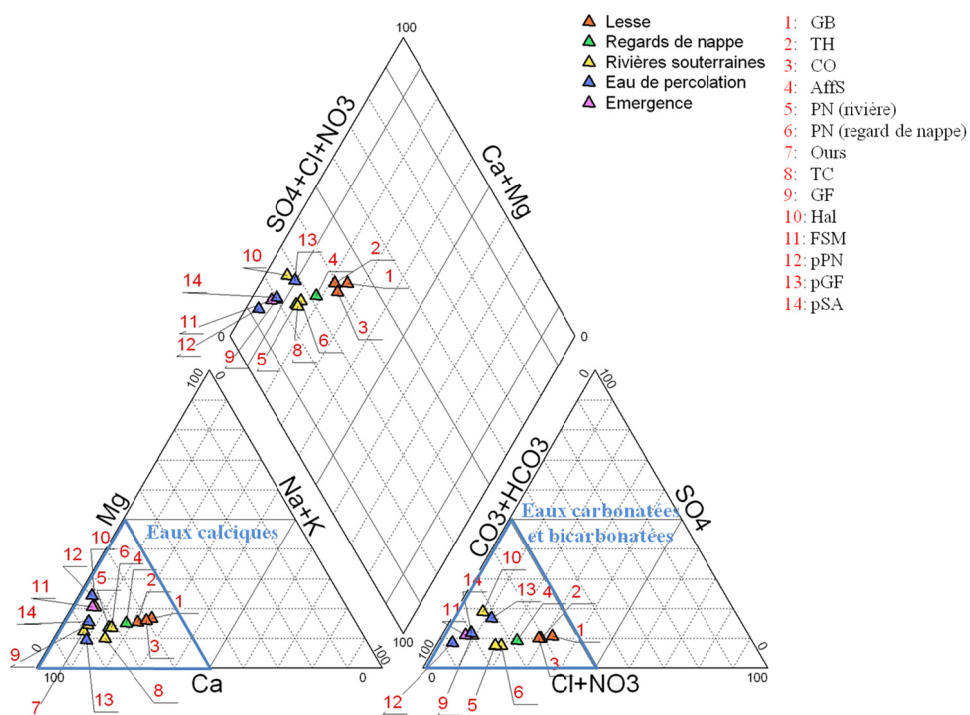


Fig.II.34 : Diagramme de Piper - Faciès hydrochimiques des eaux du système karstique de Han-sur-Lesse – Août 2009 – Période de hautes eaux.

II.5.4. Classification des systèmes karstiques actifs du massif de Boine

Sur base des résultats des analyses physico-chimiques décrits précédemment et de la classification des systèmes karstiques actifs proposée par Atkinson et al. (1973) et Gaspar (1987), deux types de systèmes peuvent être envisagés au sein du massif de Boine (Fig.II.35).

Le système de la Lesse souterraine correspondrait au système karstique de type 1 consistant en un drain unique sans interaction significative avec la nappe d'eau souterraine. Les paramètres physico-chimiques à l'exutoire du système sont très proches de ceux mesurés à la sortie du système. Pour ce type de système, les débits amont et aval sont équivalents. Cette caractéristique a été démontrée par l'analyse des hydrogrammes de la Lesse.

Le système C-PN-RS correspondrait aux systèmes karstiques actifs de type 6 ou 7. La rivière souterraine est en interaction avec un volume d'eau souterraine moins mobile correspondant soit à la traversée d'un stockage d'eau souterraine (type 6) soit à une connexion avec un sous-système karstique adjacent (type 7). Les caractéristiques physico-chimiques de l'eau à l'exutoire du système correspondent alors au mélange entre les caractéristiques des eaux de surface et celles des eaux souterraines.

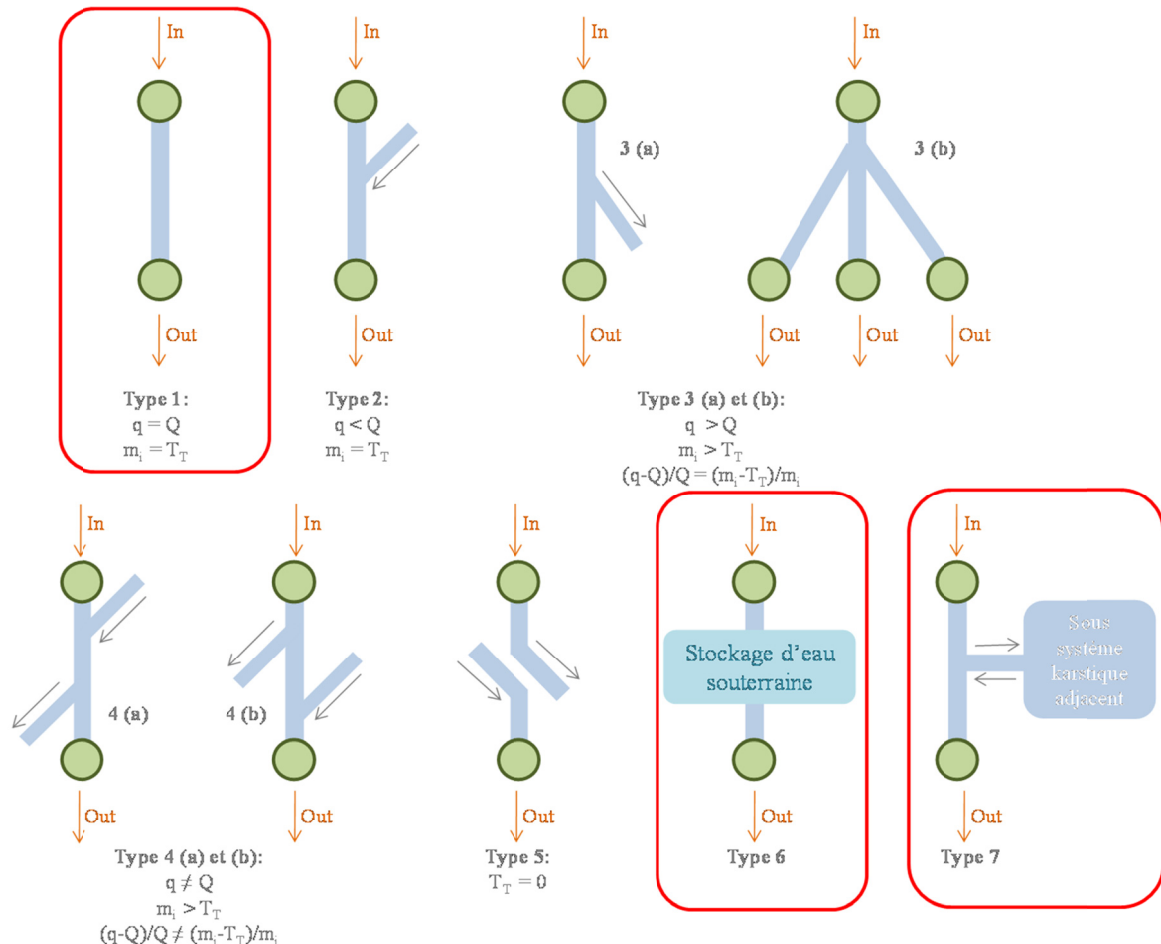


Fig.II.35 : Classification des systèmes karstiques actifs selon Atkinson et al. (1973) et Gaspar (1987b) modifié in Field (2002).

Éléments clés :

- L'analyse des caractéristiques physico-chimiques (température, conductivité électrique standard et éléments majeurs) d'échantillons d'eau prélevés au sein du système karstique de Han-sur-Lesse a permis de définir trois types d'eau :
 - Le type I regroupe les eaux de la Lesse dont les caractéristiques physico-chimiques, représentatives de son origine superficielle, sont peu modifiées de l'amont (GB) vers l'aval (PED et TH). Bien que l'interaction entre la rivière et la nappe d'eau souterraine soit importante d'un point de vue piézo-limnimétrique (cfr II.4.2.3), il semblerait que les échanges physico-chimiques entre ces deux unités soient limités. La rivière traverse le massif de Boine supportée par une nappe d'eau qui gouverne sa limnimétrie mais, les flux échangés entre les deux unités sont minimes. Les volumes d'eau souterraine drainés par la Lesse seraient, par conséquent, peu importants ;
 - Le type II regroupe les eaux souterraines à long temps de séjour de type eau de percolation récoltée au niveau de stalactites actives (pPN, pGF, pSA) et nappe d'eau souterraine (GF) ;
 - Le type III regroupe les eaux résultant du mélange entre les eaux de type I et de type II et comprend principalement les rivières du système CR-PN-RS.
- Sur base du suivi de la conductivité électrique de la Lesse à la salle d'Armes, il semblerait que l'augmentation du débit de la rivière suscite la mobilisation de volumes d'eau peu mobiles de la zone noyée de l'Au-Delà durant un temps limité. Cette chasse d'eau témoignerait de l'emprunt par la rivière de conduits initialement noyés.

II.6. ESSAIS DE TRAÇAGE

II.6.1. Introduction

Afin de mieux comprendre les flux d'eau souterrains régissant l'hydrologie des calcaires givetiens du bassin versant étudié, neuf essais de traçage ont été réalisés. Les systèmes karstiques investigués sont les suivants (Bonniver et al., 2010a) (Fig.II.36) :

- Le système " gouffre de Belvaux – trou de Han ", tracé à 5 reprises dans des conditions hydrologiques différentes (traçages 1 à 5) ;
- Le système " trou des Crevés – grotte du Père Noël " (traçage 6) ;
- Le système " grotte du Père Noël – réseau Sud " (traçage 7) ;
- Le système "Laide-Fosse – résurgence du Rond Tienne " (Bonniver et al., 2010b)(traçage 8) ;
- Le système du ry de Boyes (traçage 9).

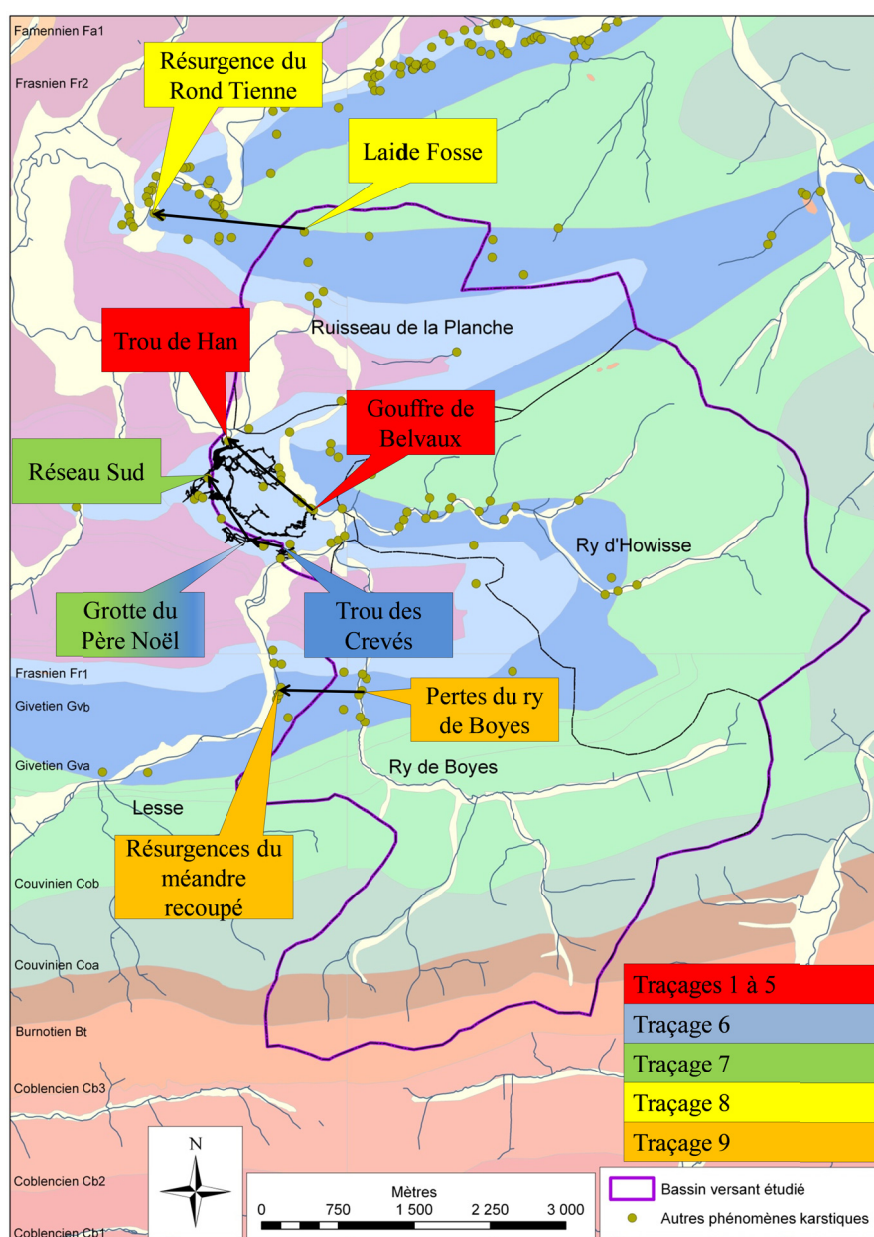


Fig.II.36 : Localisation des systèmes karstiques ayant fait l'objet d'essais de traçage.

L'objectif des essais de traçage n°1 à 7 est non seulement de préciser les connexions hydrologiques au sein du système karstique actif de Han-sur-Lesse mais également de caractériser et de quantifier les paramètres d'écoulement et de transport définissant ces milieux. Les résultats de ces sept essais de traçage ont fait l'objet d'une modélisation à l'aide du logiciel Qtracer2 (Field, 2002) afin d'obtenir une première estimation de ces paramètres.

Les systèmes karstiques investigués lors des essais de traçage 8 et 9 sont de type "perte-résurgence" et n'appartiennent pas au réseau de Han-sur-Lesse proprement dit. Les points de pertes sont localisés au sein du bassin versant étudié, tandis que les sites de résurgence, présumée dans le cas du traçage n° 8 et avérée (Timperman, 1978) dans le cas de traçage n°9, sont localisés hors de ce bassin versant (Fig.II.36). L'objectif principal de ces traçages est de définir ces connexions hydrologiques de manière à préciser l'extension du bassin hydrogéologique à considérer lors des calculs de bilan hydrogéologique (cfr section II.7 : Bilans hydrogéologiques).

II.6.2. Principe de base et informations apportées par l'essai de traçage

L'essai de traçage consiste en l'observation, en un site d'échantillonnage donné, de la restitution d'un traceur injecté en amont du système karstique étudié. L'évolution des concentrations en traceur, généralement exprimées en ppb en fonction du temps (Schudel et al., 2002), constitue la courbe de restitution. De manière à comparer plus aisément des essais de traçage réalisés aux mêmes endroits avec différents traceurs et dans des contextes variables, il est fréquent de normer la courbe de restitution par rapport à la masse de traceur injectée (Berhens et al., 1992 ; Maloszewski et Zuber 1990 in Meus, 1993).

L'interprétation des essais de traçage est basée sur l'hypothèse suivante : le traceur possède un comportement idéal ; ce qui sous-entend qu'il reflète le déplacement de l'eau souterraine. Il n'est pas soumis à des processus de sorption ou de filtration et aucune réaction n'engendre sa dégradation. Il est également supposé que l'entièreté de la masse de traceur est transportée par le courant d'eau souterrain et que la courbe de restitution du traceur a été complètement enregistrée au(x) site(s) d'échantillonnage (Schudel et al., 2002).

L'analyse des courbes de restitution permet de déterminer les caractéristiques des temps de transit du nuage de traceur au sein du milieu souterrain investigué (Lepiller et Mondain, 1986 ; Meus, 1993 ; Schudel, 2002). On distingue (Fig.II.37 et Fig.II.38) :

- Le temps de première arrivée (TPA) ;
- Le temps modal (TMod) ;
- Le temps moyen de séjour (TMoyen).

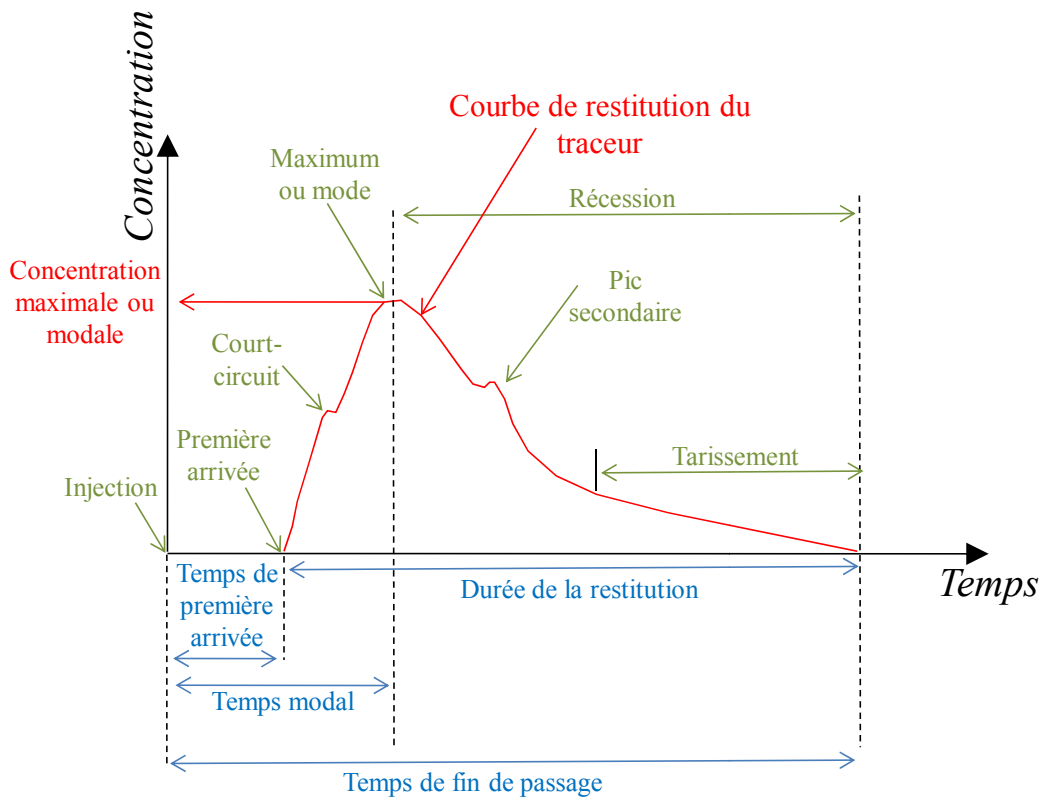


Fig.II.37 : Courbe de restitution type d'un essai de traçage (Meus, 1993)

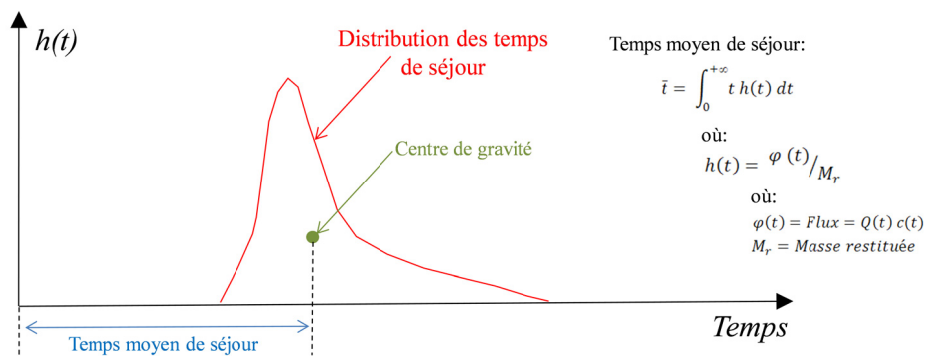


Fig.II.38 : Définition du temps moyen de séjour à partir de la distribution des temps de séjour (Meus, 1993).

Le **temps de première arrivée** (T_{PA}) correspond à la première arrivée de traceur au site d'échantillonnage. Le **temps modal** (T_{Mod}) est le moment où le pic de concentration est enregistré. Le **temps moyen de séjour** (T_{Moyen} ou \bar{t}) correspond au moment du passage du centre de gravité du nuage de traceur. Il s'exprime selon la relation :

$$\bar{t} = \int_0^{+\infty} t h(t) dt$$

Où : $h(t) = \varphi(t) / M_r$

Où : $\varphi(t) = \text{Flux} = Q(t) c(t)$

$M_r = \text{Masse restituée}$

Ce dernier ne dépend que du transport convectif du traceur et ne peut être influencé par les phénomènes de dispersion ou de retard liés aux interactions avec le milieu (Lepiller et Mondain, 1986).

La distance (L), réelle ou apparente, entre le point d'injection du traceur et le site d'échantillonnage étant connue, il est possible de calculer respectivement les vitesses suivantes :

- Vitesse maximale ($V_{\max} = L / T_{PA}$)
- Vitesse modale ($V_{\text{mod}} = L / T_{\text{Mod}}$)
- Vitesse apparente de transit ($V_{\text{app}} = L / T_{\text{Moyen}}$)

Lorsque le transport du traceur est purement convectif, la vitesse modale se rapproche de la vitesse apparente de transit. La vitesse apparente de transit peut être assimilée à la vitesse d'écoulement effective (Meus, 1993). Dans le cas du karst, le processus de transport dominant étant généralement la convection, le temps modal fournit donc une bonne approximation du temps moyen de séjour du fluide dans le système (Meus, 1993).

La courbe de restitution du traceur peut également être caractérisée par (Fig.II.37) :

- La durée de la restitution (T_r) ;
- La concentration maximale (C_{\max}) ;
- Le taux de restitution du traceur (TR).

T_r correspond à la période écoulée entre le temps de première arrivée du traceur au site d'échantillonnage et la fin de la restitution. Cette dernière étant très difficile à déterminer, la quantification du paramètre T_r est très subjective. Notons que la durée de restitution prise en compte dépend également de la limite de détection des analyses ainsi que des variations éventuelles du bruit de fond (Meus, 1993) ; C_{\max} est la concentration en traceur au pic de restitution et TR, exprimé en %, est le rapport entre la masse de traceur injectée et la masse de traceur restituée au site d'échantillonnage.

Les paramètres des courbes de restitution décrits ci-dessus sont ceux utilisés dans ce travail pour l'interprétation des résultats d'essais de traçage. Ils permettent de caractériser les résultats de traçage préalablement à toute évaluation des paramètres hydrodispersifs. D'autres paramètres peuvent être déterminés comme le temps harmonique et la vitesse moyenne de transit (qui tiennent compte de tous les phénomènes susceptibles d'affecter le transport du traceur, y compris l'adsorption, les échanges avec l'eau immobile et les dégradations (Lepillier et Mondain, 1986)), les paramètres statistiques caractérisant l'étalement de la courbe (variance, écart-type et coefficient de variation), sa dyssymétrie et son aplatissement (coefficients de Pearson et de Fisher) ou encore la réponse impulsionnelle par déconvolution. Pour de plus amples informations concernant les paramètres des courbes de restitution de traceur, se référer à la bibliographie suivante : Jamier, 1976 ; Lepiller et Mondain 1986 ; Maloszewski et Zuber, 1990 ; Meus, 1993.

II.6.3. Quantification des paramètres de la courbe de restitution à l'aide du logiciel Qtracer2

Les paramètres des courbes de restitution définis ci-dessus ont été quantifiés à l'aide du logiciel Qtracer2 (Field, 2002). Qtracer2 permet également l'estimation de paramètres d'écoulement tels que le nombre de Reynolds et de paramètres de transport tels que le coefficient de dispersion longitudinale et le nombre de Peclet.

II.6.3.1. Description du logiciel Qtracer2 (Field, 2002)

Le logiciel Qtracer2 (Field, 2002), mise à jour du logiciel Qtracer (Field, 1999) a été conçu par le NCEA (National Center for Environmental Assessment) afin de proposer une méthode d'interprétation facile et rapide des résultats d'essais de traçage réalisés dans les systèmes hydrologiques suivants :

- les écoulements superficiels (du tout petit ruisseau à la large rivière) ;
- les aquifères poreux ;
- les aquifères de fissures ;
- les conduits souterrains noyés (galeries de mine, conduits karstiques, etc.).

Cet outil de modélisation peut être appliqué à tout type de traceur pourvu qu'il soit conservatif. Le mélange latéral et vertical du traceur est supposé idéal.

Dans le cas d'un milieu de type conduit, le modèle repose sur l'équation générale d'advection-dispersion décrivant le transport de traceur le long d'un conduit (Field, 2002) :

$$R_f \frac{\partial c}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - v_L \frac{\partial c}{\partial x} - \mu C \quad (1)$$

Où :

- C : Concentration ;
- T : Temps ;
- x : Distance ;
- D_L : Coefficient de dispersion longitudinale ;
- v_L : Vitesse effective ;
- μ : Coefficient de dégradation ;
- R_f : Coefficient de retardement.

La longueur du conduit étant considérée comme nettement supérieure à ses autres dimensions, le coefficient de dispersion (D) et la vitesse effective (\vec{v}) sont réduits à leur composante longitudinale (D_L et v_L).

Dans le cas d'un essai de traçage idéal :

- une masse de traceur M est injectée en $t = 0$ et $x = 0$ et son mélange latéral au sein de la section A est homogène. Les conditions initiales sont données par la relation (Morales et al., 2010) :

$$C(x, 0) = \left(\frac{M}{A}\right) \delta(x) \quad (2)$$

où δ est une fonction de Dirac.

- la concentration en traceur dans la zone d'emmagasinement (C_s) est initialement nulle :

$$C_s(x, 0) = 0 \quad (3)$$

- le traceur ne peut rester indéfiniment dans le conduit d'écoulement :

$$C(\pm\infty, t) = 0 \quad (4)$$

La solution analytique classique de l'équation générale d'advection-dispersion (Kreft and Zuber, 1978 ; Huber, 1993) permettant de considérer les processus d'advection et de dispersion dans un écoulement unidimensionnel uniforme ($R_f = 1$, $\mu = 0 \text{ h}^{-1}$) est :

$$C_{(t,x)} = \frac{M/A}{2\sqrt{\pi D_L t}} \exp\left[-\frac{(x-v_L t)^2}{4D_L t}\right] \quad (5)$$

Le logiciel est simple d'utilisation. Des informations telles que la masse de traceur injectée, la distance séparant le point d'injection du ou des sites d'échantillonnage, le débit au site d'échantillonnage, les données temps-concentration de la courbe de restitution et le type de milieu tracé sont insérées dans un fichier texte. Le logiciel Qtracer2 agit ensuite comme une boîte noire calculant une série de paramètres d'écoulement et de transport comme les volumes et sections d'écoulement, la dispersion longitudinale, les temps de transfert, etc (Fig.II.39).

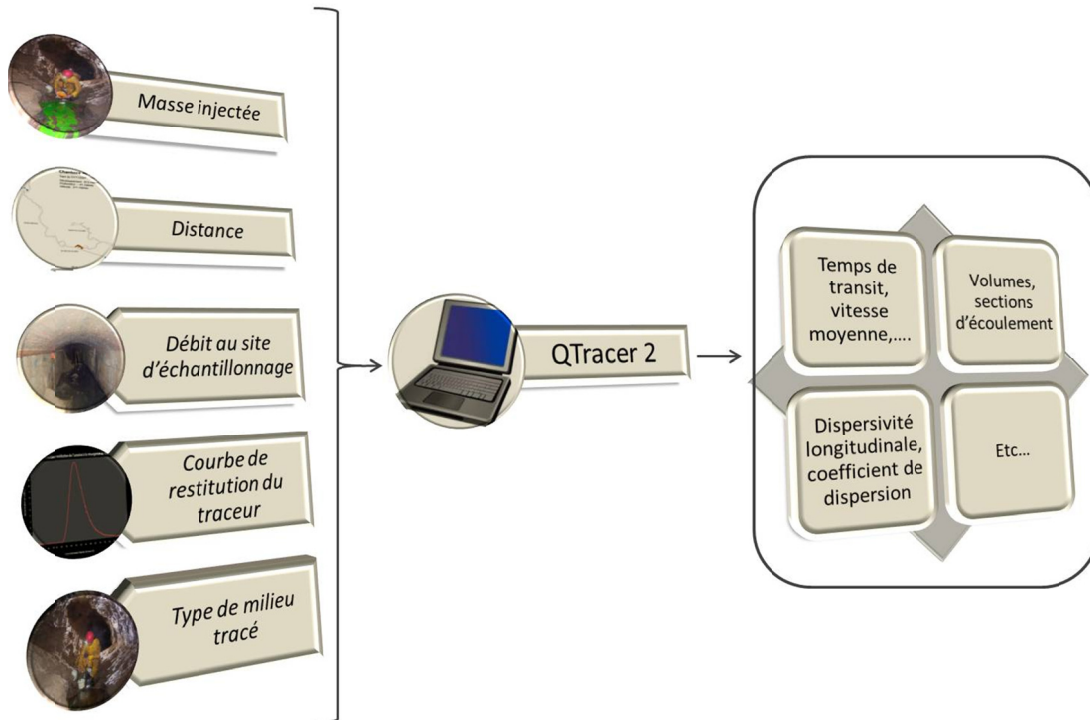


Fig.II.39 : Schématisation du fonctionnement type " boîte noire " du logiciel Qtracer2

II.6.3.2. Quantification des paramètres de la courbe de restitution.

L'estimation des paramètres hydrauliques est effectuée par la méthode des moments consistant à déterminer la surface sous la courbe de restitution du traceur (Field, 2002) :

- le moment zéro est utilisé pour estimer le taux de restitution du traceur ;
- le premier moment pour estimer le temps de résidence moyen et la vitesse moyenne d'écoulement ;
- le second moment pour estimer la dispersion longitudinale. Il est cependant possible que le second moment ne fournisse pas d'estimation fiable de la dispersion (Field and Pinsky, 2000).

Ne sont décrits dans ce chapitre que les paramètres jugés utiles dans la présente étude. Les équations citées ci-dessous sont soit des équations générales, soit des équations applicables aux milieux et conditions décrits dans cette étude, à savoir un milieu de type rivière ou de type conduit karstique avec des injections de traceur instantanées. En d'autres termes, les équations relatives aux écoulements en milieux poreux et fissurés et aux injections de traceur continues ne sont pas retranscrites dans ce travail. Pour plus d'informations concernant l'outil Qtracer2, se référer à l'ouvrage de Field (2002). Les notations intervenant dans l'ensemble des équations et leurs unités respectives sont rassemblées dans le tableau Tabl. II.6.

Notation		Unité
A	Section d'écoulement	L ²
A _I	Indice de précision	adimensionnel
C	Concentration en traceur	M L ⁻³
D _C	Diamètre du conduit karstique	L
D _H	Profondeur hydraulique du conduit karstique	L
D _L	Coefficient de dispersion	L ² T ⁻¹
g	accélération de la pesanteur	L T ⁻²
M	Masse de traceur injectée	M
M ₀	Masse de traceur restituée en un site d'échantillonnage	M
M _{in}	Masse de traceur injectée	M
M _T	Masse totale de traceur restituée pour tous les sites d'échantillonnage	M
Q	Débit	L ³ T ⁻¹
S _d	Facteur de sinuosité	adimensionnel
t	Temps d'échantillonnage	T
\bar{t}	Temps de résidence moyen	T
t ₂	Temps d'une injection instantanée de traceur	T
\bar{v}	Vitesse moyenne	L T ⁻¹
x _s	Distance entre le site d'injection et le site d'échantillonnage	L
σ _t	Déviatoin standard pour le temps de résidence moyen	T

Tabl. II.6 : Notations et unités (L : unité de longueur, M : unité de masse, T : Unité de temps).

II.6.3.2.1 Masse de traceur restituée (Total tracer recovery)

L'estimation de la masse de traceur restituée en un site d'échantillonnage est donnée par l'équation (6) (modification de Gaspar, 1987 b, p.72 par Field, 2002).

$$M_0 = \int_0^{\infty} C(t) Q(t) dt \quad (6)$$

La masse totale de traceur pour tous les sites d'échantillonnages est estimée par l'équation (7) (Gaspar, 1987b, p.63).

$$M_T = \sum_{i=1}^n M_{0i} \quad (7)$$

II.6.3.2.2 Taux de restitution (Quality of tracer mass recovery)

Le taux de restitution de traceur est évalué à l'aide d'un indice de précision (8) (accuracy index) (Sukhodolov et al., 1997).

$$A_I = \frac{M_{In} - M_T}{M_{In}} \quad (8)$$

Si $A_I = 0$: essai de traçage parfait où la totalité du traceur injecté a été restituée au site d'échantillonnage.

Si $A_I > 0$: la quantité de traceur injectée est supérieure à la quantité restituée.

Si $A_I < 0$: la quantité de traceur restituée est supérieure à la quantité de traceur injectée.

II.6.3.2.3 Le temps moyen de séjour (Mean residence time)

Le temps de résidence moyen est la durée nécessaire pour que le centre de gravité du nuage de traceur traverse l'entièreté du système représentant ainsi le temps de renouvellement du système.

Pour une durée d'injection inférieure au temps de résidence moyen, ce dernier est estimé par l'équation (9) (modification de Gaspar, 1987 a, p.93 par Field, 2002).

$$\bar{t} = \frac{\int_0^{\infty} t C(t) Q(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) Q(t) dt} \quad (9)$$

II.6.3.2.4 La vitesse apparente de transit (Mean tracer velocity)

La vitesse apparente de transit est la vitesse de déplacement du centre de gravité du nuage de traceur. Pour une injection ponctuelle dans le temps, la vitesse moyenne est donnée par l'équation (10) (modification de Gaspar, 1987 b, p.66 par Field, 2002).

$$\bar{v} = \frac{\int_0^{\infty} \frac{x_s}{t} C(t) Q(t) dt}{\int_0^{\infty} C(t) Q(t) dt} \quad (10)$$

La distance x parcourue par le traceur est souvent mesurée en ligne droite entre le point d'injection et le site d'échantillonnage. Cette hypothèse étant peu réaliste dans un milieu de type conduit karstique, il est possible de corriger cette distance par un facteur de sinuosité (11) (Field et Nash, 1997 ; Worthington, 1991).

$$x_s = S_d x \quad (11)$$

Où : $1 \leq S_d \leq 3$.

S_d possède généralement une valeur comprise entre 1,3 et 1,5 pour la plupart des milieux de type " conduits karstiques " (Field, 2002).

II.6.3.2.5 La dispersion longitudinale (Longitudinal dispersion) et la dispersivité longitudinale (Longitudinal dispersivity)

Le coefficient de dispersion longitudinale quantifie le taux d'étalement longitudinal d'un nuage de traceur le long de son parcours (Mull et al., 1988). De nombreuses études ont été menées au sujet de la dispersion longitudinale (Chatwin, 1971 ; Sullivan, 1971 ; Day, 1975 ; Nordin et Troutman, 1980 ; Jobson, 1987 ; Reichert et Wanner, 1991), principalement pour les écoulements en conduits ouverts. La dispersion longitudinale et le mélange latéral d'un nuage de traceur en fonction de la distance parcourue dans un écoulement de type rivière ou conduit karstique est représentée à la figure Fig.II.40.

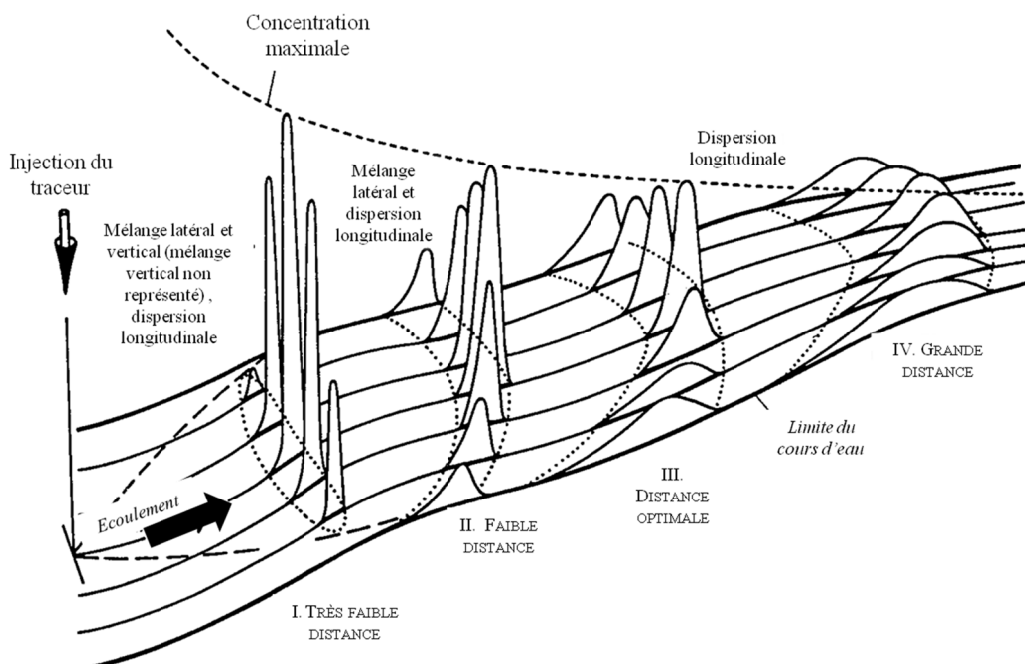


Fig.II.40 : Mélange latéral et dispersion longitudinale – Distribution des concentrations de traceur en fonction de la distance parcourue pour une injection de traceur unique et centrale (Kilpatrick et Wilson, 1989).

Selon Kilpatrick et Wilson (1989), un traceur soluble, non réactif (comme certains traceurs fluorescents) injecté en rivière se comporte de la même manière que les particules d'eau environnantes.

La dispersion et le mélange du traceur s'effectue selon trois dimensions. Le mélange vertical s'effectue normalement avant le mélange latéral, selon les conditions d'écoulement et les variations de vitesse. La dispersion longitudinale n'a pas de limite, elle continue indéfiniment et est la composante de dispersion de traceur d'intérêt principal (Kilpatrick et Wilson, 1989).

La dispersion longitudinale est couramment estimée par la méthode des moments (Maloszewski et Zuber, 1992). Pour une injection instantanée, la dispersion longitudinale est donnée par l'équation (12) (Wolff et al., 1979).

$$D_L = \left(\sigma_t^2 - \frac{t_2}{12} \right) \frac{v^3}{2x_s} \quad (12)$$

Cette équation suppose que la loi de Fick est toujours applicable. En réalité, les zones d'eau immobiles sont fréquentes et causent de nombreux effets de retard créant une longue queue aux courbes de restitution. La dispersion longitudinale ne présente alors plus un comportement fickien.

Chatwin (1971) a développé une méthode pour déterminer la dispersion longitudinale en tenant compte des comportements non fickiens. L'équation proposée dans la méthode de Chatwin est la suivante (13) :

$$\sqrt{t \ln \left(\frac{A_p}{C \sqrt{t}} \right)} = \frac{x_s}{2 \sqrt{D_{x_s}}} - \frac{\bar{v} t}{2 \sqrt{D_{x_s}}} \quad (13)$$

$$\text{Où : } A_p = \frac{M}{2 A \sqrt{\pi D_{x_s}}} \quad (\text{Davis et al., 2000})$$

L'équation (12) tend à surestimer la dispersion longitudinale, tandis que l'équation (13) la sous-estime pour des systèmes présentant un comportement fickien. L'équation (13) est toujours utilisée par l'outil Qtracer pour calculer la dispersion longitudinale sauf si cette méthode semble échouer ou que la mémoire de stockage de l'ordinateur est dépassée ; dans ce cas l'équation (12) est utilisée.

En milieu poreux, il a été observé que la dispersion longitudinale était proportionnelle à la vitesse moyenne d'écoulement (Fetter, 1999):

$$D_L = a_L \cdot \bar{v}$$

Où a_L est nommé "dispersivité longitudinale" et constitue une propriété du milieu.

En milieu karstique, caractérisé par un écoulement turbulent, la dispersion (D_L) n'est pas simplement fonction de la vitesse d'écoulement (\bar{v}) car elle dépend essentiellement de la valeur locale du taux de dispersion d'énergie cinétique (ϵ) (Martin and McCutcheon, 1998 in Hauns et al., 2001). La relation entre (\bar{v}) et (ϵ) n'étant a priori pas linéaire, la relation entre D_L et \bar{v} ne l'est pas non plus. Cependant, sur base d'essais de traçage réalisés numériquement dans un "flowtube" de dix mètres de long, Hauns et al. (2001) ont pu démontrer qu'une relation linéaire entre D_L et \bar{v} pouvait être envisagée, à l'échelle du conduit et pour des vitesses comprises entre 0,01 m/sec et 1,0 m/sec, même pour des conditions d'écoulement turbulent.

Le cours d'une rivière est fréquemment affecté d'éléments dispersifs, tels que des rapides, des vasques, des tourbillons. La présence de ces hétérogénéités induit une augmentation de la dispersion et de la dispersivité avec la distance (effet d'échelle) (Hauns et al., 2001 ; Fetter, 1999).

Lorsque la distance augmente, la durée de restitution de traceur devient plus importante que le temps de résidence de ce dernier au sein des zones d'emmagasinement des éléments dispersifs. Cela diminue les effets de retard apparents liés à chaque structure dispersive mais accroît la dispersion. Ce processus est similaire à un processus de dispersion normal, mais la présence de structures dispersives répétées produit un changement de la dispersion avec la distance (Hauns et al., 2001).

II.6.3.2.6 Géométrie de la zone d'écoulement (Flow-channel geometries)

La géométrie de la zone d'écoulement est estimée sur base du débit associé au temps de résidence moyen.

Selon Atkinson et al. (1973), la restitution d'une masse de traceur en un site où le débit a été mesuré permet de quantifier approximativement le volume maximum du système d'écoulement traversé par le nuage de traceur (14).

$$V = \int_0^{\bar{t}} Q dt \quad (14)$$

Si une seule valeur de débit a été mesurée et est considérée comme un débit moyen, l'équation suivante (15) est obtenue :

$$V = \bar{Q} \bar{t} \quad (15)$$

La distance séparant le site d'injection du site d'échantillonnage étant connue (x_s), il est possible de calculer la section d'écoulement par la relation suivante (16) :

$$A = \frac{V}{x_s} \quad (16)$$

Où x_s peut être une distance sinueuse ou une ligne droite.

II.6.3.2.7 Le nombre de Peclet

Le nombre de Peclet est adimensionnel et permet de quantifier la contribution relative des phénomènes d'advection et de dispersion-diffusion dans le processus de transport de soluté (Schuesser et Silebi, 1997). Un nombre de Peclet inférieur à 0,4 indique un processus de transport contrôlé par la diffusion ; une valeur comprise entre 0,4 et 6,0 suggère que l'advection et la diffusion agissent en proportion équivalente ; un nombre de Peclet supérieur à 6,0 indique que le processus de transport est contrôlé par l'advection (Fetter, 1992). En milieu karstique, il est fréquent que le nombre de Peclet soit largement supérieur à 6,0 (Field, 2002).

Le nombre de Peclet est calculé à partir du coefficient de dispersion et de la vitesse moyenne du traceur (17) :

$$Pe = \frac{\bar{v} x_s}{D_{x_s}} \quad (17)$$

II.6.3.2.8 Le nombre de Reynolds

Le nombre de Reynolds est adimensionnel et permet de déterminer si un écoulement est laminaire ou turbulent ; il représente le rapport entre les forces d'inertie et les forces de friction. Un nombre de Reynolds inférieur à 500 signifie que l'écoulement est laminaire et que les forces de viscosité prédominent, les veines liquides sont parallèles entre elles et glissent les unes sur les autres sans échange latéral ni vertical ; une valeur supérieure à 2000 suggère un écoulement turbulent où il existe des échanges latéraux et verticaux entre les veines liquides (Bravard et Petit, 1997).

En considérant un conduit cylindrique, le nombre de Reynolds est approximé à partir de la relation suivante (18) :

$$N_R = \frac{\rho \bar{v} D_c}{\nu} \quad (18)$$

II.6.3.3. Description et résultats des essais de traçage

II.6.3.3.1 Système " gouffre de Belvaux – trou de Han "

II.6.3.3.1.1 Historique

" Nos récentes expériences (coloration du torrent par la fluorescéine) permirent de constater ce fait : c'est que les eaux, dans leur régime normal, d'août 1893, mettent 24 heures pour effectuer le trajet à ciel ouvert, entre la disparition de la Lesse, à Belvaux et son retour à la lumière à Han" (Van Den Broek et al., 1910).

Aucune autre expérience de traçage sur le système karstique actif de la Lesse souterraine à Han-sur-Lesse n'a été effectuée depuis cette expérience réalisée en 1893 par E. Van den Broek, E.-A. Martel et Ed. Rahir.

II.6.3.3.1.2 Contexte hydrologique et mise en œuvre des essais de traçage

II.6.3.3.1.2.1 Conditions de débit de la Lesse

Afin de déterminer le temps de transfert de la Lesse le long de son cours souterrain principal, cinq essais de traçage ont été réalisés dans différentes conditions de débit de la Lesse (Q_{Lesse}) :

- Traçage n°1 : $Q_{\text{Lesse}} = 0.7 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Degré d'activation I du système karstique actif) ;
- Traçage n°2 : $Q_{\text{Lesse}} = 0.9 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Degré d'activation I) ;
- Traçage n°3 : $Q_{\text{Lesse}} = 1.4 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Degré d'activation II) ;
- Traçage n°4 : $Q_{\text{Lesse}} = 4.7 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Degré d'activation III) ;
- Traçage n°5 : $Q_{\text{Lesse}} = 19.5 \text{ m}^3/\text{sec}$ (Degré d'activation IV).

Ces différentes valeurs de débit correspondent au débit moyen de la rivière enregistré au gouffre de Belvaux durant l'expérience de traçage.

Le traçage n°1 fait l'objet d'un dispositif d'échantillonnage particulier en vue de modéliser l'effet des zones noyées sur l'écoulement et le transport. Etant très proche des conditions hydrologiques du traçage n°2, cet essai n'est pas détaillé ici mais est décrit dans la troisième partie de ce travail intitulée : " Dimensionnement d'un système karstique par modélisation des résultats d'essai de traçage ".

II.6.3.3.1.2.2 Choix et injection du traceur

Les essais de traçage décrits ci-dessous ont été effectués à l'aide de traceurs artificiels de type "colorants fluorescents". Ceux-ci possèdent un seuil de détection très bas, une faible toxicité et un coût modéré (Marsaud, 1998).

Le traceur le plus communément utilisé en milieu souterrain est l'uranine ou fluorescéine ($\text{Na}_2\text{C}_{20}\text{H}_{10}\text{O}_5$ (Parriaux et al., 1988)). Il présente l'avantage d'être très soluble, peu coûteux, non toxique et présente un très faible seuil de détection ($\sim 5.10^{-3} \text{ } \mu\text{g/l}$) (Goldscheider et al., 2008). Il constitue cependant un traceur peu discret à la couleur verte vive et au seuil de visibilité élevé (10 ppb (Parriaux et al., 1988)).

Un second traceur fluorescent fréquemment utilisé est le naphthionate ($\text{NaC}_{10}\text{H}_8\text{NO}_3\text{S}.1/2\text{H}_2\text{O}$ (Parriaux et al., 1988)). Ce traceur garantit généralement un bon taux de restitution mais présente un bruit de fond fluorescent élevé dans des eaux de faible pureté (Parriaux et al., 1988). Son seuil de

détection est de l'ordre de 10^{-1} µg/l (Goldscheider et al., 2008). Emettant dans les teintes bleues, ce traceur est nettement plus discret que l'uranine.

Cette étude ayant été réalisée sur un site touristique, les expériences menées nécessitaient un certain degré de discrétion. C'est pour cette raison que le naphthionate a fréquemment été préféré à l'uranine en raison de sa plus faible limite de visibilité.

Le type de traceur utilisé pour les traçages 2 à 4 est le naphthionate. La quantité de traceur déversée dans la Lesse, quelques mètres à l'amont du gouffre de Belvaux (Fig.II.41), est de 1000 grammes pour les essais réalisés à 0,9 et 1,4 m³/sec et de 2000 grammes pour celui à 4,7 m³/sec.

Lors de l'essai de traçage en période de crue (19,5 m³/sec), le traceur utilisé est l'uranine. Elle a été déversée, à l'aide d'un tuyau lesté, dans le fond de la rivière et le plus près possible de l'entrée du gouffre de Belvaux de manière à ce que le colorant ne reste pas piégé au sein du lac résultant de la mise en charge du gouffre.

II.6.3.3.1.2.3 Dispositif d'échantillonnage

Selon le degré d'activation du système karstique et l'accessibilité du réseau, les sites de prélèvement sélectionnés sont les suivants (Fig.II.41) :

- **Traçage n°2 – Degré d'activation I** : La salle d'Armes (SA) et la salle de l'Embarquement (EMB) ont été équipées d'échantillonneurs automatiques Isco prélevant des échantillons de 200 ml d'eau selon un pas de temps de 30 minutes ;
- **Traçage n°3 – Degré d'activation II** : La salle d'Armes (SA) et la salle de l'Embarquement (EMB), la Dérivation (DER) et le collecteur du réseau Sud (ColS) ont été équipés d'échantillonneurs automatiques Isco prélevant des échantillons de 200 ml d'eau selon un pas de temps de 30 minutes. Le site d'échantillonnage de la Dérivation (DER) est localisé 75 mètres à l'aval de la salle de Draperies ;
- **Traçage n°4 – Degré d'activation III** : La salle d'Armes (SA) et la salle de l'Embarquement (EMB), la Dérivation (DER) et le collecteur du réseau Sud (ColS) et le trou de Han (TH) ont été équipés d'échantillonneurs automatiques Isco prélevant des échantillons de 200 ml d'eau selon un pas de temps de 30 minutes ;
- **Traçage n°5 – Degré d'activation IV** : Le trou de Han (TH) a été équipé d'un fluorimètre de terrain FL30 mesurant en continu la concentration en traceur selon un pas de temps de 5 minutes.

Une description plus détaillée du matériel d'échantillonnage est proposée en annexe 2.

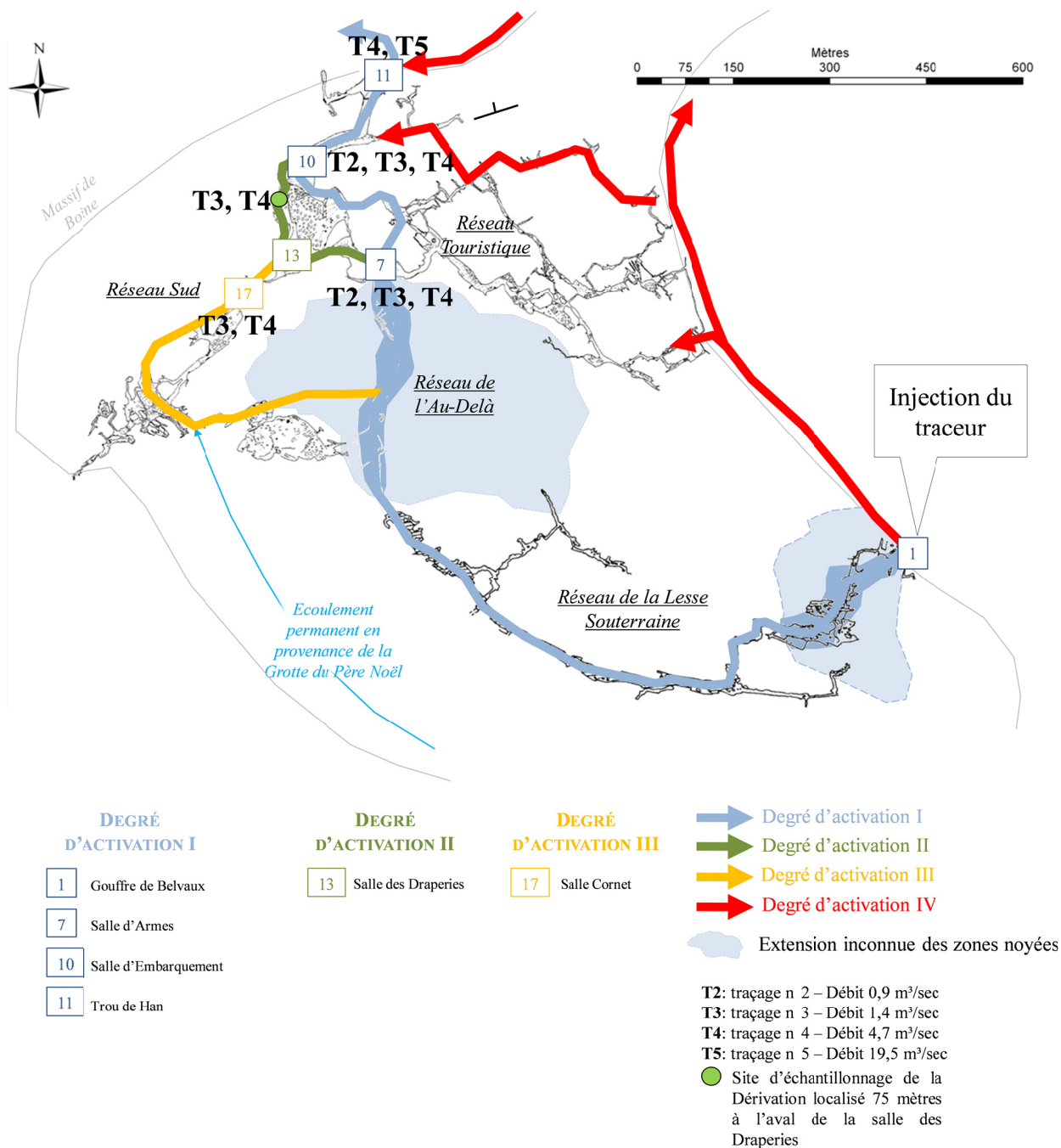


Fig.II.41 : Site d'injection et dispositif d'échantillonnage des essais de traçage 2 à 5

II.6.3.3.1.2.4 Définition du "système-traçage"

Le "système-traçage" est la partie du système karstique actif intéressé par le traçage (Mangin, 1975; Lepiller et Mondain, 1986 *in* Marsaud 1997). Ses frontières sont définies par le point d'injection et de restitution, et son espace correspond au volume d'eau affecté par le traceur.

Selon A. Mangin (1975), un système karstique fonctionnel (c'est-à-dire ou le degré d'organisation des vides et des écoulements se traduit par un drainage plus ou moins facile des réserves) est subdivisé en une zone d'infiltration (zone vadose) et une zone noyée. La notion de fonctionnalité est abordée plus en détail au chapitre IV.2 "Analogie avec les travaux de A. Mangin".

La zone d'infiltration est caractérisée par deux modalités d'infiltration en fonction des deux types de vides dans lesquels l'eau circule: une infiltration rapide et une infiltration lente ou retardée (Fig. II.42). La zone noyée est constituée de deux types de structures: un axe de drainage ou *drain* qui assure la dimension transmissive du système karstique et les *systèmes annexes au drainage* qui en assurent la dimension capacitive (Fig. II.42).

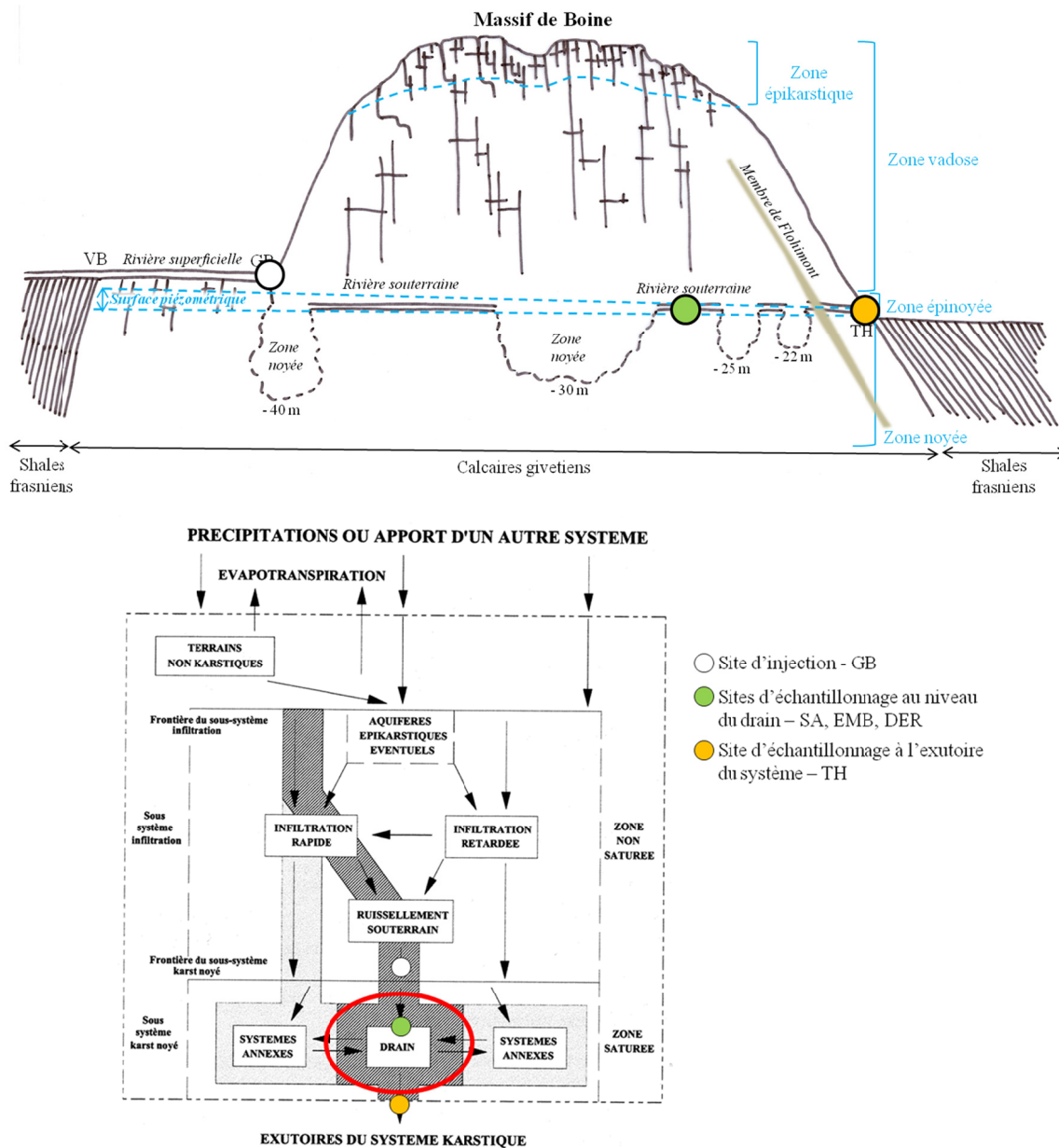


Fig. II.42 : Définition du "système - traçage" GB - TH à partir des représentations schématiques du système karstique (Mangin, 1975) et du "système - traçage" (Lepiller et Mondain, 1986).

Selon la nature des points d'injection et de restitution, le "système-traçage" correspondra à une partie plus ou moins importante du système karstique. Par exemple, pour une injection effectuée sur une perte à l'amont de la zone noyée, le traçage affectera la zone de ruissellement souterrain et la zone noyée (Fig. II.42).

En ce qui concerne les essais de traçage entre le gouffre de Belvaux (GB) et le trou de Han (TH) décrits ci-dessous, l'injection et le suivi de la restitution sont effectués directement au niveau du drain. Les résultats de l'essai de traçage seront représentatifs du comportement du drain et de la relation avec les systèmes annexes au drainage. Ils ne seront pas représentatifs du comportement des systèmes annexes au drainage.

II.6.3.3.1.3 Résultats des essais de traçage

II.6.3.3.1.3.1 Traçage n°2

Les courbes de restitution du naphthionate en SA et EMB pour des conditions de débit de la Lesse de 0,9 m³/sec au gouffre de Belvaux et un degré d'activation I du système karstique sont présentées à la figure Fig.II.43.

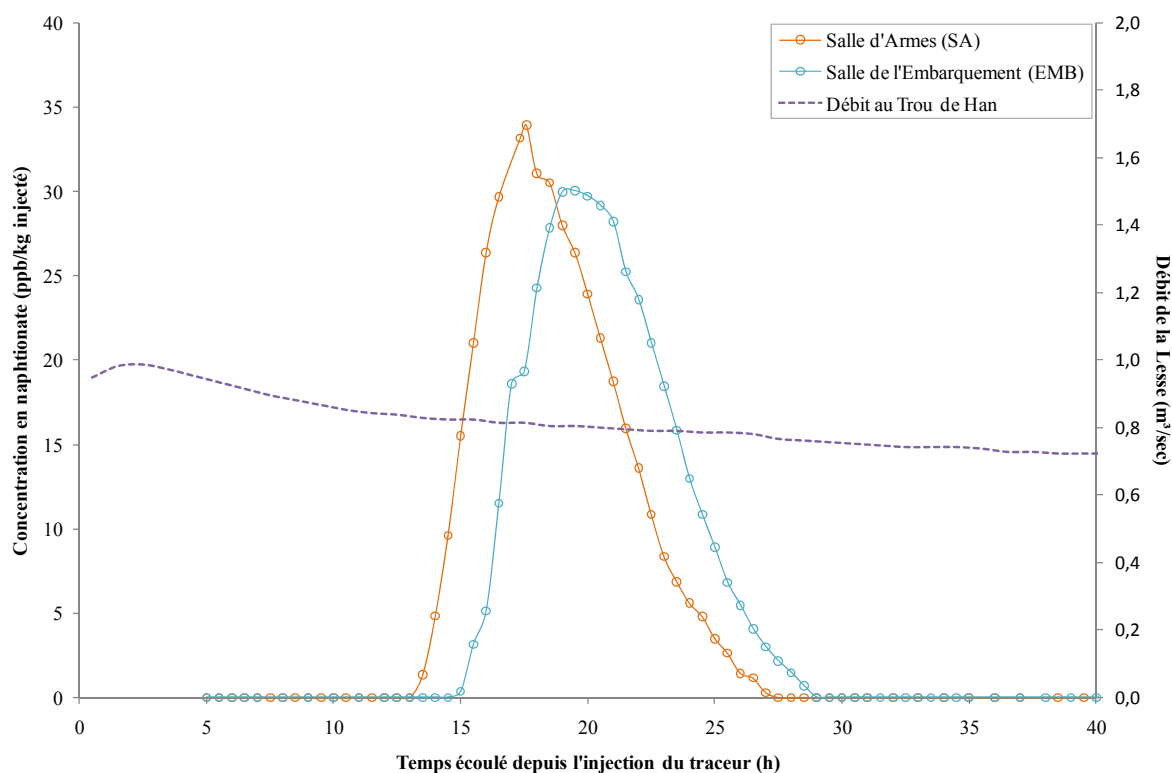


Fig.II.43 :Traçage n°2 – Degré d'activation I – Courbes de restitution du naphthionate à la salle d'Armes et à la salle d'Embarquement.

Les temps d'arrivée première sont de :

- 13,5 h à la salle d'Armes ;
- 15 h à la salle d'Embarquement.

Cela correspond à des vitesses maximales respectives de :

- 113,0 m/h ;
- 124,7 m/h.

Les temps modaux sont de :

- 17,6 h à la salle d'Armes pour des concentrations modale et normée de 34,0 ppb ;
- 19,5 h à la salle d'Embarquement pour des concentrations modale et normée de 30,0 ppb.

Les temps moyens de séjour sont de :

- 18,7 h à la salle d'Armes ;
- 20,7 h à la salle d'Embarquement.

Cela correspond à des vitesses apparentes de transit respectives de :

- 81,5 m/h ;
- 90,0 m/h.

La restitution de naphionate a duré :

- 16,5 h à la salle d'Armes ;
- 18,5 h à la salle d'Embarquement.

Les taux de restitution respectifs sont de :

- 69,5 % ;
- 67,7%.

La qualité de la restitution en ces deux sites est quantifiée par un *accuracy index* de :

- 0,3 à la salle d'Armes ;
- 0,3 à la salle d'Embarquement.

Un *accuracy index* de 0 correspond au traçage parfait.

Le volume total du système d'écoulement à l'amont du site d'échantillonnage dans ces conditions hydrologiques est estimé à :

- 60640 m³ pour la salle d'Armes ;
- 66909 m³ pour la salle d'Embarquement.

Cela correspond respectivement à des sections moyennes d'écoulement de :

- 39,7 m² ;
- 35,8 m².

Le nombre de Peclet est estimé à :

- 155,5 à la salle d'Armes ;
- 162,9 à la salle d'Embarquement.

Ces deux valeurs, largement supérieures à 6.0, indiquent que le processus de transport est dominé par le phénomène d'advection (Fetter, 1992).

Le nombre de Reynolds est de :

- $1,4 \cdot 10^5$ à la salle d'Armes ;
- $1,5 \cdot 10^5$ à la salle d'Embarquement.

Ces valeurs permettent de caractériser les processus d'écoulement comme turbulents (Bravard et Petit, 1997).

II.6.3.3.1.3.2 Traçage n°3

Les courbes de restitution du naphionate en SA, EMB et DER pour un degré d'activation II du système karstique et des conditions de débits de la Lesse de 1,4 m³/sec au gouffre de Belvaux est présentée à la figure Fig.II.44.

En raison de la diffluence de la Lesse à la salle d'Armes (Degré d'activation II), les 1,4 m³/sec mesurés au gouffre de Belvaux sont répartis en 0,9 m³/sec via la Dérivation et 0,5 m³/sec via la salle d'Embarquement.

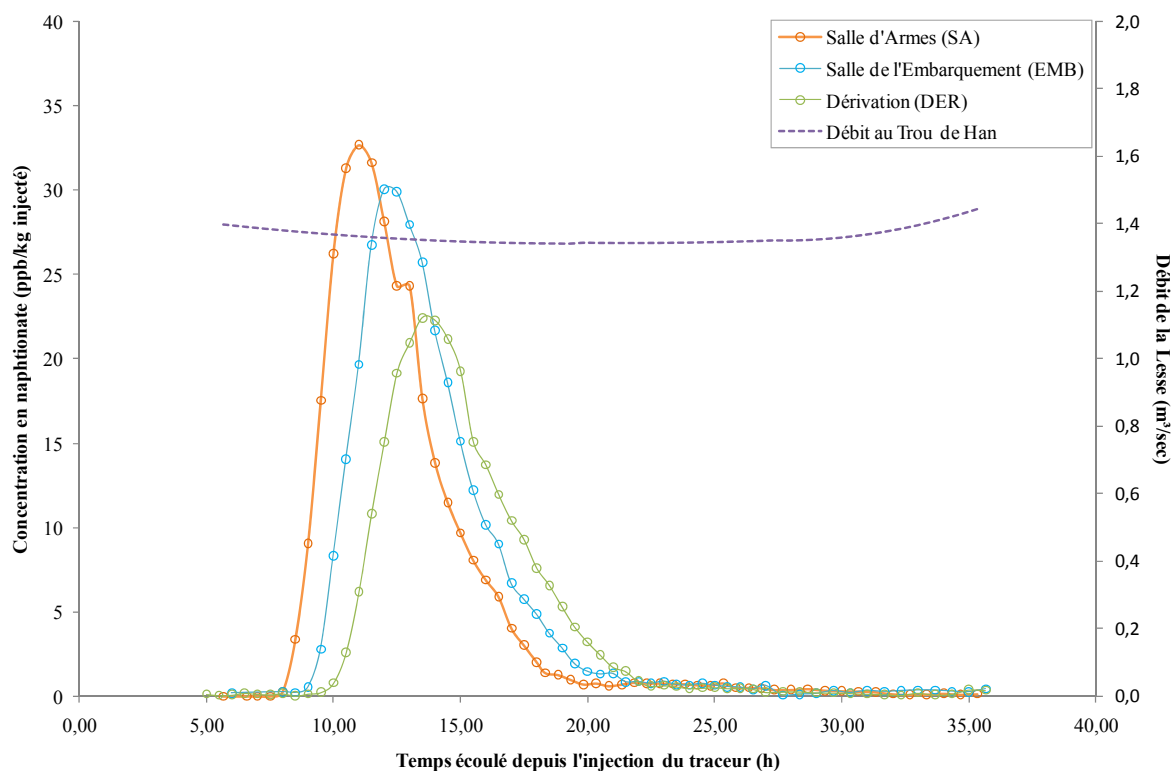


Fig.II.44 : Traçage n°3 – Degré d'activation 2 – Courbes de restitution du naphionate à la salle d'Armes, à la salle d'Embarquement et à la Dérivation.

Les temps d'arrivée première sont de :

- 8,0 h à la salle d'Armes ;
- 9,0 h à la salle d'Embarquement ;
- 9,5h à la Dérivation.

Cela correspond à des vitesses maximales respectives de :

- 190,8 m/h ;
- 207,8 m/h ;
- 195,8 m/h.

Les temps modaux sont de :

- 11,0 h à la salle d'Armes pour des concentrations modale et normée de 65,4 ppb et 32,7 ppb/kg ;
- 12,0 h à la salle d'Embarquement pour des concentrations modale et normée de 60,1 ppb et 30,0 ppb/kg ;
- 13,5 h à la Dérivation pour des concentrations modale et normée de 44,9 ppb et 22,4ppb/kg.

Les temps moyens de séjour sont de :

- 12,7 h à la salle d'Armes ;
- 14,0 h à la salle d'Embarquement ;
- 15,2 h à la Dérivation.

Cela correspond à des vitesses apparentes de transit respectives de :

- 119,5 m/h ;
- 133,6 m/h ;
- 122,8 m/h.

La restitution de naphthionate a duré :

- 24,5h à la salle d'Armes ;
- 26,0 h à la salle d'Embarquement ;
- 25,5 h à la Dérivation.

Les taux de restitution respectifs sont de :

- 82,8 % ;
- 26,0 % ;
- 44,9 %.

Le taux de restitution total pour la salle d'Embarquement et la Dérivation est de 70,9%.

La qualité de la restitution en ces trois sites est quantifiée par un *accuracy index* (AI) de :

- 0,2 à la salle d'Armes ;
- 0,7 à la salle d'Embarquement ;
- 0,6 à la Dérivation.

Un *accuracy index* de 0 correspond au traçage parfait. Les AI de la salle d'Embarquement et de la Dérivation considérés indépendamment ne sont pas représentatifs de la qualité du traçage étant donné que ces deux sites se partagent la restitution du traceur. L'AI global pour les deux sites est de 0,3.

Le volume total du système d'écoulement à l'amont du site d'échantillonnage dans ces conditions hydrologiques est estimé à :

- 64347 m³ pour la salle d'Armes ;
- 22982 m³ pour la salle d'Embarquement ;
- 51471 m³ pour la Dérivation.

Cela correspond respectivement à des sections moyennes d'écoulement de :

- 42,2 m² ;
- 12,3 m² ;
- 27,7 m².

Les volumes et sections d'écoulement estimés à partir des courbes de restitution de traceur à la salle d'Embarquement et à la Dérivation par le logiciel Qtracer sont considérés indépendamment et ne sont donc pas représentatifs du système karstique réel de la Lesse souterraine. En effet, ces deux sites sont considérés par le logiciel QTracer2 comme deux conduits indépendants caractérisés par un débit Q_{DER} et Q_{EMB} issus d'un même point d'injection GB et non comme une diffluence d'un drain principal (Fig.II.45). Le volume global du système d'écoulement à l'amont de la Dérivation et de la salle d'Embarquement équivaut à la somme des deux volumes et est estimé à 74452 m³. Une section d'écoulement globale ne peut être estimée.

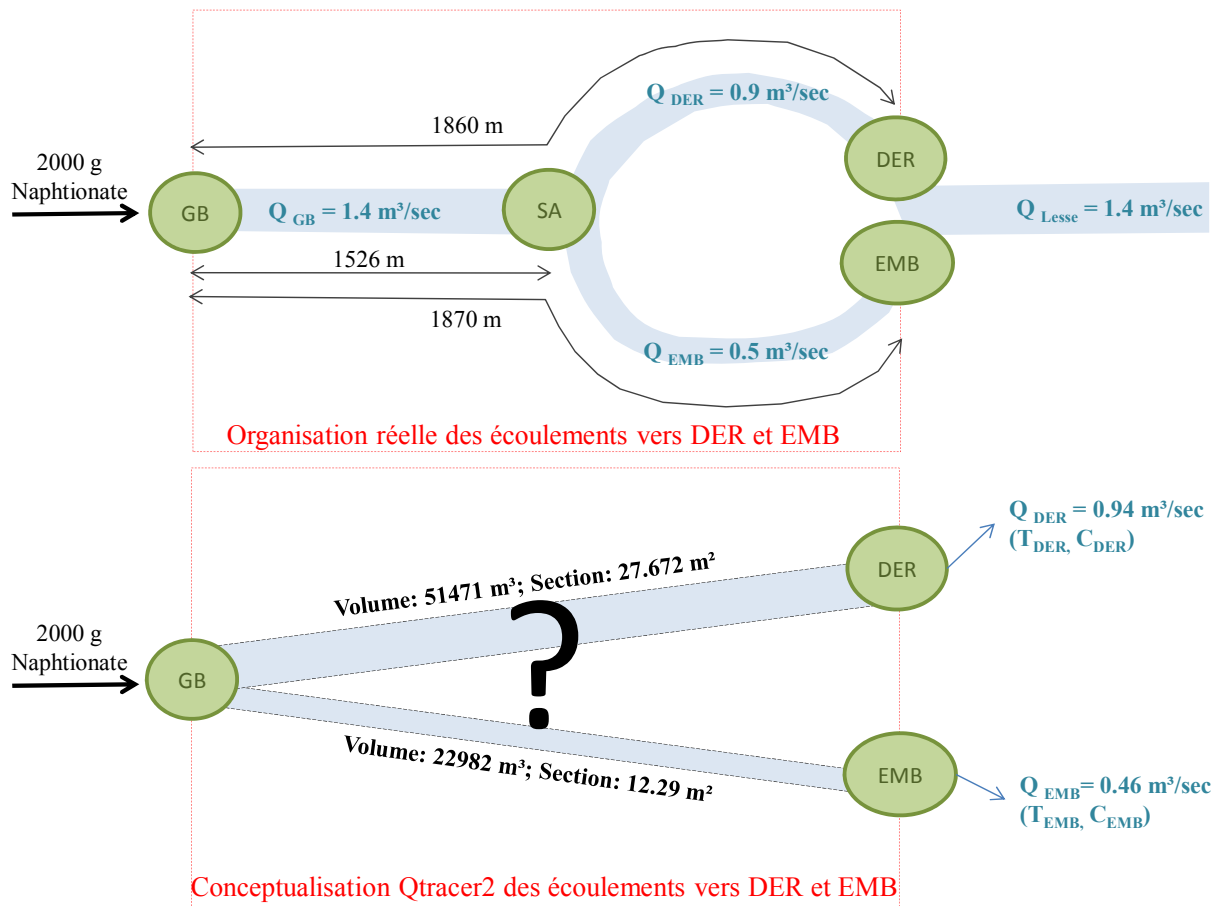


Fig.II.45 : Comparaison entre la conceptualisation $Q_{tracer2}$ de l'organisation des écoulements vers les sites Der et EMB et l'organisation réelle de ces écoulements pour un degré d'activation II du système karstique actif.

Le nombre de Peclet est estimé à :

- 112,7 à la salle d'Armes ;
- 117,5 à la salle d'Embarquement ;
- 103,5 à la Dérivation.

Ces trois valeurs, largement supérieures à 6.0, indiquent que le processus de transport est dominé par le phénomène d'advection (Fetter, 1992).

Le nombre de Reynolds est de :

- $2,1 \cdot 10^5$ à la salle d'Armes ;
- $1,3 \cdot 10^5$ à la salle d'Embarquement ;
- $1,8 \cdot 10^5$ à la Dérivation.

Ces valeurs permettent de caractériser les processus d'écoulement comme turbulents (Bravard et Petit, 1997).

II.6.3.3.1.3.3 Traçage n°4

Les courbes de restitution du naphthionate en SA, EMB, DER, TH et ColS pour un degré d'activation III du système karstique et des conditions de débit moyen de la Lesse de 4.7 m³/sec au gouffre de Belvaux sont présentées à la figure Fig.II.46.

En raison des diffluences de la Lesse via le réseau Sud et à la salle d'Armes (Degré d'activation III), le débit moyen réparti en un débit moyen de 1,88 m³/sec via la Dérivation et de 2,82 m³/sec via la salle d'Embarquement, les temps d'arrivée première sont de :

- 2,0 h à la salle d'Armes ;
- 3,0 h à la salle d'Embarquement ;
- 3,5h à la Dérivation ;
- 4,0 h au trou de Han.

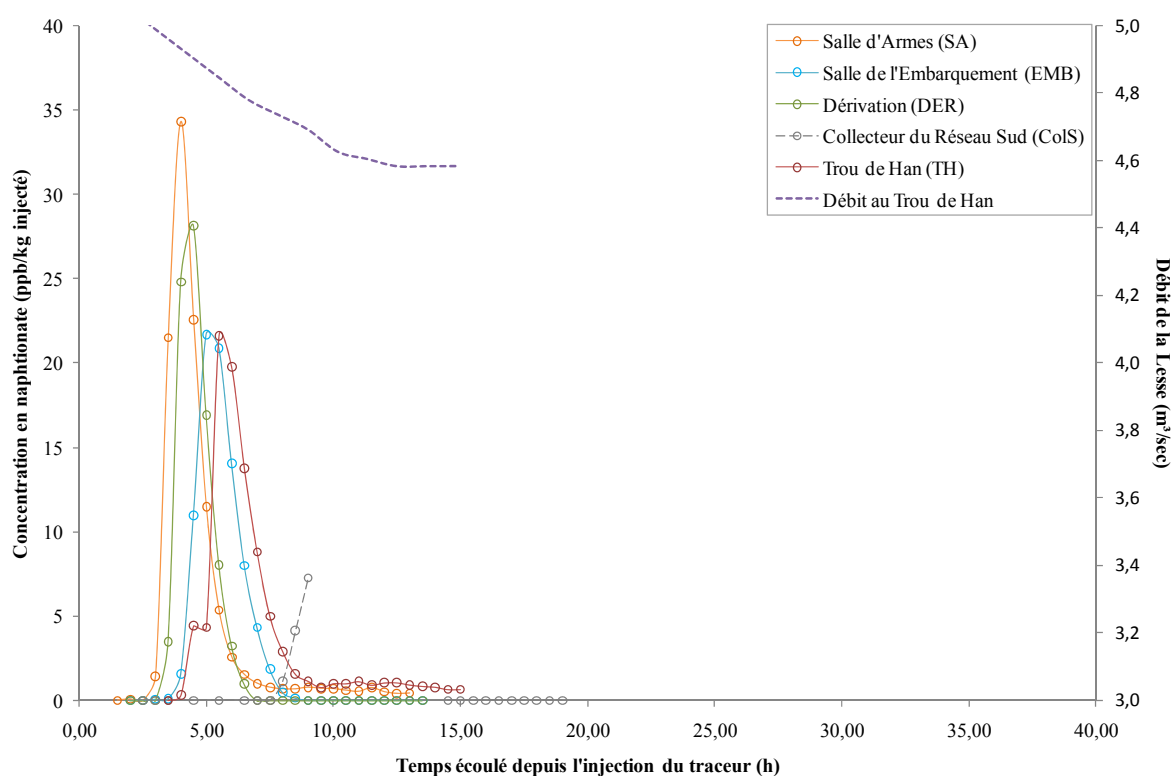


Fig.II.46 : Traçage n°4 – Degré d'activation 3 – Courbes de restitution du naphthionate à la salle d'Armes et à la salle d'Embarquement, à la Dérivation et au trou de Han.

Ces temps d'arrivée première correspondent à des vitesses maximales respectives de :

- 763,0 m/h ;
- 623,3 m/h ;
- 531,4 m/h ;
- 910,0 m/h.

Les temps modaux sont de :

- 4,0 h à la salle d'Armes pour des concentrations modale et normée de 68,6 ppb et 34,3 ppb/kg ;
- 5,0 h à la salle d'Embarquement pour des concentrations modale et normée de 48,3 ppb et 24,2 ppb/kg ;
- 4,5 h à la Dérivation pour des concentrations modale et normée de 56,3 ppb et 28,1 ppb/kg ;
- 5,5 h au trou de Han pour des concentrations modale et normée de 43,6 ppb et 21,6 ppb/kg.

Les temps moyens de séjour sont de :

- 4,6 h à la salle d'Armes ;
- 5,5 h à la salle d'Embarquement ;
- 4,6 h à la Dérivation ;
- 6,8 h au trou de Han.

Ces temps de résidence moyens correspondent à des vitesses apparentes de transit de :

- 328,6 m/h ;
- 338,8 m/h ;
- 406,0 m/h ;
- 295,5 m/h.

La restitution de naphtionate a duré :

- au moins 11 h à la salle d'Armes ;
- 4 h à la salle d'Embarquement ;
- 3 h à la Dérivation ;
- au moins 11 h au trou de Han.

Les durées de restitution de traceur à la salle d'Armes et au trou de Han sont des valeurs minimales étant donné que les concentrations mesurées en fin d'échantillonnage restent supérieures au bruit de fond. Cette particularité n'est pas observée au niveau de la Dérivation et de la salle d'Embarquement et reste inexplicée.

Les taux de restitution de naphtionate sont de :

- 95,9 % à la salle d'Armes ;
- 43,9 % à la salle d'Embarquement ;
- 30,1 % à la Dérivation ;
- 80,9 % au trou de Han.

Le taux de restitution total pour la salle d'Embarquement et la Dérivation est de 74,0 %.

La qualité de la restitution en ces quatre sites est quantifiée par un *accuracy index* (AI) de :

- 0,04 à la salle d'Armes ;
- 0,6 à la salle d'Embarquement ;
- 0,7 à la Dérivation ;
- 0,2 au trou de Han.

Un *accuracy index* de 0 correspond au traçage parfait. Les AI de la salle d'Embarquement et de la Dérivation considérés indépendamment ne sont pas représentatifs de la qualité du traçage étant donné que ces deux sites se partagent la restitution du traceur. L'AI global pour les deux sites est de 0,3.

Le volume total du système d'écoulement à l'amont du site d'échantillonnage dans ces conditions hydrologiques est estimé à :

- 84250 m³ pour la salle d'Armes ;
- 65035 m³ pour la salle d'Embarquement ;
- 41168 m³ pour la Dérivation ;
- 121280 m³ pour le trou de Han.

Ces volumes correspondent respectivement à des sections moyennes d'écoulement de :

- 55,2 m² ;
- 34,8 m² ;
- 22,1 m² ;
- 60,6 m².

Pour les mêmes raisons que celles évoquées précédemment (Fig.II.45), les volumes et sections d'écoulement estimés à partir des courbes de restitution de traceur à la salle d'Embarquement et à la Dérivation considérées indépendamment ne sont pas représentatifs du système karstique de la Lesse Souterraine. Le volume global du système d'écoulement à l'amont de la Dérivation et de la salle d'Embarquement équivaut à la somme des deux volumes et est estimé à 106200 m³. Une section d'écoulement globale ne peut être estimée.

Le nombre de Pelet est estimé à :

- 60,4 à la salle d'Armes ;
- 120,0 à la salle d'Embarquement ;
- 133,2 à la Dérivation ;
- 111,3 au trou de Han.

Ces valeurs, largement supérieures à 6.0, indiquent que le processus de transport est dominé par le phénomène d'advection (Fetter, 1992).

Le nombre de Reynolds est de :

- $6,7 \cdot 10^5$ à la salle d'Armes ;
- $5,49 \cdot 10^5$ à la salle d'Embarquement ;
- $5,3 \cdot 10^5$ à la Dérivation ;
- $6,3 \cdot 10^5$ au trou de Han.

Ces valeurs permettent de caractériser les processus d'écoulement comme turbulent (Bravard et Petit, 1997).

En ce qui concerne l'échantillonnage réalisé au niveau du collecteur principal du réseau Sud, seul le début de la restitution du naphthionate a pu être enregistré en raison d'un problème technique. Ces résultats lacunaires ont cependant permis de confirmer que le volume d'eau transitant via le réseau Sud lors de l'activation du siphon du Corail correspondait à la déviation d'un bras de Lesse souterraine. Le temps d'arrivée première est de 8 h, ce qui correspond à une vitesse maximale de 131.25 m/h. La vitesse maximale d'écoulement via le réseau Sud est entre quatre à six fois plus faible que les vitesses maximales observées au niveau du cours principal de la Lesse souterraine.

II.6.3.3.1.3.4 Traçage n°5

La courbe de restitution de l'uranine au site TH pour des conditions de débit moyen de la Lesse de 19.5 m³/sec estimé à partir de la station de jaugeage de Resteigne et un degré d'activation IV du système karstique est présentée à la figure Fig.II.47.

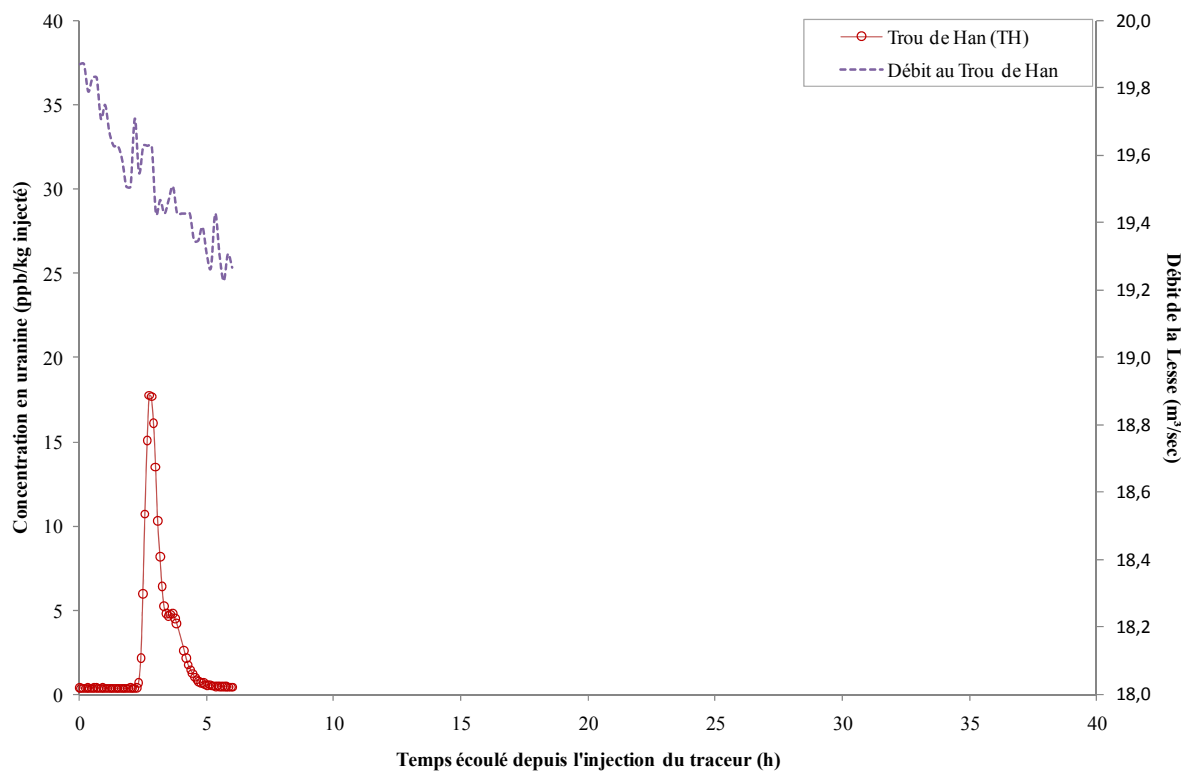


Fig.II.47 : Traçage n°5 – Degré d'activation 4 – Courbe de restitution de l'uranine au trou de Han.

Le temps d'arrivée première est de 2,2 h au trou de Han.

Cela correspond à une vitesse maximale de 910,0 m/h.

Le temps modal est de 2,8 h pour des concentrations modale et normée de 53,3 ppb et 17,8 ppb/kg.

Le temps moyen de séjour est de 3,1 h.

Cela correspond à une vitesse apparente de transit de 641,8 m/h.

La restitution d'uranine a duré 3,3 h pour un taux de restitution excessif de 114,5 %.

La valeur d'*accuracy index* (AI) négative (-0.1452) indique que la masse de traceur restituée est supérieure à la masse de traceur injectée dans le système, cela pourrait simplement être expliqué par une surestimation du débit durant la période de restitution du traceur ou à une éventuelle surestimation des concentrations liée à une turbidité excessive. Une confrontation entre les concentrations mesurées à l'aide du fluorimètre de terrain et celles obtenues par calibration en laboratoire à partir d'échantillons prélevés permettrait d'estimer les incertitudes liées à l'influence de la turbidité.

Le volume total du système d'écoulement à l'amont du site d'échantillonnage dans ces conditions hydrologiques est estimé à 220650 m³ ; ce qui correspond à une section moyenne d'écoulement de 110,2 m².

Le nombre de Peclet est estimé à 72,8. Cette valeur, largement supérieure à 6.0, indique que le processus de transport est dominé par le phénomène d'advection (Fetter, 1992).

Le nombre de Reynolds est de $1,8 \cdot 10^6$. Cette valeur permet de caractériser les processus d'écoulement comme turbulents (Bravard et Petit, 1997).

L'ensemble des résultats des essais de traçage n°2 à n°5 sont présentés dans le tableau Tabl. II.7.

Période	SI	Traceur	Quantité (kg)	Q moyen (m³/sec)	SE	x (m)	T _{PA} (h)	V _{max} (m/h)	T _{mod} (h)	C _{max} (ppb)	C _{max} (ppb/kg inj.)	T _{Moyen} (h)	V _{app} (m/h)	α _L (m)	D _L (m²/sec)	T _r (h)	TR (%)	AI	V (m³)	A (m²)	Pe	N _r
sept-05	Gouffre de Belvaux	Naphionate	1	0,9	SA	1526	13,5	113,0	17,6	34,0	34,0	18,7	81,5	9,8	0,2	16,5	69,5	0,3	60640,0	39,7	155,5	1,4E+05
					EMB	1870	15,0	124,7	19,5	30,0	30,0	20,7	90,6	11,5	0,3	18,5	67,7	0,3	66909,0	35,8	162,9	1,5E+05
juil-05			2	1,4	SA	1526	8,0	190,8	11,0	65,4	32,7	12,7	119,5	13,5	0,4	24,5	82,8	0,2	64347,0	42,2	112,7	2,1E+05
					EMB	1870	9,0	207,8	12,0	60,1	30,0	14,0	133,6	15,9	0,6	26,0	26,0	0,7	22982,0	12,3	117,5	1,3E+05
					DER	1860	9,5	195,8	13,5	44,9	22,4	15,1	122,8	18,0	0,6	25,5	44,9	0,6	51471,0	27,7	103,5	1,8E+05
mai-06			2	4,7	SA	1526	2,0	763,0	4,0	68,6	34,3	4,6	328,6	25,3	2,3	11,0	95,9	0,0	84250,0	55,2	60,4	6,7E+05
	EMB	1870			3,0	623,3	5,0	48,3	24,2	5,5	338,8	15,6	1,5	4,0	43,9	0,6	65035,0	34,8	120,0	5,5E+05		
	DER	1860			3,5	531,4	4,5	56,3	28,1	4,6	406,0	14,0	1,6	3,0	30,1	0,7	41168,0	22,1	133,2	5,3E+05		
	ColS	1050			8,0	131,3	/	/	/	/	/	/	/	/	6,0	/	/	/	/	/	/	
	TH	2002			4,0	500,5	5,5	43,3	21,6	6,8	295,5	18,0	1,5	11,0	80,9	0,2	121280,0	60,6	111,3	6,3E+05		
janv-08	Uranine	3	19,5	TH	2002	2,2	910,0	2,8	53,3	17,8	3,1	641,8	27,5	4,9	3,3	114,5	-0,1	220650,0	110,2	72,8	1,9E+06	

Tabl. II.7 : Résultats des essais de traçage n°2 à n°5. Paramètres d'écoulement et de transport calculés à l'aide du logiciel Qtracer2 (Field, 2002) – SI : site d'injection, Q moyen : débit moyen de la Lesse en GB, SE : site d'échantillonnage, x : distance, T_{PA} : temps de première arrivée, V_{max} : vitesse maximale, T_{mod} : temps modal, C_{max} : concentration maximale, T_{Moyen} : temps moyen de séjour, V_{app} : vitesse apparente de transit, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, T_r : durée de la restitution, TR : taux de restitution, AI : accuracy index, V : volume, A : section, Pe : nombre de Peclet, N_r : nombre de Reynolds.

II.6.3.3.1.4 *Discussion des résultats des essais de traçage 2 à 5*

La salle d'Armes et la salle d'Embarquement sont des sites actifs en permanence, quelles que soient les conditions hydrologiques. Ils ont fait l'objet d'échantillonnage pour chaque expérience de traçage, sauf pour un débit moyen de la Lesse de 19,5 m³/sec où seul le site TH a été échantillonné en raison de l'inaccessibilité des autres sites. Les courbes de restitution normées de traceur en ces deux sites pour chaque valeur de débit de la Lesse sont présentées aux figures Fig.II.48 et Fig.II.49. La courbe de restitution pour un débit de 19,5 m³/sec est celle enregistrée au trou de Han.

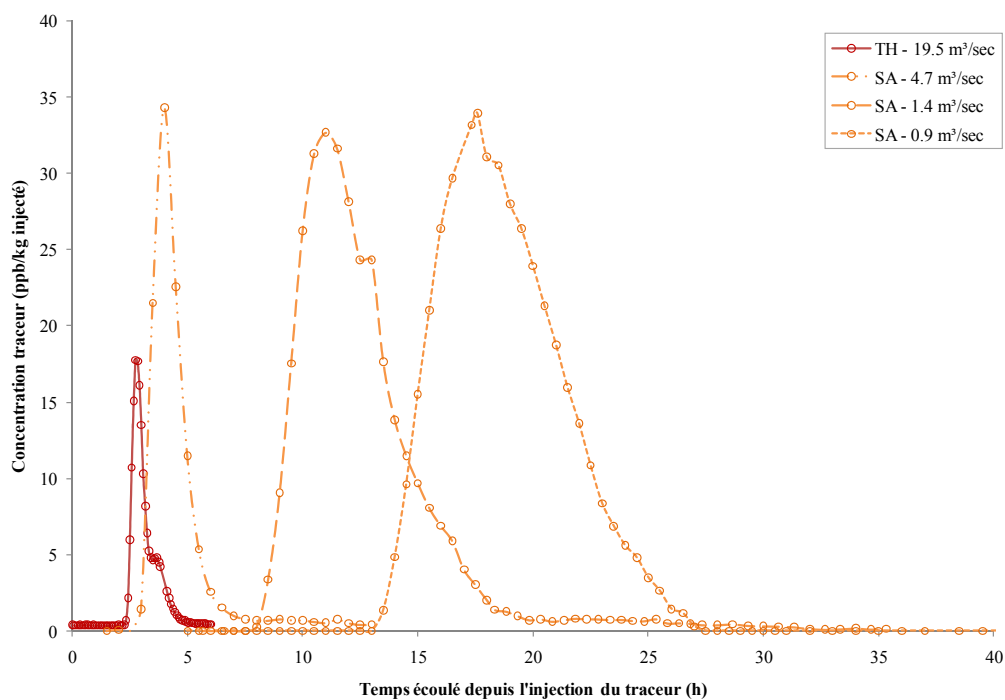


Fig.II.48 : salle d'Armes - Evolution des courbes de restitution en fonction du débit de la Lesse.

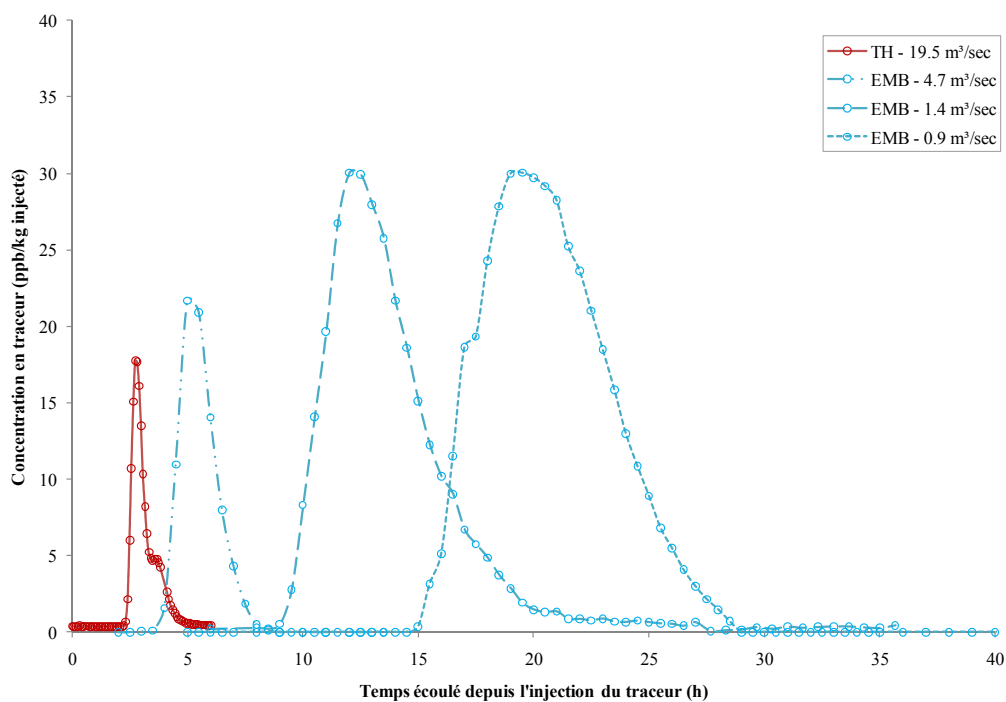


Fig.II.49 : salle d'Embarquement - Evolution des courbes de restitution en fonction du débit de la Lesse.

Quelles que soient les conditions hydrologiques, ces courbes de restitution sont relativement fermées et symétriques, ce qui témoigne d'un transport dominé par l'advection. Ceci est confirmé par l'estimation largement supérieure à 6 du nombre de Peclet par le logiciel Qtracer2.

L'étalement de la courbe diminue avec l'augmentation du débit et les effets de traîne sont peu marqués. Ces caractéristiques sont typiques d'un écoulement en milieu de type rivière ou conduit karstique.

Les vitesses maximales (V_{max}) et les vitesses apparentes de transit (V_{app}) augmentent avec le débit. Pour un débit de la Lesse inférieur à 5 m³/sec (traçages 2 à 4 - degrés d'activation I à III), les valeurs de V_{max} et V_{app} enregistrées à la salle d'Armes augmentent rapidement et linéairement à raison de 171 m/h et 65 m/h par unité de débit supplémentaire (Fig.II.50). Pour une valeur de débit supérieure à 5 m³/sec (traçage 5 - degré d'activation IV), l'augmentation moyenne respective de V_{max} et de V_{app} n'est plus que de 10 m/h et 21 m/h par unité de débit supplémentaire.

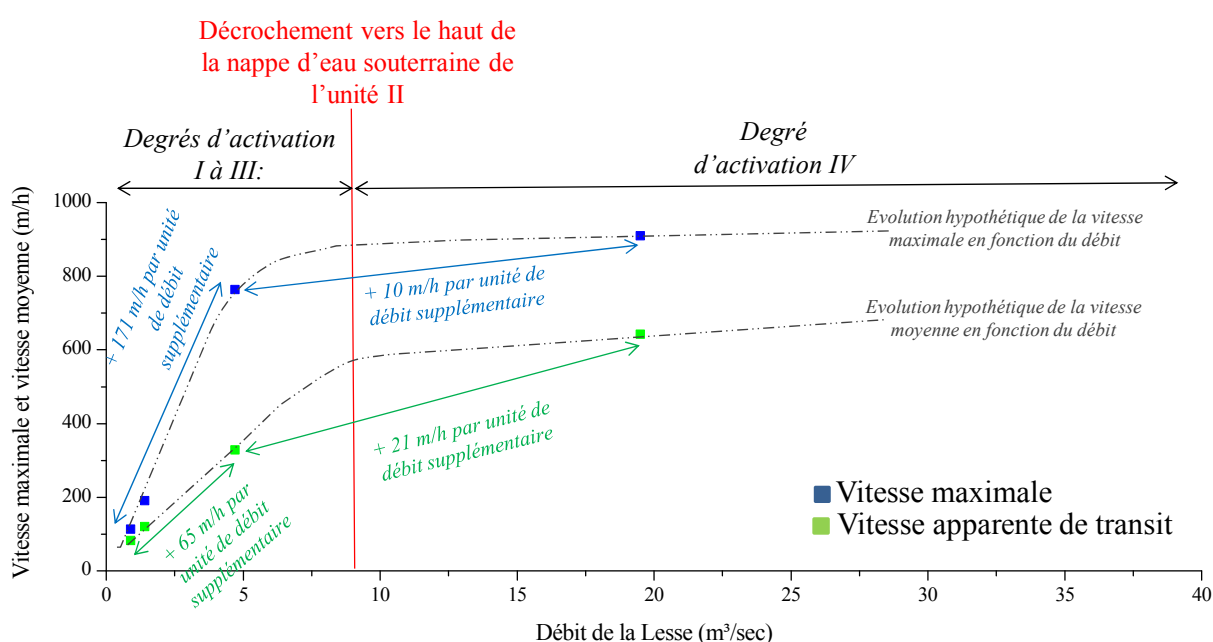


Fig.II.50 : Salle d'Armes - Evolution des vitesses maximales et vitesses apparentes de transit en fonction du débit de la Lesse.

Une évolution similaire des vitesses maximales et des vitesses apparentes de transit en fonction du débit est observée à la salle d'Embarquement (Fig.II.51). Pour un débit de la Lesse inférieur à 5 m³/sec, V_{max} et V_{app} augmentent respectivement et en moyenne de 131 m/h et 65 m/h par unité de débit supplémentaire. Pour des débits supérieurs à 5 m³/sec, V_{max} et V_{app} n'augmentent plus respectivement que de 19 m/h et 20 m/h par unité de débit supplémentaire.

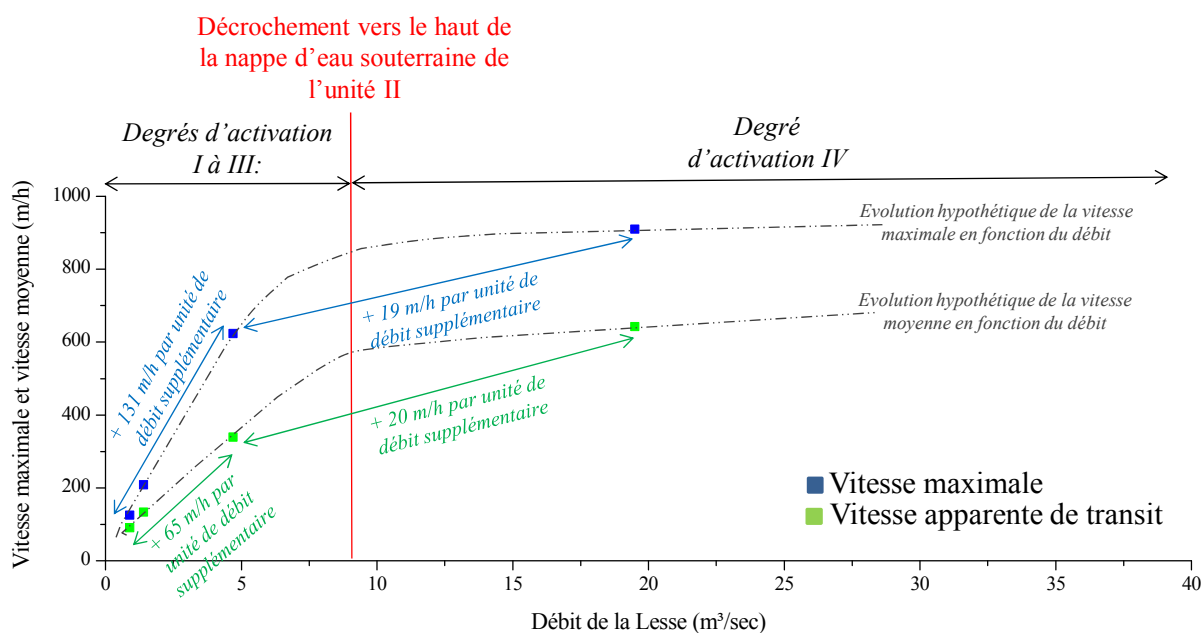


Fig.II.51 : Salle d'Embarquement - Evolution des vitesses maximales et vitesses apparentes de transit en fonction du débit de la Lesse.

Les essais de traçage 2 à 4 ont été réalisés pour des degrés d'activation I à III ; l'essai de traçage 5 a été réalisé pour le degré d'activation IV du système.

D'après l'interprétation de la limnimétrie et de la piézométrie du système (cfr section II.4), le passage du troisième au quatrième degré d'activation du système karstique actif (débit de la Lesse : 9 m³/sec) s'accompagne d'un processus de décrochement vers le haut de la nappe d'eau souterraine localisée à l'amont du Membre de Flohimont du flanc nord de l'anticlinal de Wavreille (unité hydrogéologique II). Cette nappe est en équilibre avec la rivière et en gouverne la limnimétrie.

A priori, cette élévation de la piézométrie devrait augmenter la proportion de volumes noyés au sein du système karstique actif. Il est probable également que la section de ces zones noyées augmente en raison de l'activation latérale de conduits mineurs.

Il sera démontré, dans la troisième partie de ce travail (Dimensionnement d'un système karstique par modélisation des résultats de traçage), que les zones noyées sont caractérisées par des vitesses maximales et des vitesses apparentes de transit inférieures à celles observées au niveau des tronçons de rivières souterraines.

Sur base de ces observations, l'interprétation de l'évolution de V_{\max} et V_{app} en fonction du débit est la suivante :

Pour un débit de la Lesse inférieur à 9 m³/sec, l'évolution des vitesses maximales et apparentes de transit à la salle d'Armes et à la salle d'Embarquement est rapide et témoigne d'une dominance des écoulements au sein de tronçons de type "rivière souterraine". Le ralentissement du nuage de traceur au sein des zones noyées, qui ne représentent alors que 25 % en longueur du système karstique actif, est largement compensé par l'accroissement de vitesse de transfert via les tronçons de rivière.

Au-delà de 9 m³/sec, l'augmentation de la piézométrie induirait un accroissement de la proportion de zones noyées au sein du système. La traversée de ces volumes noyés, de section de plus en plus importante au fur et à mesure de l'augmentation du débit, induirait alors un ralentissement du nuage de traceur trop important pour être compensé par l'augmentation de vitesse au niveau des conduits de type rivière souterraine. Cela se traduirait à l'aval du système karstique par des vitesses de transfert évoluant de moins en moins rapidement lors de l'augmentation du débit de la Lesse.

Cette hypothèse concernant l'évolution des vitesses maximales et apparentes de transit en fonction du débit de la rivière nécessite bien entendu d'être vérifiée par des essais de traçage supplémentaires pour des conditions de débit de l'ordre de 7 m³/sec, 9 m³/sec et 11 m³/sec de manière à mieux cerner les conditions d'écoulement lors du passage du troisième au quatrième degré d'activation du système. Un essai de traçage à très haut débit (40 à 50 m³/sec) serait également nécessaire pour confirmer la faible évolution des vitesses lors du passage au quatrième degré d'activation du système.

L'évolution, en fonction du débit de la Lesse, des sections d'écoulement moyennes et des dispersivités longitudinales estimées à l'aide du logiciel Qtracer2 à partir des courbes de restitution enregistrées à la salle d'Armes, est présentée à la figure Fig.II.52.

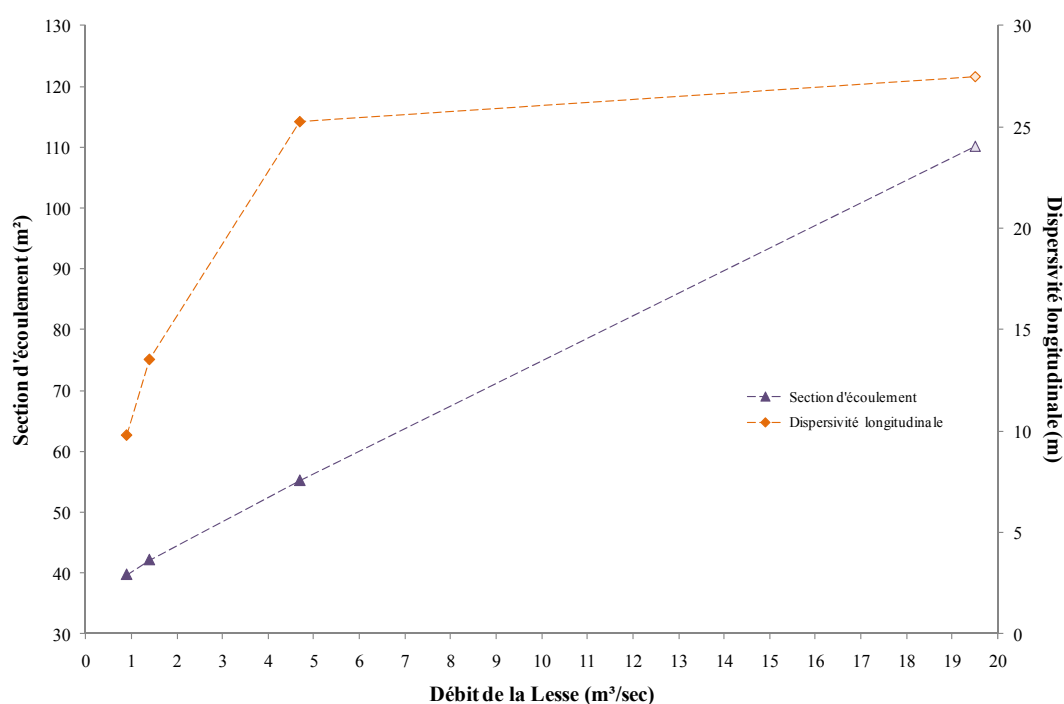


Fig.II.52 : Salle d'Armes - Evolution de la section d'écoulement et de la dispersivité longitudinale en fonction du débit de la Lesse.

La section d'écoulement moyenne du système karstique à l'amont de la salle d'Armes, estimée à 40 m² pour des débits de l'ordre 1 m³/sec, augmente linéairement pour atteindre des valeurs de l'ordre de 110 m² pour un débit de 20 m³/sec.

L'accessibilité du réseau actif en période de basses eaux permet de constater que les secteurs d'écoulement de type "rivière souterraine" possèdent des sections d'écoulement nettement inférieures à 40 m². Les sections d'écoulement au sein des zones noyées doivent donc être nettement supérieures à cette valeur.

Etant donné la bonne connaissance du réseau de Han-sur-Lesse, l'utilisation d'un outil de modélisation de l'écoulement et du transport permettant de discrétiser le système karstique actif sur base de ses sections d'écoulement semble indispensable pour obtenir un dimensionnement représentatif des conduits d'écoulement. Ce point de vue est abordé dans la troisième partie de ce travail (Dimensionnement d'un système karstique par modélisation des résultats d'essai de traçage).

La dispersivité longitudinale témoigne de l'étalement longitudinal du nuage de traceur et est représentative du milieu de transport. Son évolution en fonction du débit peut également être décomposée en deux tendances. Pour un débit de la Lesse inférieur à 9 m³/sec, la dispersivité longitudinale augmente rapidement de façon à passer de 10 m pour un débit de 0,9 m³/sec à 25 m pour un débit de 4,7 m³/sec. Cette augmentation de la dispersivité longitudinale pourrait être expliquée par l'intensification des processus de turbulence liée à l'accroissement des vitesses de transfert. Au-delà de 9 m³/sec, les vitesses d'écoulement et les processus de turbulence associés sont moins contrastés lors d'une augmentation du débit, cela se traduit par une valeur de dispersivité longitudinale évoluant assez peu pour atteindre une valeur de 27 m pour un débit de 19,5 m³/sec.

Eléments clés

Sur base des essais de traçage effectués sur le "système-traçage" gouffre de Belvaux - trou de Han pour des débits de la Lesse de 0,9 m³/sec, 1,4 m³/sec, 4,7 m³/sec et 19,0 m³/sec:

- Les vitesses apparentes de transit sont comprises entre 80 m/h et 650 m/h ;
- Les processus de transport sont dominés par le phénomène d'advection ;
- L'augmentation des vitesses apparentes de transit avec le débit semble moins rapide lors du passage au quatrième degré d'activation du système karstique (+ 171 m/h par unité de débit supplémentaire pour les degrés d'activation I à III ; + 10 m/h par unité de débit supplémentaire pour le degré IV). Cela pourrait être expliqué par l'inondation progressive du réseau et par un accroissement de la proportion des zones noyées par rapport aux tronçons de type rivière ;
- L'estimation Q_{tracer2} de la section d'écoulement du "système-traçage" n'est pas représentative des hétérogénéités du système où alternent de grandes sections d'écoulement (zones noyées) et de plus faibles sections d'écoulement (tronçons de rivière souterraine). La bonne connaissance de la géométrie du réseau de Han-sur-Lesse permet d'envisager l'utilisation d'un modèle maillé permettant la discrétisation du milieu.

II.6.3.3.2 Système "trou des Crevés – grotte du Père Noël"

II.6.3.3.2.1 Historique

En octobre 1971, un premier essai de traçage qualitatif entre le trou des Crevés et la grotte du Père Noël (Fig.II.53) a été réalisé par les spéléologues du SCUCL (Spéléo Club de l'Université Catholique de Louvain). 1000 grammes d'uranine ont été déversés dans le ruisseau du trou des Crevés et une surveillance visuelle du ruisseau de la grotte du Père Noël a été assurée par les membres de l'équipe. La première arrivée visible de traceur a eu lieu 4h30 après injection (SCUCL, 1971). Les deux sites étant distants de 325 mètres, cela correspond à une vitesse de 72,2 m/h. La restitution du traceur était toujours décelable 8h30 après l'injection (SCUCL, 1971). La durée de restitution fut donc d'au moins 4 heures.

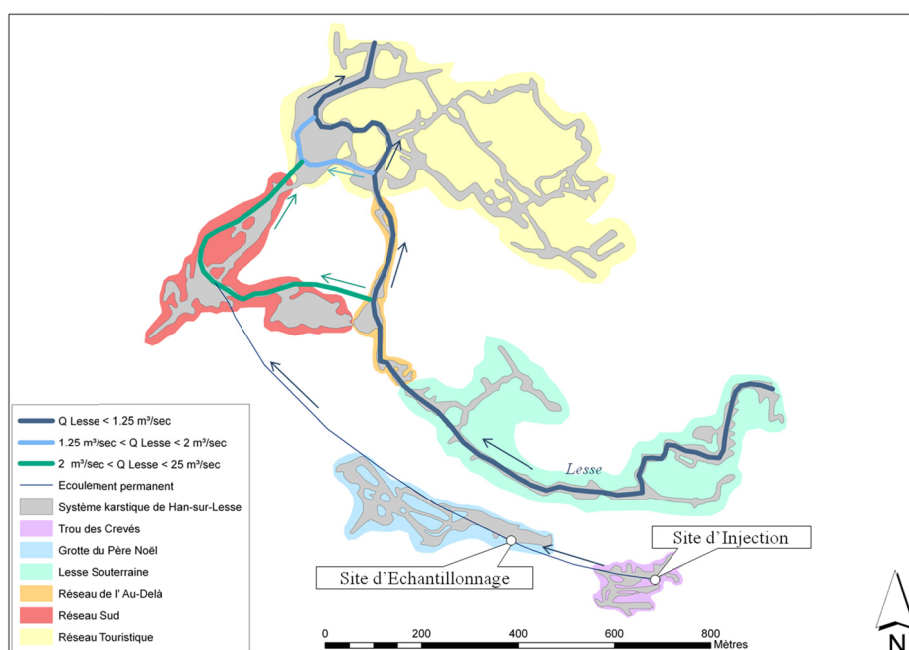


Fig.II.53 : Localisation des sites d'injection (trou des Crevés) et d'échantillonnage (grotte du Père Noël).

II.6.3.3.2.2 Contexte hydrologique et mise en œuvre de l'essai de traçage

Cette expérience a été réitérée le 04 juillet 2009 dans des conditions de basses eaux. 1500 grammes d'uranine ont été déversés dans la rivière du trou des Crevés, quelques mètres à l'amont d'un siphon infranchissable (Fig.II.54). Le débit du ruisseau a été estimé à 0,009 m³/sec par la méthode du flotteur. Cette méthode, consistant à placer un objet flottant quelques mètres à l'amont dans les lignes de courant centrales afin de mesurer une vitesse d'écoulement, est peu précise et surestime probablement le débit en ignorant la diminution de la vitesse vers les parois et le fond du ruisseau en raison des forces de frottement (Bravard et Petit, 1997).

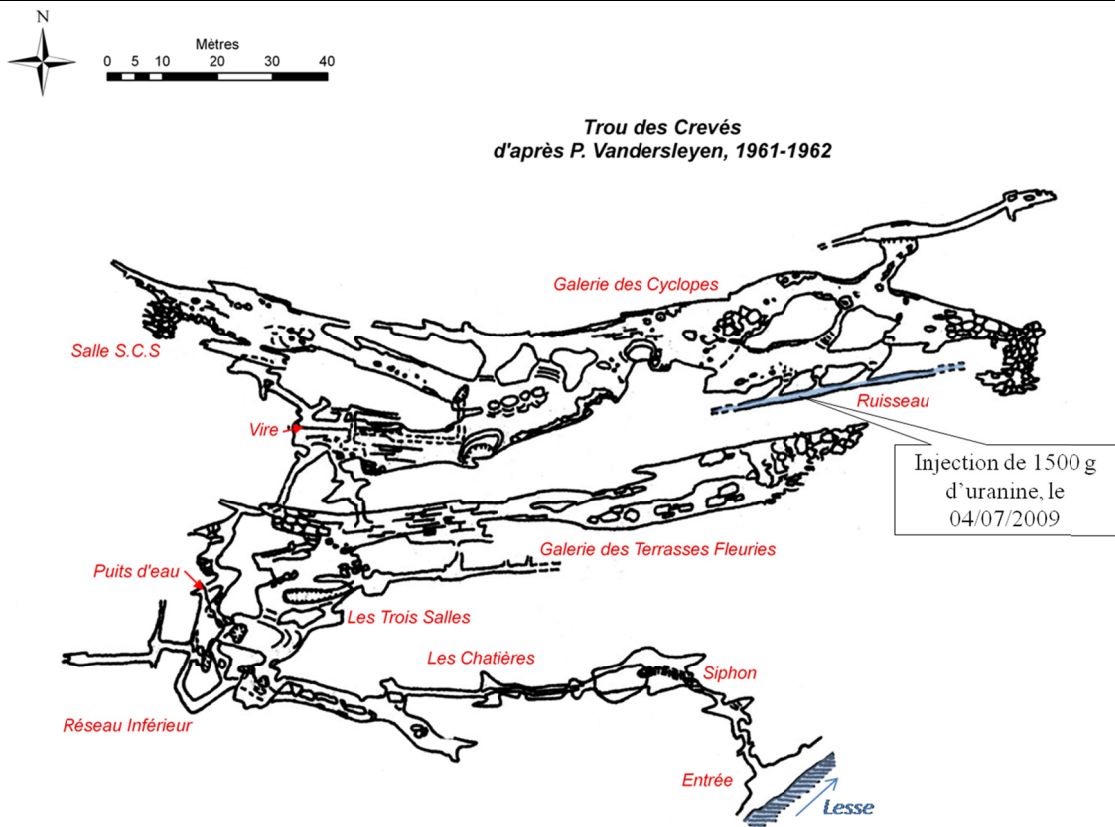


Fig.II.54 : Localisation du site d'injection au sein du trou des Crevés.

L'échantillonnage a été effectué au niveau du ruisseau de la grotte du Père Noël (Fig.II.55) à l'aide d'un fluorimètre de terrain FL30 programmé selon un pas de temps d'échantillonnage de 5 minutes.

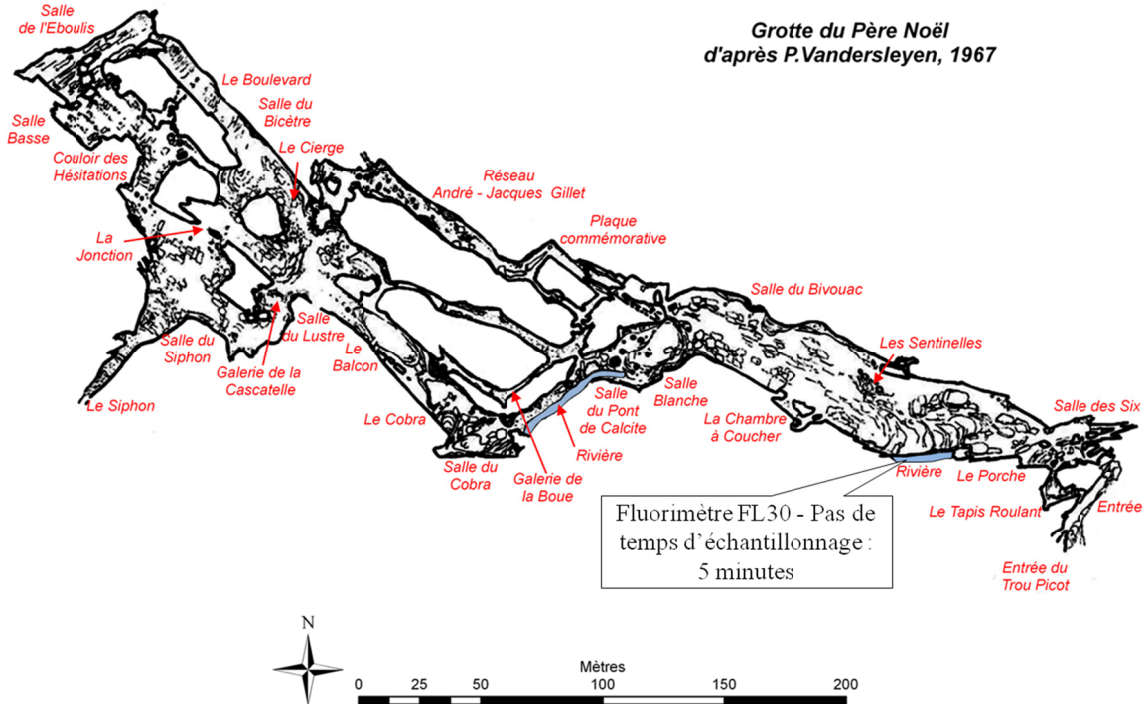


Fig.II.55 : Localisation du site d'échantillonnage au sein de la grotte du Père Noël.

Le débit de la rivière y a été mesuré par la méthode de prospection des champs de vitesse à l'aide d'un courantomètre électromagnétique. Il était de 0,004 m³/sec le jour de l'injection. Le suivi du débit de la rivière n'a pu être enregistré durant cette manipulation. Il sera donc considéré comme constant durant la période de restitution. Le débit de la Lesse au village de Belvaux étant lui-même resté constant durant les vingt-cinq premières heures de l'essai de traçage (Fig.II.56), cette hypothèse semble réaliste.

Toutefois, toute sous-estimation du débit induirait une sous-estimation du taux de restitution de traceur et affecterait la qualité de l'estimation de paramètres dépendants du débit et de la vitesse d'écoulement.

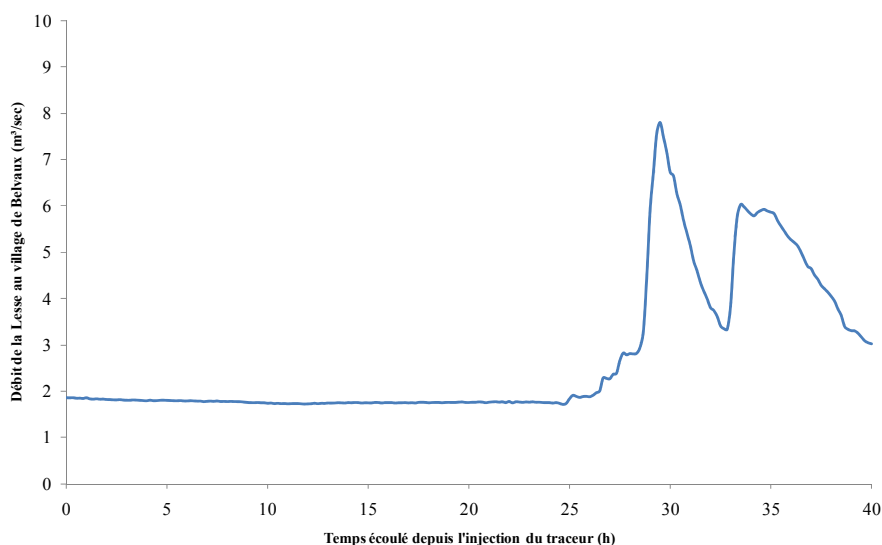


Fig.II.56 : Evolution du débit de la Lesse au village de Belvaux durant l'essai de traçage sur le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël"

II.6.3.3.2.3 Résultats de l'essai de traçage

La courbe de restitution de l'uranine enregistrée dans la grotte du Père Noël est présentée à la figure Fig.II.57. Les paramètres de la courbe de restitution calculés à l'aide du logiciel QTracer2 (Field, 2002) sont synthétisés dans le tableau Tabl. II.8.

L'arrivée première de traceur a été enregistrée après 2,8 h.

Cela correspond à une vitesse maximale de 114,7 m/h.

Le temps modal est de 5,1 h pour des concentrations modale et normée de 7750,5 ppb et 5167,0 ppb/kg injecté.

Le temps moyen de séjour est estimé à 8,4 h et la vitesse apparente de transit à 38,489 m/h.

La restitution de traceur a duré 37,1 h et le taux de restitution est de 31,0 %.

La qualité de la restitution est évaluée par un *accuracy index* (AI) de 0,7. Un traçage parfait possède un AI de 0. Ce faible taux de restitution peut être expliqué par une sous-estimation du débit au site d'échantillonnage. Des diffusions à partir du drain principal induisant une restitution du traceur en d'autres sites non suivis durant l'expérience ne sont pas à exclure.

Système karstique actif "Trou des Crevés - Grotte du Père Noël":
Courbes de restitution expérimentale et modélisée.

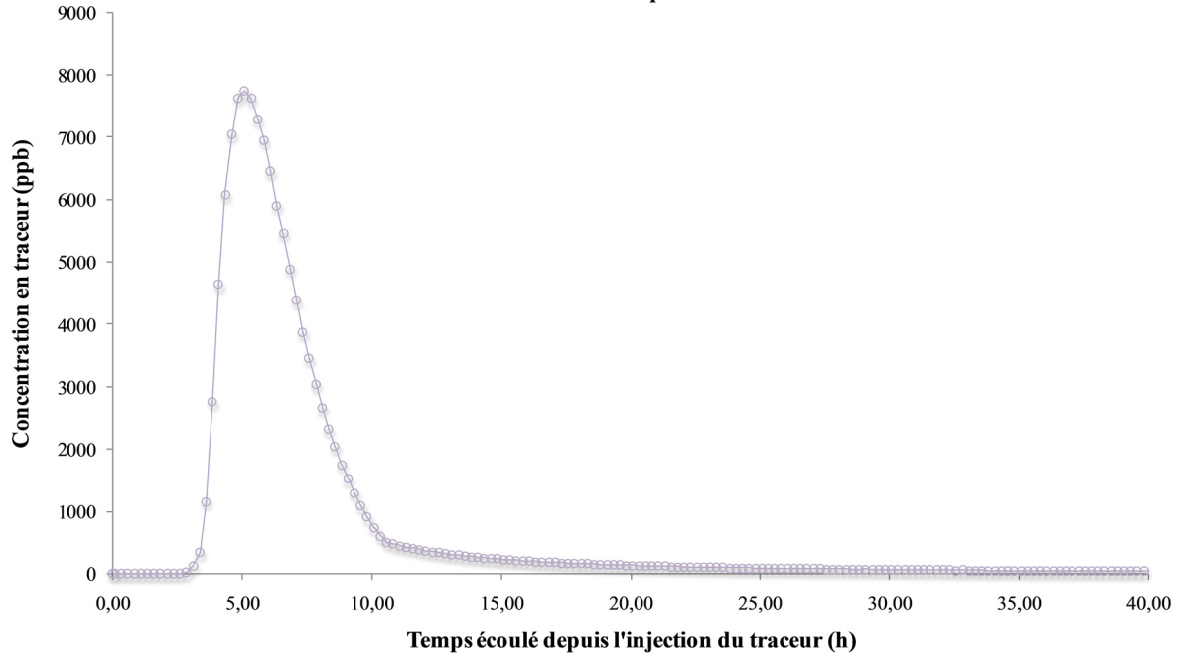


Fig.II.57 : Courbe de restitution de l'uranine – Rivière de la grotte du Père Noël.

Le volume de la zone d'écoulement est estimé à 121,6 m³ ; ce qui correspond à une section moyenne de 0,4 m².

Le nombre de Peclet est estimé à 22,03 ; ce qui témoigne d'un transport dominé par les processus d'advection.

Le nombre de Reynolds est de 6,7.10³. Cette valeur permet de caractériser les processus d'écoulement au sein du système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" comme turbulents (Bravard et Petit, 1997).

Période	SI	Traceur	Quantité (kg)	Q moyen (m ³ /sec)	SE	x	T _{PA}	V _{max}	T _{mod}	C _{max}	C _{max}	T _{Moyen}	V _{app}	(m/h)
						(m)	(h)	(m/h)	(h)	(ppb)	(ppb/kg inj.)	(h)		
juil.-09	Rivière du Trou des Crevés	Uranine	1,5	0,004	Rivière de la Grotte du Père Noël	325	2,8	114,7	5,1	7750,5	5167,0	8,4	38,5	
						α_L	D _L	T _r	TR		V	A	Pe	N _r
						14,8	0,2	37,2	31,0	0,7	121,6	0,4	22,0	6,5E+03

Tabl. II.8 : Résultats de l'essai de traçage n°6 sur le système karstique "trou des Crevés – grotte du Père Noël" – Paramètres d'écoulement et de transport calculés à l'aide du logiciel QTracer2 (Field, 2002) – SI : site d'injection, Q moyen : débit moyen de la Lesse en GB, SE : site d'échantillonnage, x : distance, T_{PA} : temps de première arrivée, V_{max} : vitesse maximale, T_{mod} : temps modal, C_{max} : concentration maximale, T_{Moyen} : temps moyen de séjour, V_{app} : vitesse apparente de transit, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, T_r : durée de la restitution, TR : taux de restitution, AI : accuracy index, V : volume, A : section, Pe : nombre de Peclet, N_r : nombre de Reynolds.

II.6.3.3.2.4 *Discussion des résultats*

Sur base des résultats d'essai de traçage décrits ci-dessus, la connexion hydrologique entre le trou des Crevés et la grotte du Père Noël doit être envisagée comme un drain de faible section (0,4 m²). Le transport y est principalement réalisé par advection comme en témoignent l'allure de la courbe de restitution étroite et symétrique et l'estimation du nombre Peclet à 22,03. Les interactions avec la nappe d'eau souterraine, si elles existent, doivent être faibles ; les débits à l'amont et à l'aval du drain sont relativement similaires et peu d'effets de retard sont observés. Ces derniers, observables à partir de 11 heures après l'injection (Fig.II.57) peuvent être expliqués par le piégeage de traceur dans deux petites vasques localisées quelques mètres à l'amont du site d'échantillonnage (Fig.II.58).

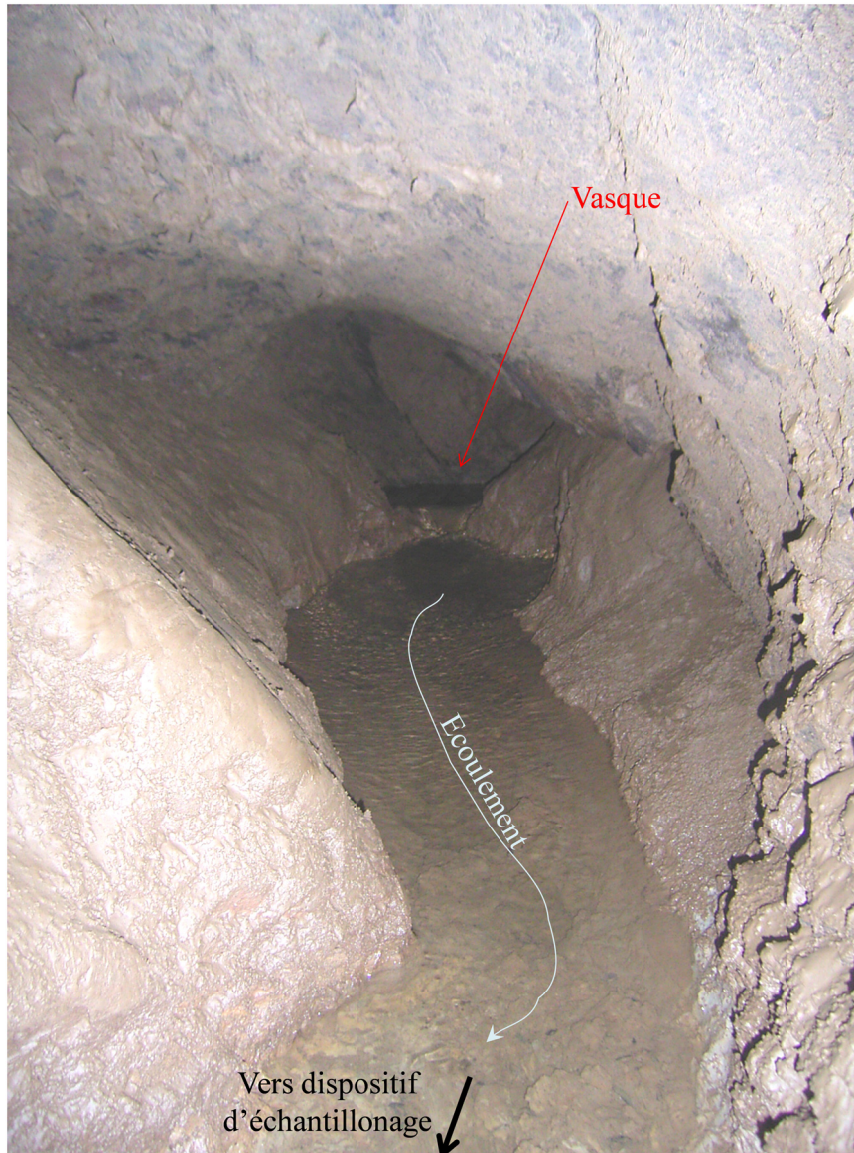


Fig.II.58 : Rivière de la grotte du Père Noël – Vasque à l'amont du site d'échantillonnage.

II.6.3.3.3 Système "grotte du Père Noël – réseau Sud".

II.6.3.3.3.1 Historique

Bien qu'elle puisse paraître évidente en raison de l'étroite relation entre les écoulements souterrains du système karstique de Han-sur-Lesse et la structure géologique, la connexion hydrologique entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud (Fig.II.59) n'avait pu être démontrée avant la réalisation de cette étude. Aucun rapport d'essai de traçage concluant n'a été trouvé dans la bibliographie ou n'a été transmis oralement.

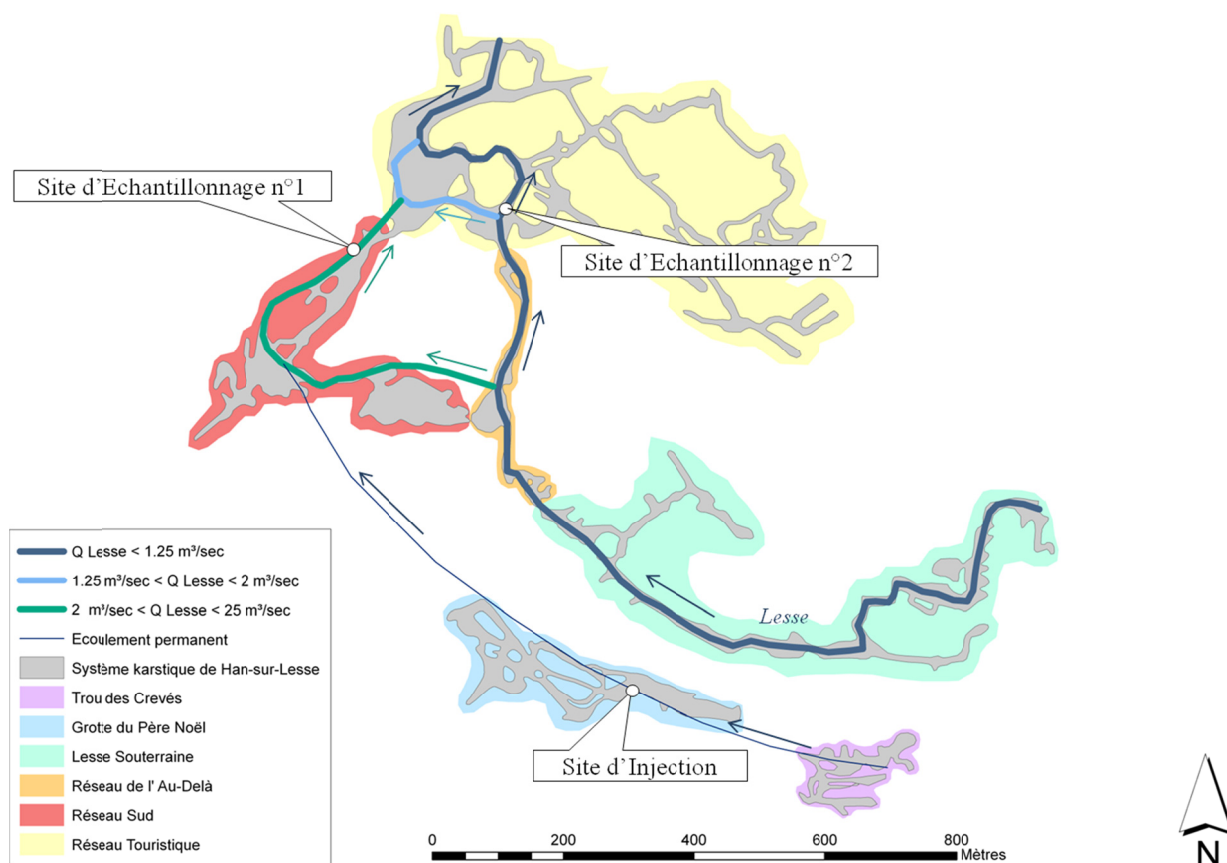


Fig.II.59 : Localisation du site d'injection (grotte du Père Noël) et du site d'échantillonnage (réseau Sud) au sein du système karstique de Han-sur-Lesse

II.6.3.3.3.2 Contexte hydrologique et mise en œuvre de l'essai de traçage

Cet essai de traçage a été réalisé au mois d'octobre 2007 dans des conditions de basses eaux.

Mille grammes d'uranine ont été injectés dans la rivière de la grotte du Père Noël à l'aval de la salle Blanche (Fig.II.60). Le débit, mesuré par la méthode d'exploration des champs de vitesse au courantomètre électromagnétique, y était de 20 l/sec.

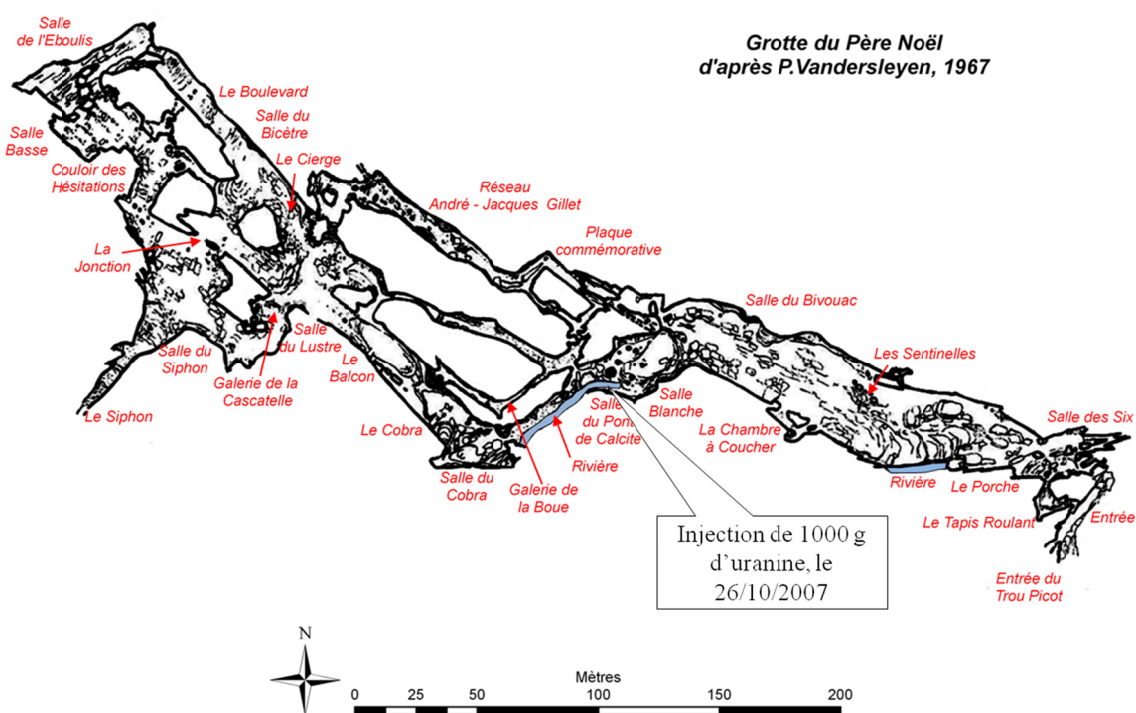


Fig.II.60 : Localisation du site d'injection au sein de la grotte du Père Noël.

Un premier site d'échantillonnage a été implanté à l'exutoire du réseau Sud, localisé 1000 mètres à l'aval du site d'injection (Fig.II.61). Celui-ci constituant a priori l'output principal du réseau, cela permettait d'enregistrer la restitution d'uranine qu'elle se fasse via l'affluent de l'Egout ou via un éventuel autre conduit en connexion avec le réseau Sud. Le jour de l'injection, le débit y était de 34 l/sec (0,034 m³/sec).

Le second site d'échantillonnage était installé à la salle d'Armes (Fig.II.61), 800 mètres à l'aval du site d'injection. La salle d'Armes constitue un site intermédiaire du cours souterrain de la Lesse entre le gouffre de Belvaux (GB) et le trou de Han (TH). Le débit de la Lesse mesuré en GB et TH était de 1,4 m³/sec. Le système est alors dans son second degré d'activation et la Lesse entre GB et SA n'est affecté d'aucune diffluence majeure. Le débit de la Lesse étant difficile à mesurer étant donné le taux d'envasement de la section d'écoulement, le débit de la rivière est considéré équivalent à celui mesuré au gouffre de Belvaux et au trou de Han, soit 1,4 m³/sec.

Les deux sites étaient équipés de fluorimètres de terrain FL30 programmés selon un pas de temps d'enregistrement de 15 minutes.

Pour un second degré d'activation du système karstique actif, le siphon de la salle du Corail (réseau Sud) est inactif et aucun volume d'eau en provenance de la Lesse ne transite via le réseau Sud. Le collecteur principal du réseau Sud est alors principalement alimenté par le petit affluent permanent, localisé en rive gauche de l'Egout, dont les eaux sont supposées provenir de la grotte du Père Noël (Fig.II.61).

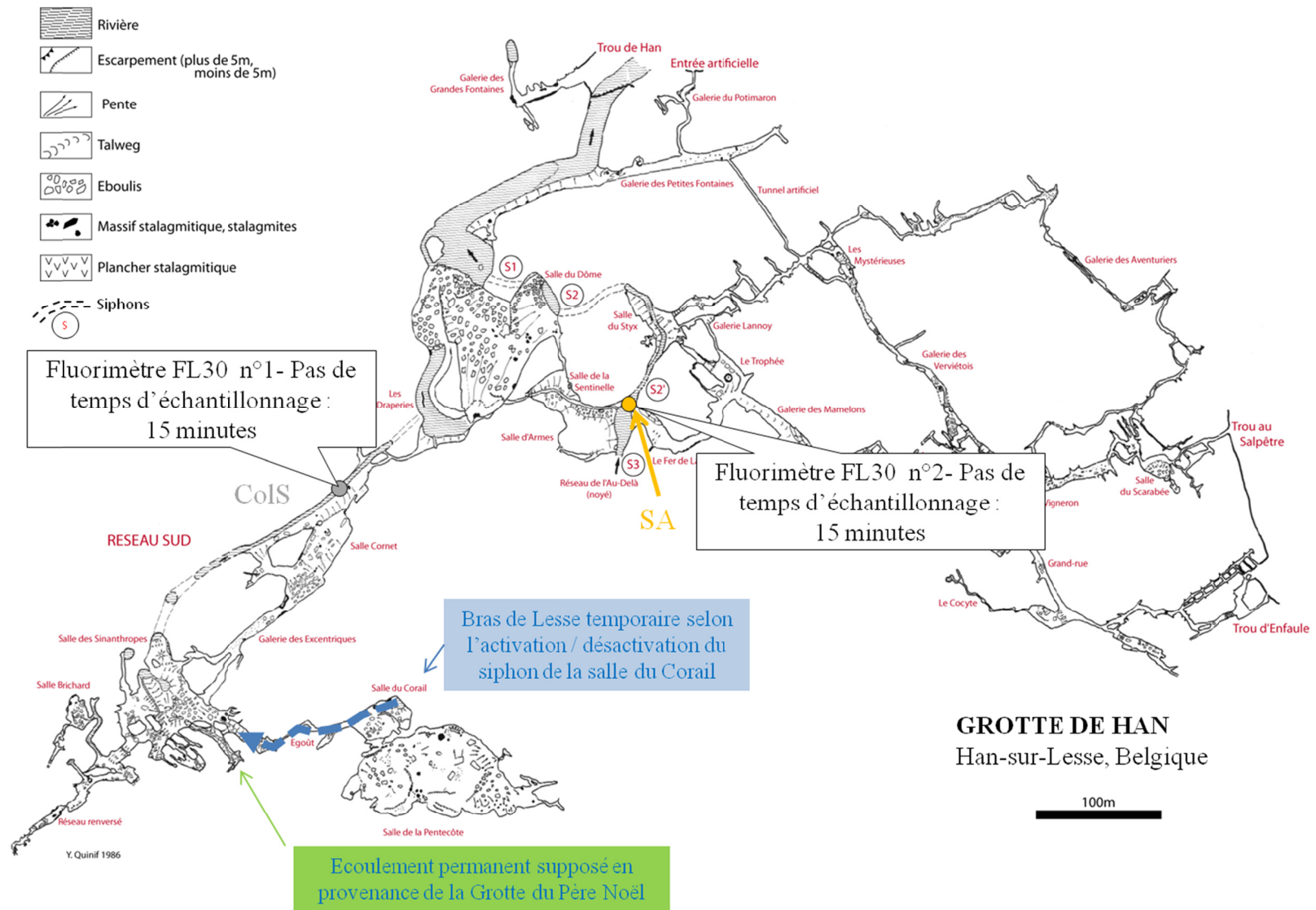


Fig.II.61 : Localisation des sites d'échantillonnage et de la galerie de l'Egout au sein du réseau Sud.

Un suivi du débit du collecteur du réseau Sud a été effectué durant la période d'essai de traçage (Fig.II.62). Deux passages au troisième degré d'activation du système karstique actif ont été enregistrés. Cela se marque par une augmentation du débit du collecteur du réseau Sud corrélée avec une chute de la conductivité électrique standard et de la température de l'eau à l'exutoire du réseau Sud (Fig.II.62). Cette chute est liée à la dilution des eaux en provenance de la grotte du Père Noël (classe physico-chimique de type II) par la déviation du bras de Lesse (classe physico-chimique de type I) via la galerie de l'Egout.

La première activation de la galerie de l'Egout a eu lieu 80 heures après l'injection du traceur. 70 heures plus tard, le système est redescendu au second degré d'activation. La seconde activation a eu lieu 325 heures après l'injection du traceur et s'est maintenue jusqu'à la fin de l'essai de traçage.

Les fluctuations du débit ont été prises en compte dans la modélisation Qtracer2 visant à estimer les paramètres d'écoulement et de transport.

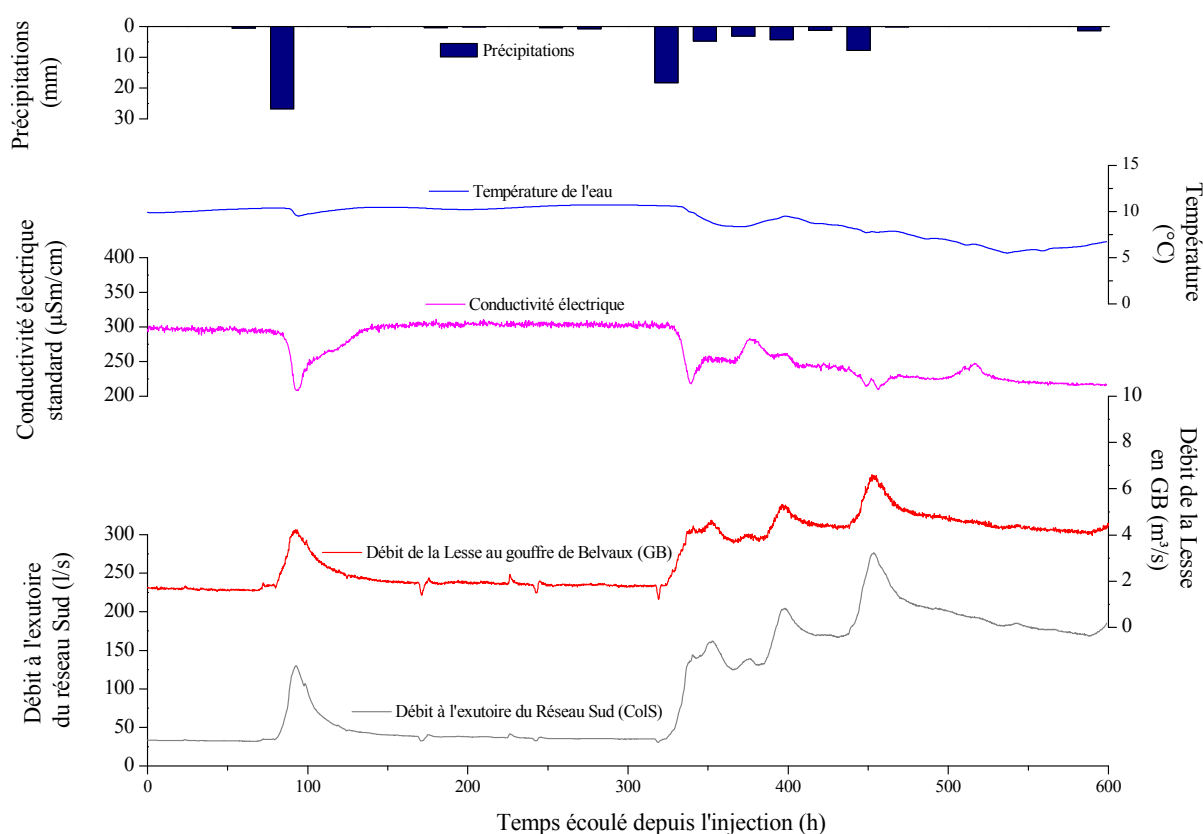


Fig.II.62 : Corrélation entre l'augmentation du débit du collecteur du réseau Sud et la chute de conductivité électrique et de la température de l'eau témoignant du passage du second au troisième degré d'activation du système karstique actif.

II.6.3.3.3 Résultats de l'essai de traçage

La restitution de 22,2% de la masse d'uranine injectée à la grotte du Père Noël a été enregistrée à l'exutoire du réseau Sud.

Aucune trace d'uranine n'a été détectée à la salle d'Armes. Cela peut être interprété de deux façons : soit aucune connexion hydrologique n'existe entre la rivière de la grotte du Père Noël et le cours souterrain de la Lesse, ce qui est fort probable étant donnée la présence du Membre de Flohimont peu perméable entre ces deux sites ; soit le taux de dilution du nuage de traceur par la Lesse

est trop important rendant la concentration en uranine inférieure au seuil de détection du fluorimètre de terrain.

La courbe de restitution de l'uranine enregistrée à l'exutoire du réseau Sud est présentée à la figure Fig.II.63.

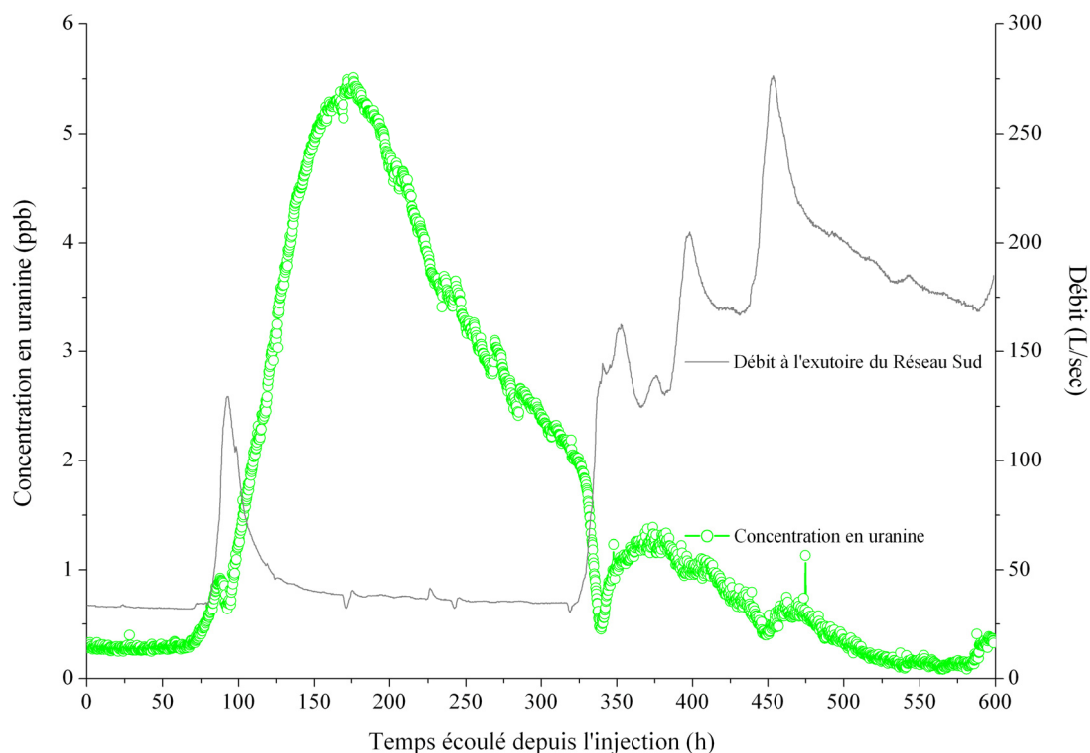


Fig.II.63 : Courbe de restitution de l'uranine enregistrée à l'exutoire du réseau Sud.

Le temps d'arrivée première au réseau Sud est de 75,0 h.

Cela correspond à une vitesse maximale de 13,3 m/h.

Le temps modal est de 176,3 h pour une concentration modale de 5,5 ppb.

Le temps moyen de séjour est estimé à 294,67 h et la vitesse apparente de transit à 3,4 m/h.

La restitution du traceur a duré 500 heures (presque 21 jours) et 22,2 % de la masse de traceur injectée a été restituée. Cela correspond à un *accuracy index* (AI) de 0,8 ; un AI de 0 correspondant au traçage parfait.

La dispersivité longitudinale est estimée à 103,1 m ; ce qui correspond à un coefficient de dispersion de 0,1 m²/sec.

Le volume total du système d'écoulement localisé entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud est estimé à 44628 m³.

Cela correspond à une section d'écoulement moyenne de 44,6 m².

Le nombre de Peclet, estimé à 9,7, indique un processus de transport dominé par l'advection (Fetter, 1992).

Le nombre de Reynolds est de 6,2.10³. Cette valeur permet de caractériser les processus d'écoulement comme turbulents (Bravard et Petit, 1997).

L'ensemble des paramètres de la courbe de restitution et les paramètres d'écoulement et de transport calculés à l'aide du logiciel QTracer2 sont présentés au tableau Tabl. II.9.

Période	SI	Q SI (L/sec)	Traceur	Quantité (kg)	SE	Q SE (L/sec)	x	T _{PA}	V _{max}	T _{mod}	C _{max}	C _{max}	T _{Moyen}	V _{app}	
							(m)	(h)	(m/h)	(h)	(ppb)	(ppb/kg inj.)	(h)	(m/h)	
oct-07	Rivière de la Grotte du Père Noël	I	Uranine	I	Exutoire du Réseau Sud (ColS)	36	1000	75,0	13,3	176,3	5,5	5,5	294,7	3,4	
							α_L	D _L	T _r	TR	AI	V	A	Pe	N _r
							103,1	0,1	500,0	22,2	0,8	44628,0	44,6	9,7	6,2E+03

Tabl. II.9 : Résultats de l'essai de traçage sur le système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud " – Paramètres d'écoulement et de transport calculés à l'aide du logiciel QTracer2 (Field, 2002) – SI : site d'injection, Q moyen : débit moyen de la Lesse en GB, SE : site d'échantillonnage, x : distance, T_{PA} : temps de première arrivée, V_{max} : vitesse maximale, T_{mod} : temps modal, C_{max} : concentration maximale, T_{Moyen} : temps moyen de séjour, V_{app} : vitesse apparente de transit, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, T_r : durée de la restitution, TR : taux de restitution, AI : accuracy index, V : volume, A : section, Pe : nombre de Peclet, N_r : nombre de Reynolds.

II.6.3.3.3.4 Discussion des résultats

Sur base des résultats de traçage décrits ci-dessus, la connexion hydrologique entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud doit être envisagée comme une grande section d'écoulement en interaction avec un stockage d'eau souterraine.

Effectivement, le processus de transport étant dominé par l'advection (Nombre de Peclet > 6), seule une augmentation considérable de la section d'écoulement permet d'expliquer la faible valeur des vitesses maximale (13 m/h) et apparente de transit (3 m/h). Qui plus est, la forte dilution du traceur (concentration modale : 5,5 ppb), la longue période de restitution (500 heures) et la forte dissymétrie de la courbe de restitution (effet de retard) témoignent d'une probable interaction entre la zone d'écoulement principal et un volume d'eau souterraine peu mobile. Ces résultats d'essai de traçage confirment la classification du système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud" au sein des types 6 ou 7 de la classification d'Atkinson et al. (1973) et Gaspar (1987 b) (Fig.II.64) déduite de l'analyse physico-chimique des eaux issues de ce système (cfr section II.5.3).

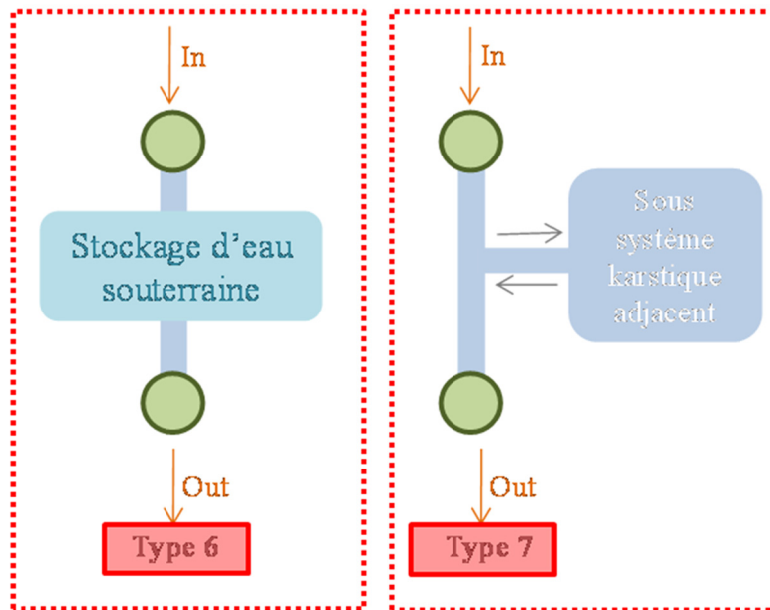


Fig.II.64 : Classification des systèmes karstiques actifs d'après Atkinson et al (1973) et Gaspar (1987 b).

Finalement, le faible taux de restitution (22,2 %) pourrait indiquer que le collecteur du réseau Sud ne constitue qu'un site de restitution partielle des eaux en provenance de la grotte du Père Noël.

Aucune restitution de traceur n'a été enregistrée au niveau de la salle d'Armes, mais un taux de dilution trop important du traceur au sein de la Lesse pourrait avoir rendu la détection impossible.

Cela pourrait également être interprété comme un piégeage du traceur au sein du volume d'eau peu mobile, engendrant une restitution différée en concentrations infimes non détectées par le dispositif d'échantillonnage.

Eléments clés

- Sur base des résultats de l'essai de traçage effectué sur le "système – traçage" trou des Crevés – grotte du Père Noël, ce dernier peut être envisagé comme un drain de faible section (estimation Q_{tracer2} : 0,4 m²) interagissant relativement peu avec la nappe d'eau souterraine (pas de drainage important) ;
- Sur base des résultats de l'essai de traçage effectué sur le "système – traçage" grotte du Père Noël – réseau Sud (faible vitesse apparente de transit, forte dilution, durée de restitution élevée et forte dissymétrie de la courbe de restitution), ce dernier peut être envisagé comme une grande section d'écoulement en interaction avec un stockage d'eau souterraine.

II.6.3.3.4 Système "Laide-Fosse – résurgence du Rond Tienne"

II.6.3.3.4.1 Historique

Les recherches bibliographiques n'ont pas permis de trouver trace écrite d'essais de traçage réalisés à partir du chanoir de la Laide Fosse. Divers sites de résurgence potentiels avaient cependant déjà été envisagés lors d'études antérieures (Delbrouck, 1974 ; SSW, 1982)

II.6.3.3.4.2 Contexte géologique, hydrologique et mise en œuvre du traçage :

Le chanoir de la Laide Fosse constitue l'entrée d'un réseau karstique de 800 mètres de développement (Spéléoclub Avalon) au fond duquel s'écoule un ruisseau souterrain permanent. Les sites éventuels de résurgence de ces eaux envisagés lors d'études antérieures sont (Delbrouck, 1974 ; SSW, 1982) (Fig.II.65) :

- la fontaine Saint-Martin ;
- la résurgence du Rond Tienne ;
- les résurgences d'Eprave.

Deux essais de traçage ont été réalisés les 19 et 23 Février 2009, dans des conditions hydrogéologiques légèrement différentes (Fig.II.66).

La lame d'eau précipitée durant la première partie du mois de février (50 à 56 mm) (Fig.II.66) a permis l'activation du chanoir de la Laide Fosse. Les faibles précipitations de la fin du mois ont permis l'enregistrement d'une diminution progressive du débit. Le débit du ruisseau de la Laide Fosse, mesuré par empotement, était respectivement de 2 l/sec et 0.4 l/sec les 19 et 23 février 2009.

La résurgence du Rond Tienne était équipée d'une station de jaugeage de manière à suivre l'évolution du débit durant la période de restitution. Pour des débits des 2 l/sec et 0.4 l/sec à la Laide Fosse, le débit à la résurgence du Rond Tienne est respectivement de l'ordre de 67 l/sec et 36 l/sec (Fig.II.66). Ces différences de débit considérables, couplées à des mesures de conductivité électrique de l'eau (Tabl. II.10), indiquent que le système karstique " Laide Fosse – Rond Tienne " draine non seulement les eaux en provenance de la Laide Fosse mais aussi une partie de la nappe d'eau souterraine des calcaires givetiens.

La fontaine Saint Martin était équipée d'un échantillonneur automatique Isco. Les résurgences du Rond Tienne et d'Eprave étaient équipées d'un fluorimètre de terrain FL30 (Schneegg et Doerflinger, 2000).

Les conditions hydrologiques du moment ont rendu impossible une mesure du débit à la résurgence d'Eprave. Un souci technique n'a pas permis d'enregistrement du débit à la fontaine Saint Martin.

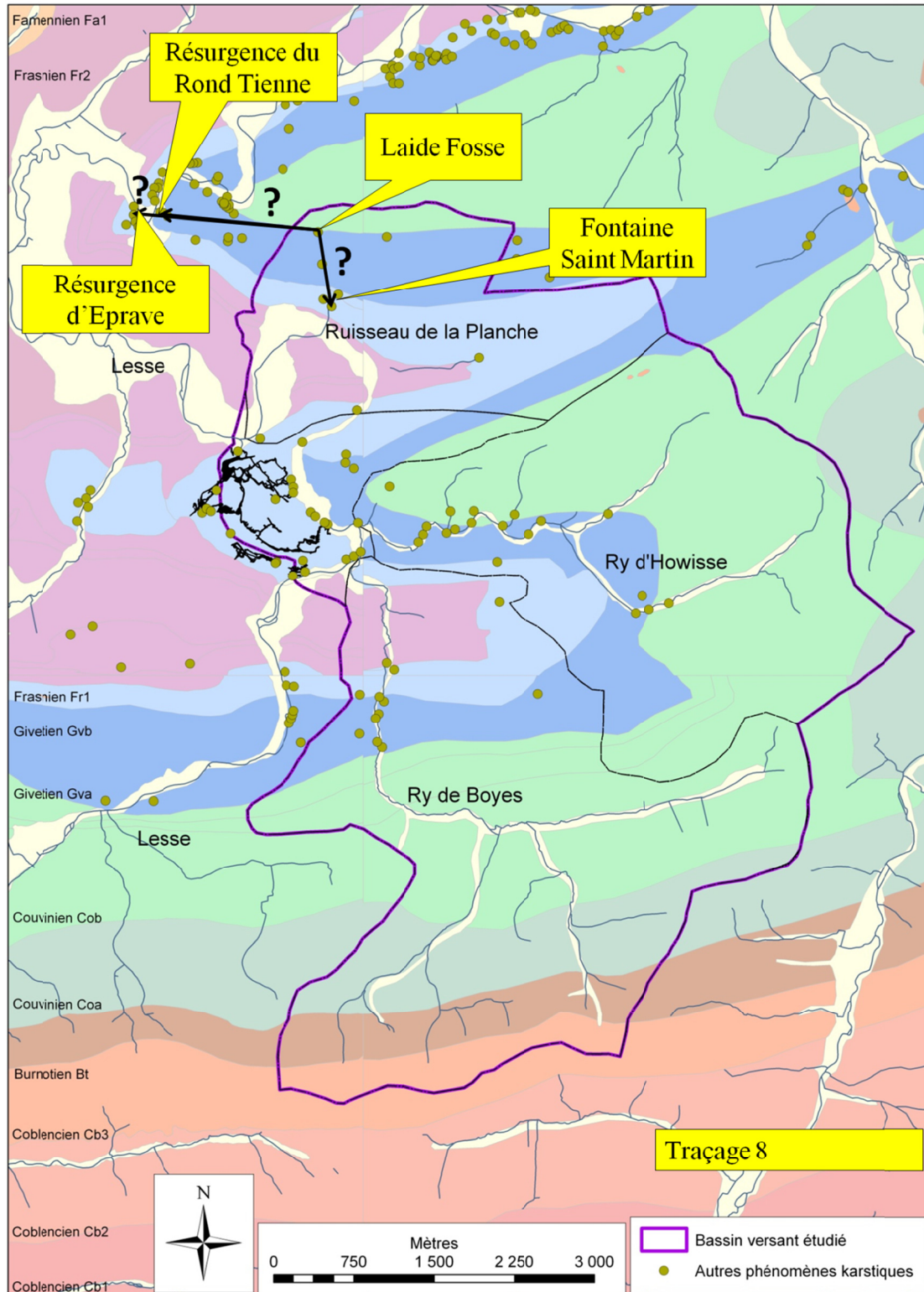


Fig.II.65 : Localisation du chanoir de la Laide Fosse et de ses sites de résurgence potentiels : la fontaine Saint-Martin, la résurgence du Rond Tienne et les résurgences d'Eprave.

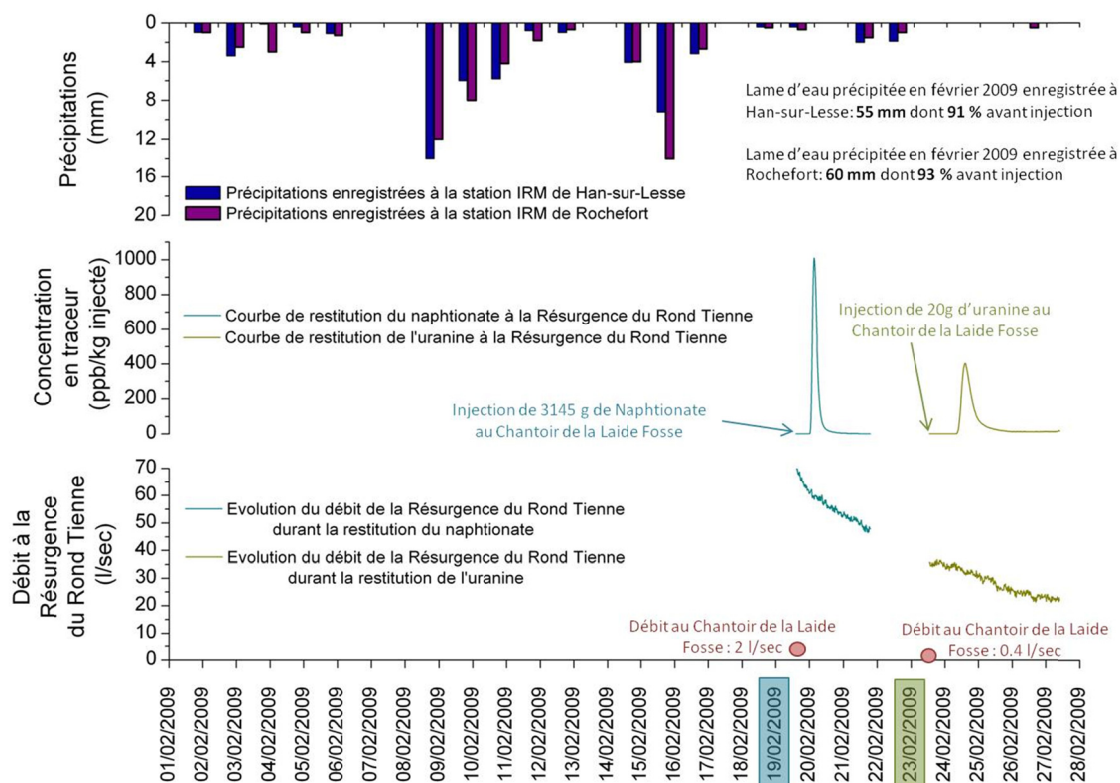


Fig.II.66 : Conditions hydrologiques lors des essais de traçage réalisés sur le chantoir de la Laide Fosse.

	Conductivité électrique (µSm/cm)	Interprétation	Remarque
Laide Fosse	190	Typique d'une eau de surface (précipitations, rivières).	Ces mesures ne sont interprétables qu'en cas de pollution très limitée de l'eau.
Résurgence du Rond Tienne	510	Typique d'un apport d'eau souterraine minéralogiquement chargée par dissolution du calcaire (nappe souterraine, eau de percolation de stalactites).	

Tabl. II.10 : Mesures de conductivité électrique au chantoir de la laide Fosse et à la résurgence du Rond Tienne.

L'injection de traceur (3,1 kg de naphthionate le 19/02 et 20 g d'uranine le 23/02) a été effectuée dans la rivière superficielle, quelques mètres à l'amont du point de perte de la doline de la Laide Fosse.

II.6.3.3.4.3 Résultats des essais de traçage

La restitution du traceur a été enregistrée à la résurgence du Rond Tienne tandis qu'aucun signal n'a été détecté aux autres sites d'échantillonnage.

Les courbes de restitution de l'uranine et du naphthionate à la résurgence du Rond Tienne sont présentées à la figure Fig.II.67.

Pour des conditions de débit initiales à la résurgence du Rond Tienne de 67 l/sec et 36 l/sec, les temps d'arrivées premières sont respectivement de 10 h et 19 h.

Cela correspond à des vitesses maximales d'écoulement de 149 m/h et 79 m/h.

Les temps modaux sont de 13 h et 23,2 h pour des concentrations maximales de 1011 ppb/kg injecté et 403 ppb/kg injecté ce qui correspond à des vitesses modales de 115 m/h et 64 m/h. Ces gammes de vitesse sont caractéristiques d'un système de type conduit karstique. Qui plus est, la morphologie des courbes de restitution (Fig.II.67), étroites et relativement symétriques, témoigne d'un processus de transport dominé par l'advection, ce qui renforce cette interprétation.

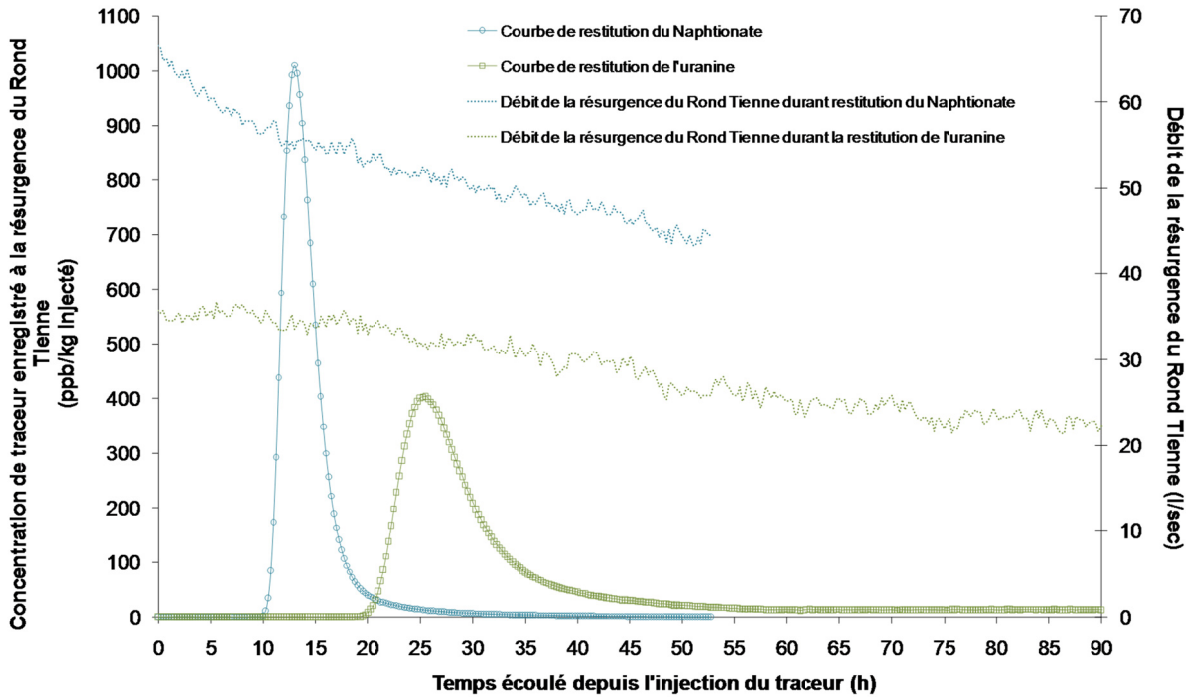


Fig.II.67 : Courbes de restitution de l'uranine et du naphionate enregistrées à la résurgence du Rond Tienne.

Traceur	Masse injectée (g)	Site d'injection	Débit au site d'injection (l/sec)	Sites d'échantillonnage			Résultats de traçage enregistrés à la résurgence du Rond Tienne						
				Fontaine Saint-Martin	Résurgence du Rond Tienne	Résurgence d'Eprave	Arrivée première (h)	Temps modal (h)	Bruit de fond (ppb)	Concentration modale (ppb/kg injecté)	Vitesse maximale (m/h)	Vitesse modale (m/h)	Durée de la restitution (h)
				Distance au site d'injection (m)									
Naphionate	3145	Chantoir de la Laide Fosse (Perte active)	2.0	Débit en début de traçage (l/sec)			10	13	0	1011	149	115	25
				/	67	/							
				Restitution du traceur									
				Non détectée	Détectée	Non détectée							
				Taux de restitution (%)									
/	80	/											
Uranine	20	Chantoir de la Laide Fosse (Perte active)	0.4	Débit en début de traçage (l/sec)			19	23,25	0	403	79	64	Concentration toujours supérieure au bruit de fond après 90 h d'échantillonnage
				/	36	/							
				Restitution du traceur									
				Non détectée	Détectée	Non détectée							
				Taux de restitution (%)									
/	50	/											

Tabl. II.11 : Résultats des essais de traçage effectués sur le système karstique de la Laide Fosse.

La courbe de restitution de l'uranine, obtenue dans les conditions de moindres débits présente une concentration modale nettement inférieure à la courbe de restitution du naphthionate et est plus affectée par des effets de retard (dissymétrie plus nette de la branche descendante de la courbe de restitution et pas de retour dans des conditions de bruit de fond similaires aux conditions avant injection). Ces particularités peuvent être expliquées par une intensification des interactions avec la nappe souterraine lorsque le débit diminue. Ces échanges " drain – nappe " plus marqués induisent une dilution plus importante et une restitution du traceur à faible concentration et retardée. Après 71 h d'échantillonnage, la restitution semble toujours en cours.

Les taux de restitution du naphthionate et de l'uranine sont respectivement de 80% et de 50% (Tabl. II.11).

II.6.3.3.4.4 *Discussion des résultats*

Les eaux du système karstique de la Laide Fosse résurgent à la résurgence du Rond-Tienne à Eprave. Les taux de restitution élevés (80 % et 50%) indiquent qu'il s'agit de leur principal exutoire. Les eaux infiltrées au sein de la bande calcaire nord du bassin versant étudié sont donc souterrainement exportées hors du bassin (Fig.II.68).

La connexion entre la Laide Fosse et la résurgence du Rond Tienne est établie via un système de type " conduit karstique " à haute transmissivité drainant partiellement la nappe d'eau contenue dans les calcaires givetiens ; le niveau de base régional pour cette nappe étant imposée par le niveau de la Lomme à Eprave.

Cette interprétation est basée sur les observations suivantes :

- Des différences de débit considérables entre la perte de la Laide Fosse (0.4 l/sec et 2.0 l/sec) et la résurgence du Rond Tienne (36 l/sec et 67 l/sec) ;
- Un contraste significatif de la conductivité électrique à la perte (190 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et à la résurgence (510 $\mu\text{S}/\text{cm}$) qui témoigne d'un apport d'eau souterraine important ;
- Des vitesses d'écoulement maximales (79 à 149 m/h) et modales (64 à 115 m/h) élevées ;
- Une morphologie de courbe de restitution (étroite et symétrique) reflétant un processus de transport dominé par l'advection.

L'évolution de la morphologie des courbes de restitution avec une décroissance du débit laisse supposer une augmentation progressive des interactions " conduit karstique – nappe " en cas de diminution des volumes d'eau transitant par le drain.

Un complément d'information basé sur un suivi piézométrique de la nappe des calcaires givetiens et un suivi limnimétrique de la Lomme et de la résurgence du Rond Tienne conforterait ces interprétations.

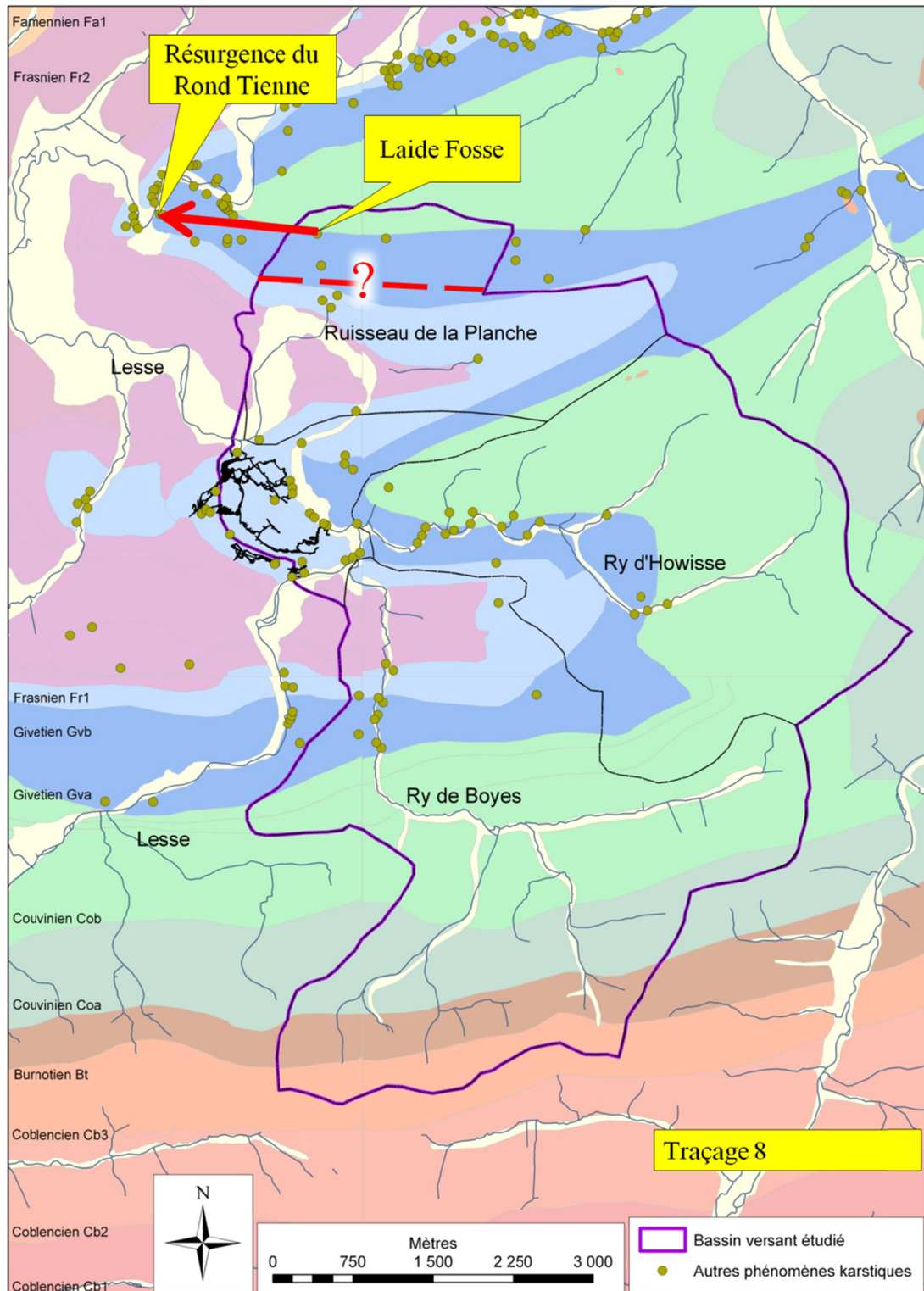


Fig.II.68 : Connexion hydrogéologique entre le chantoir de la Laide Fosse et la résurgence du Rond Tienne – Exportation des eaux infiltrées dans le nord du bassin versant étudié.

II.6.3.3.5 *Système karstique du ry de Boyes*

II.6.3.3.5.1 *Contexte géologique*

Lors de la traversée de la bande de calcaires givetiens correspondant aux anticlinaux des Boyes et d'Ochamps (cfr III.1), le ry de Boyes est affecté de processus d'infiltration diffuse. Quelques pertes plus conséquentes sont observables localement. Ces pertes sont totales ou partielles selon le débit de la rivière. L'essai de traçage décrit dans cette section a été réalisé à partir d'une perte totale localisée en rive droite du ry de Boyes quelques mètres à l'amont du "trou de Boyes" (De Broyer et al., 2002)(Fig.II.69). Cette perte est localisée au sein de la Formation calcaire de Mont d'Haur (Fig.II.70).

Plusieurs sites de résurgences sont envisagés (noms attribués dans l'Atlas du Karst Wallon - De Broyer et al., 2002) (Fig.II.69) :

- Les résurgences du méandre recoupé ;
- La grotte-résurgence d'Herdal ;
- La petite résurgence d'Herdal ;
- La résurgence du Ry de Boyes.

Les deux premiers sites sont localisés en rive droite de la Lesse au sein de la Formation de Mont d'Haur (Fig.II.70).

Le troisième site est localisé en rive droite de la Lesse au sein de la Formation de Fromelennes. La perte et cette émergence d'eau sont donc localisées de part et d'autre du Membre de Flohimont (base argileuse de la Formation de Fromelennes) (Fig.II.70).

Le quatrième site est localisé dans le talweg du ry de Boyes au niveau d'un seuil hydrogéologique constitué par le contact entre les calcaires perméables de la Formation de Fromelennes et des shales peu perméables de la Formations de Nismes. Ce site et la perte du ry de Boyes sont également localisés de part et d'autre du Membre de Flohimont (Fig.II.70).

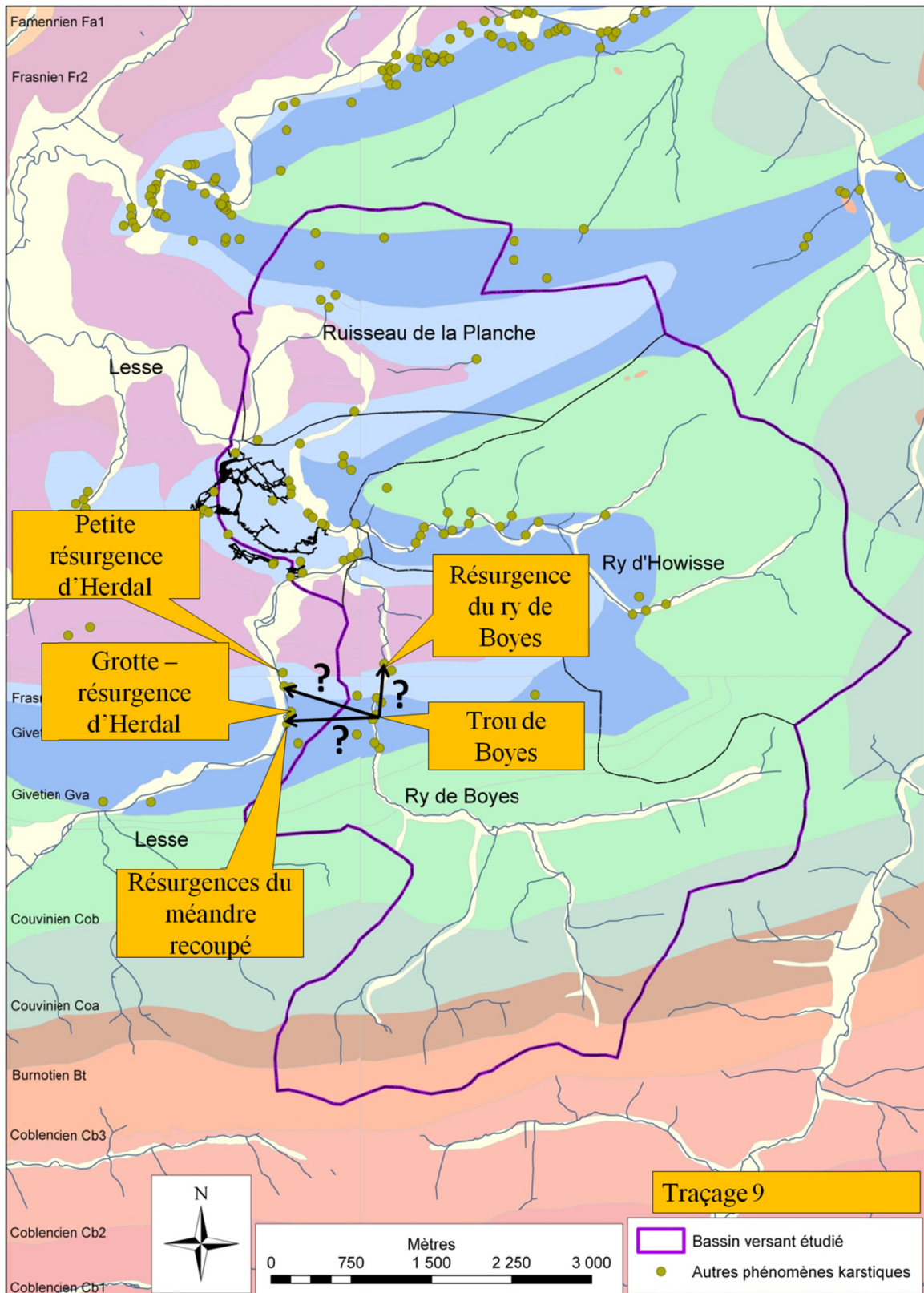


Fig.II.69 : Système karstique du ry de Boyes – résurgences potentielles.

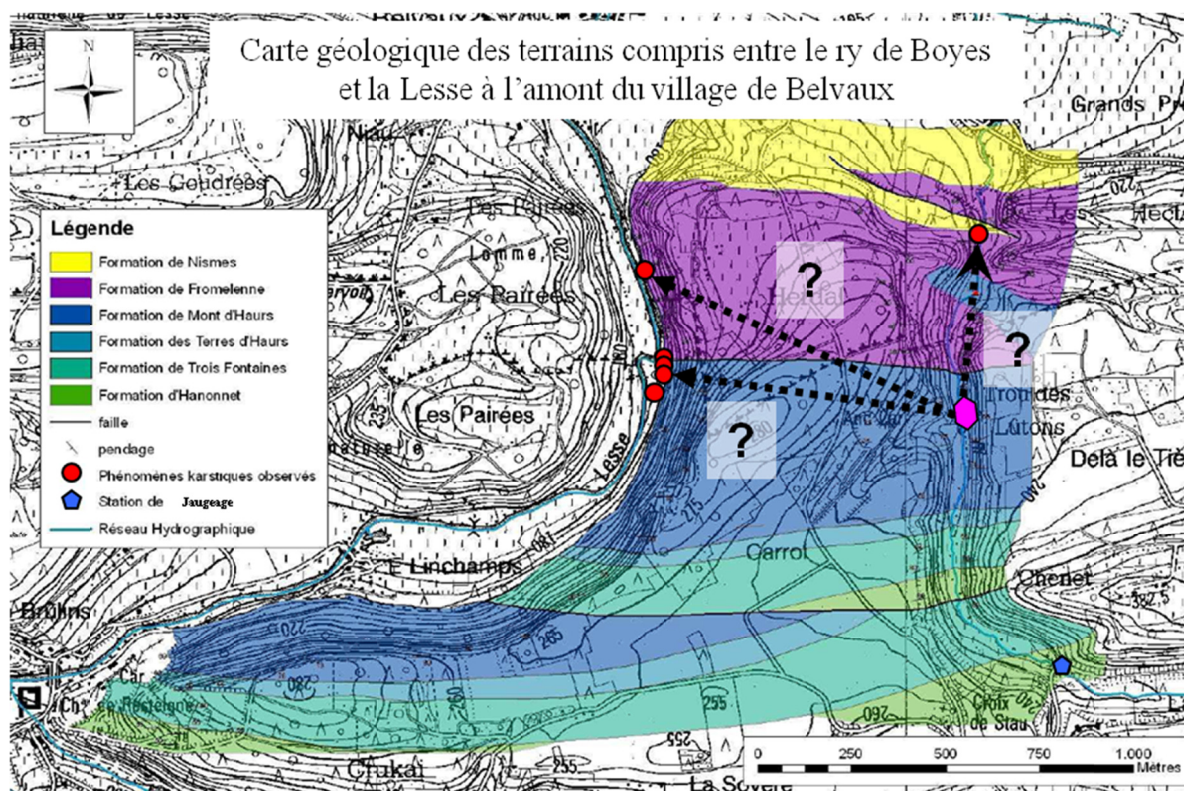


Fig.II.70 : Localisation de la perte du ry de Boyes (hexagone rose) et des éventuels sites de résurgence – Levé géologique A. Servais (2006).

II.6.3.3.5.2 *Historique*

Un premier essai de traçage a été effectué le 08 avril 1978 (Timperman, 1978). 800 grammes d'uranine ont été déversés dans le ry de Boyes 200 mètres à l'amont de la limite sud de la bande calcaire traversée par la rivière. Le débit du ry de Boyes était estimé à $0,4 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Les résurgences du méandre recoupé et la grotte-résurgence d'Herdal (reprises sous le nom de résurgence d'E Linchamps dans les travaux de Timperman (1978)) et la petite résurgence d'Herdal (nommée résurgence de Gymi dans les travaux de Timperman (1978)) ont été équipées de fluocapteurs. La résurgence du ry de Boyes n'avait, à l'époque, pas fait l'objet d'un échantillonnage.

Cette première expérience a permis de démontrer que les eaux s'infiltrant dans le talweg du ry de Boyes résurgeaient au niveau des résurgences du méandre recoupé et de la grotte-résurgence d'Herdal après 6 à 24 heures de parcours souterrain effectué parallèlement à la direction des couches géologiques.

Aucune trace d'uranine n'avait alors été détectée au niveau de la petite résurgence d'Herdal.

II.6.3.3.5.3 *Mise en œuvre de l'essai de traçage*

Afin de préciser les temps de transfert entre les pertes du ry de Boyes et les différents sites de résurgence, l'expérience de traçage a été réitérée le 30 juin 2006 (Servais, 2006).

Le débit du ry de Boyes à la limite amont des calcaires givetiens était de $0,02 \text{ m}^3/\text{sec}$ (mesure par exploration des champs de vitesse). Il n'était plus que de $0,0005 \text{ m}^3/\text{sec}$ (mesure par empotement) au niveau de la perte totale localisée quelques mètres à l'amont du trou de Boyes. Les pertes diffuses

localisées dans le talweg calcaire du ry de Boyes permettaient donc l'infiltration de la quasi-totalité du débit de la rivière.

Mille grammes de naphionate ont été injectés dans la perte.

Quatre échantillonneurs automatiques ont été installés au niveau des émergences d'eau de la grotte-résurgence d'Herdal (stations 1 et 2) et des résurgences du méandre recoupé (station 3 et 4) (Fig.II.71). La petite résurgence d'Herdal et la résurgence du ry de Boyes ont été équipées de fluocapteurs.

La configuration des sites de résurgence permettaient difficilement d'en mesurer le débit. Les taux de restitution du traceur ne pourront donc être calculés.

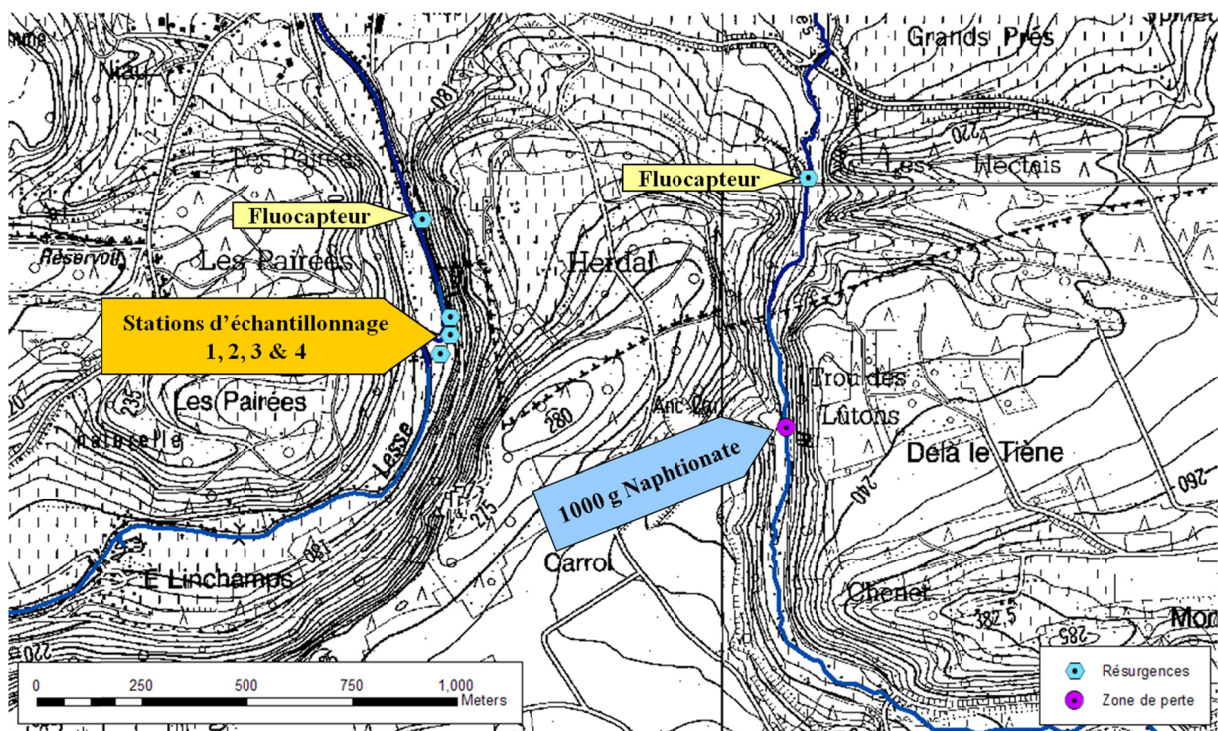


Fig.II.71 : Dispositif mis en place lors de l'essai de traçage entre la perte du Ry de Boyes et la grotte résurgence d'Herdal (stations 1 et 2), les résurgences du méandre recoupé (stations 3 et 4), la petite résurgence d'Herdal (fluocapteur en rive droite de la Lesse, et la résurgence du Ry de Boyes (fluocapteur dans le talweg du Ry de Boyes).

II.6.3.3.5.4 Résultats de l'essai de traçage

Une restitution d'uranine a été enregistrée aux stations 1 et 2 (grotte résurgence d'Herdal) et à la station 3 (résurgence du méandre recoupé). Aucune trace d'uranine n'a été détectée à la station 4 ni au niveau des fluocapteurs de la petite résurgence d'Herdal et de la résurgence du Ry de Boyes. Les courbes de restitution de l'uranine aux stations 1, 2 et 3 sont présentées à la figure Fig.II.72.

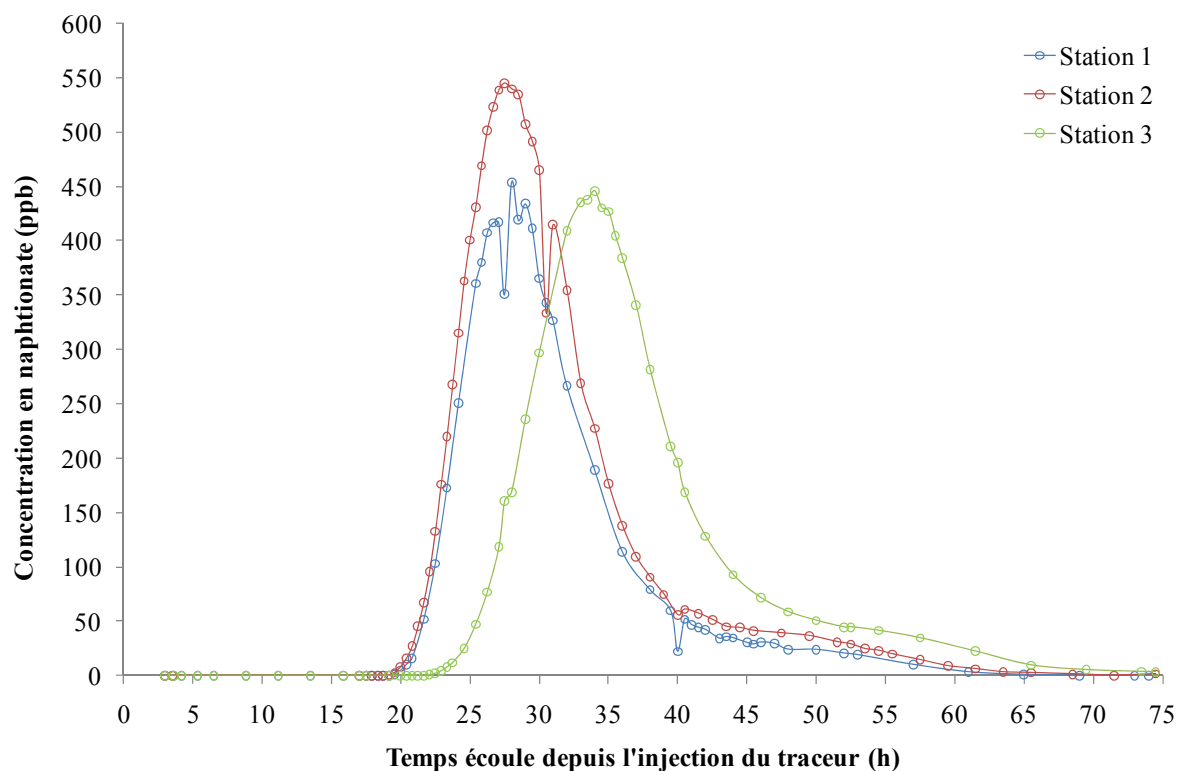


Fig.II.72 : Courbes de restitution du naphionate à la grotte –résurgence d'Herdal (stations 1 et 2) et aux résurgences du méandre recoupé (station 3).

Les temps d'arrivée première sont de :

- 20h à la station 1 ;
- 20 h à la station 2 ;
- 23,75 h à la station 3.

La distance en ligne droite entre la perte et les résurgences étant de 800 mètres, cela correspond à des vitesses maximales respectives de :

- 40 m/h ;
- 40 m/h ;
- 34 m/h.

Les temps modaux sont de :

- 28 h à la station 1 pour une concentration modale de 453,4 ppb ;
- 27,5 h à la station 2 pour une concentration modale de 544,9 ppb ;
- 334 h à la station 3 pour une concentration modale de 445,5 ppb.

Cela correspond à des vitesses apparentes de transit de :

- 41 h ;
- 43,5 h ;
- 50,6 h.

La restitution du traceur a duré :

- 41 h à la station 1 ;
- 43,5 h à la station 2 ;
- 50,6 h à la station 3.

Les taux de restitution n'ont pas pu être calculés.

Les résultats de l'essai de traçage sont synthétisés dans le tableau Tabl. II.12.

	Géologie	Arrivée première	Vitesse maximale	Temps modal	Vitesse apparente de transit	Concentration modale	Durée de la restitution	Taux de restitution
	(Formation)	(h)	(m/h)	(h)	(m/h)	(ppb)	(h)	%
Station 1	Fromelennes	20	40	28	30	453,4	41	?
Station 2	Fromelennes	20	40	27,5	29	544,9	43,5	?
Station 3	Fromelennes	23,75	34	34	24	445,5	50,6	?
Station 4	Fromelennes	/	/	/	/	/	/	/
Fluocapt 1	Mont d'Hours	/	/	/	/	/	/	/
Fluocapt 2	Limite Fromelennes / Nismes	/	/	/	/	/	/	/

Tabl. II.12 : Résultats de l'essai de traçage entre la perte du ry de Boyes et la grotte résurgence d'Herda (stations 1 et 2), les résurgences du méandre recoupé (stations 3 et 4), la petite résurgence d'Herda (Fluocapt. 1) et la résurgence du ry de Boyes (Fluocapt. 2).

II.6.3.3.5.5 Discussion des résultats

L'essai de traçage réalisé en juin 2006 permet de démontrer que, pour un débit du ry de Boyes de 0,02 m³/sec à l'entrée de la bande calcaire, la totalité des eaux drainées par cette rivière dans la partie amont peu perméable de son bassin s'infiltrer et est exportée à l'extérieur du bassin versant étudié au niveau des résurgences du méandre recoupé et de la grotte-résurgence d'Herda localisées en rive droite de la Lesse (Fig.II.73).

L'écoulement souterrain s'effectue parallèlement à la direction des couches calcaires de la Formation de Mont d'Hours et la Lesse constitue le niveau de base de ce système karstique

L'extension vers l'E de la bande calcaire drainée par le système karstique du ry de Boyes n'est pas déterminée (Fig.II.73).

Aucune trace de naphthionate n'ayant été décelée au niveau des émergences localisées en aval du Membre de Flohimont, l'influence de ce dernier sur le comportement hydrogéologique de la série calcaire givetienne semble à nouveau démontrée.

La "résurgence du ry de Boyes" n'en porte que le nom et constitue probablement un débordement de la nappe d'eau souterraine liée à la présence du seuil hydrogéologique constitué par le contact entre la Formation calcaire de Fromelennes et la Formation argileuse de Nismes.

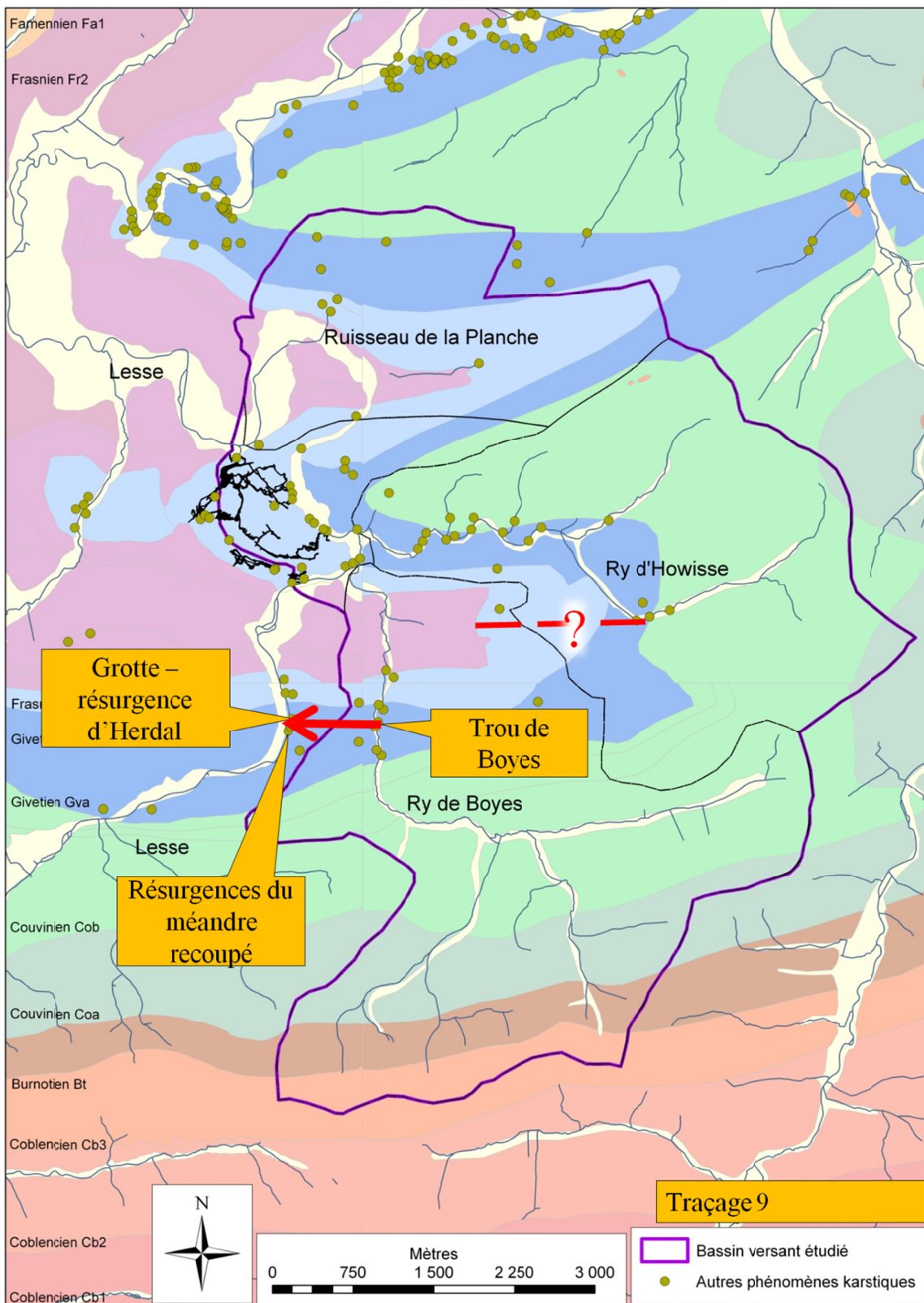


Fig.II.73 : Connexion hydrogéologique entre les pertes du ry de Boyes et la grotte-résurgence d'Herdal et les résurgences du méandre recoupé – Exportation des volumes d'eau infiltrés dans le sud du bassin versant étudié.

Eléments clés:

- Sur base des résultats de l'essai de traçage effectué sur le "système traçage" Laide Fosse – résurgence du Rond Tienne, ce dernier peut être envisagé comme un conduit karstique à haute transmissivité drainant partiellement la nappe d'eau souterraine ;
- Une partie des eaux infiltrées dans les extrémités nord (système de la Laide Fosse) et sud (système du ry de Boyes) du bassin versant étudié est souterrainement exportée du bassin hydrographique. Cette observation doit être prise en compte dans le cadre de la réalisation d'un bilan hydrogéologique visant à comparer les volumes d'eau entrant et sortant du système ;
- Les résultats de l'essai de traçage effectué sur le système du ry de Boyes démontre à nouveau l'influence du Membre de Flohimont sur le comportement hydrogéologique de la série calcaire givetienne.

II.7. BILAN HYDROGEOLOGIQUE

Le bilan hydrogéologique a pour objectif de comparer les volumes d'eau entrant et sortant d'un bassin versant. Dans le cas du bassin versant du tronçon de Lesse étudié, le bilan hydrogéologique repose sur la relation suivante :

$$P + Q_{Amont} = Q_{Aval} + ETR + \Delta RFU + \Delta Réserves + Q_{Pertes} + Q_{Captages} + Fermeture$$

Où :

- P : Précipitations ;
- Q_{Amont} : Débit de la rivière à l'entrée du bassin versant étudié ;
- Q_{Aval} : Débit de la rivière à l'exutoire du bassin versant étudié ;
- ETR : Evapotraspiration réelle ;
- ΔRFU : Fluctuation de la réserve facilement utilisable ;
- $\Delta Réserves$: Fluctuation des réserves en eaux souterraines ;
- Q_{pertes} : Débits infiltrés au niveau de pertes et exportés à l'extérieur du bassin versant étudié ;
- $Q_{Captages}$: Débit des captages exportant le volume d'eau capté hors du bassin versant étudié ;
- Fermeture : Terme de fermeture.

Tous les termes du bilan sont exprimés en mm, ce qui implique que les paramètres volumétriques (débits et fluctuations des réserves en eau souterraine) soient pondérés par la surface du bassin versant réel du tronçon de Lesse étudié.

Etant donné que les hydrogrammes de la Lesse enregistrés au village de Belvaux, au gouffre de Belvaux et au trou de Han ne présentent des valeurs de débit représentatives que sous un débit de 10 m³/sec, les bilans hydrogéologiques ne peuvent être réalisés qu'à l'échelle mensuelle pour des périodes de basses eaux.

La réalisation de bilans hydrogéologiques à l'échelle mensuelle nécessite de déterminer la variation de la réserve en eau souterraine.

L'estimation de la variation de la réserve sur base de coefficients de tarissement déterminés à partir de l'analyse des hydrogrammes s'est avérée peu concluante. Effectivement, sur base des interprétations de la limnimétrie et de la piézométrie, il a été conclu que la vidange des nappes d'eau souterraines devait s'effectuer rapidement et que l'apport de la nappe d'eau souterraine vers la rivière en période de basses eaux était minime. Les interactions nappe-rivière étant limitées au sein du massif de Boine, les coefficients de tarissement déterminés par l'analyse des hydrogrammes semi-logarithmiques (Castany, 1963, Fetter, 2001) seraient donc représentatifs de la vidange de la nappe d'eau souterraine contenue dans les formations peu perméables du bassin versant de la Lesse développé à l'amont du massif de Boine et non de la vidange des formations calcaires karstifiées du massif de Boine.

Qui plus est, il a été déterminé, au moyen des essais de traçage, que les volumes d'eau infiltrés au niveau des pertes de la Laide Fosse et du Ry de Boyes étaient exportés hors du bassin versant topographique du tronçon de Lesse étudié. Dès lors, l'optimisation des résultats du bilan hydrogéologique nécessite non seulement de préciser les limites du bassin hydrogéologique ou bassin versant réel du tronçon de Lesse étudié mais aussi de réaliser des bilans hydrogéologiques sur ces deux systèmes karstiques de manière à quantifier les volumes d'eau quittant effectivement le bassin versant.

Le cumul de ces approximations nous a menés à conclure que les bilans hydrogéologiques réalisés dans le cadre de cette thèse sont ininterprétables à ce stade du travail.

III. ZONE VADOSE

III.1. DEFINITION DE L'EPIKARST

L'épikarst est défini comme la partie superficielle altérée de la zone vadose (Fig.III.1). Il résulte de la combinaison de la décompression, de l'altération et de la dissolution des roches carbonatées. La porosité et la perméabilité y sont considérablement accrues et distribuées de façon plus homogène par rapport au massif rocheux " sain " sous-jacent (Klimchouck, 2004).

La gamme de porosité au sein de l'épikarst est estimée entre 1% et 10 % (Smart et Friederich, 1986 ; Gouisset, 1981 ; Williams, 1985) ; contre 0.005 à 0.5 % de porosité de fissure et de pore dans la roche saine (Worthington et al., 2000).

L'épaisseur de la zone épikarstique est très variable et est communément estimée entre 10 et 15 m (Klimchouk, 2004). Sa limite inférieure est très irrégulière et dépend du relief, de la lithostratigraphie et de la structure géologique.

De part ses caractéristiques, l'épikarst peut être considéré comme un sous-système régulateur d'un système karstique plus vaste. Il joue un rôle d'emmagasinement et distribue les quantités d'eau infiltrées de manière diffuse vers la zone vadose sous forme d'écoulement rapide ou lent avec un délai plus ou moins long selon l'importance de la recharge.

La hiérarchisation progressive de la perméabilité entre les parties sommitale et basale de l'épikarst engendre une convergence des eaux d'infiltration vers une structure collectrice plus profonde, telles des zones de fissures/fractures plus importantes, qui vont drainer cette zone épikarstique. Selon Kiraly (2002) ; plus de 50 % de l'eau d'infiltration en provenance de l'épikarst rejoint la zone vadose sous forme d'écoulement concentré via des drains à haute perméabilité.

Il est possible d'observer des modifications de la topographie de la surface calcaire en réponse au développement de ces processus hydrologiques épikarstiques (développement de dolines de dissolution) ; ce qui témoignerait d'un certain stade de développement de l'épikarst (Klimchouk, 2004).

Un colmatage du réseau de fissures de l'épikarst, et donc une diminution de sa perméabilité, est envisageable de part la météorisation de la roche mère qui engendre une altération, chimique et minéralogique, profonde et la formation de particules fines. Cela dépend, notamment, de la composition et de la structure de la roche mère, du climat, de la topographie.

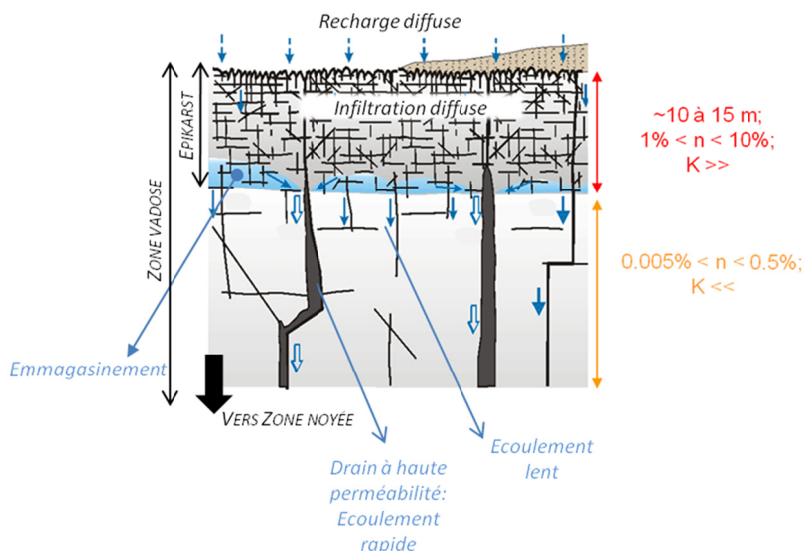


Fig.III.1 : Caractéristiques hydrogéologiques de la zone épikarstique (d'après Klimchouck, 2004 – modifié) – n : porosité, K : conductivité hydraulique.

III.2. OBJECTIFS

Les expériences réalisées sur l'épikarst dans le cadre de cette thèse visent à réaliser une première ébauche de caractérisation et de quantification des processus d'écoulement et de transport au sein de la zone vadose.

L'objectif est de mieux comprendre les processus de recharge diffuse de la nappe d'eau souterraine, principalement en termes de temps de transfert, afin d'interpréter au mieux le comportement hydrogéologique des zones noyée et épinoyée.

III.3. MATERIEL ET METHODES

Afin d'étudier le comportement hydrogéologique de l'épikarst, un laboratoire souterrain a été installé au sein de la grotte du Père Noël, au niveau de la salle de la Chambre à coucher (Fig.III.2). Celle-ci est localisée 70 mètres sous la surface du sol au sein de la Formation de Fromelennes.

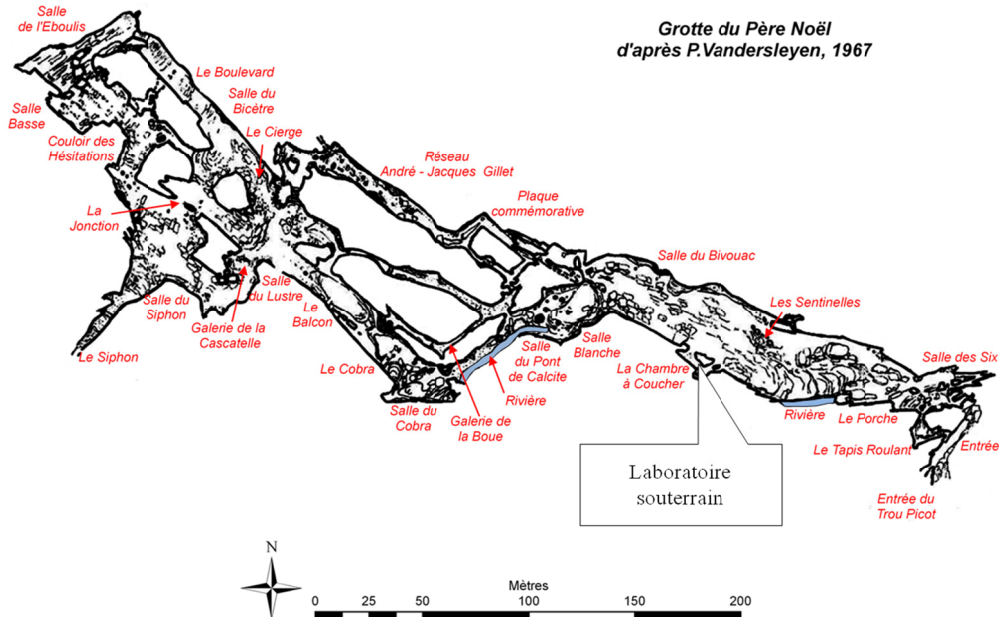


Fig.III.2 : Localisation du laboratoire souterrain au sein de la grotte du Père Noël.

III.3.1. Débit et conductivité électrique

Le débit d'une stalactite active, localisée dans la salle de la Chambre à coucher, a été mesuré en continu à l'aide d'un collecteur auto-siphonnant muni d'une sonde pressiométrique CTD-diver. La conductivité électrique standard de l'eau de percolation a également été mesurée.

III.3.2. Essai de traçage à partir de la surface

Un **essai de traçage** à partir de la surface a été réalisé afin de caractériser l'**écoulement** et le **transport** via l'épikarst.

Le site d'injection du traceur (Fig.III.4) a été déterminé sur base de la projection en surface de la localisation souterraine de la salle de la Chambre à Coucher. Cette projection a été réalisée perpendiculairement à la direction des couches et à partir des valeurs angulaires du pendage des couches géologiques mesurées au sein de la grotte du Père Noël. Ces valeurs sont comprises entre 45° et 55° vers le SW et ont été considérées constantes jusqu'à la surface topographique.

Sur le terrain, il s'est avéré que le secteur défini de manière théorique correspondait à une zone en dépression de 5 à 10 mètres de large, développée parallèlement à la direction des couches géologiques au sein de la moitié inférieure de la formation de Fromelennes.

Cinq cents grammes d'uranine ont été déversés le 27 mars 2009 dans la dépression et ont été introduits dans l'épikarst à l'aide d'une chasse "instantannée" de 500 litres d'eau. Aucune chasse d'eau continue et artificielle n'a été utilisée par la suite, le traçage a été effectué dans des conditions naturelles d'infiltration. Les conditions de précipitations et température journalières durant le mois suivant l'injection sont présentées à la figure (Fig. III.3).

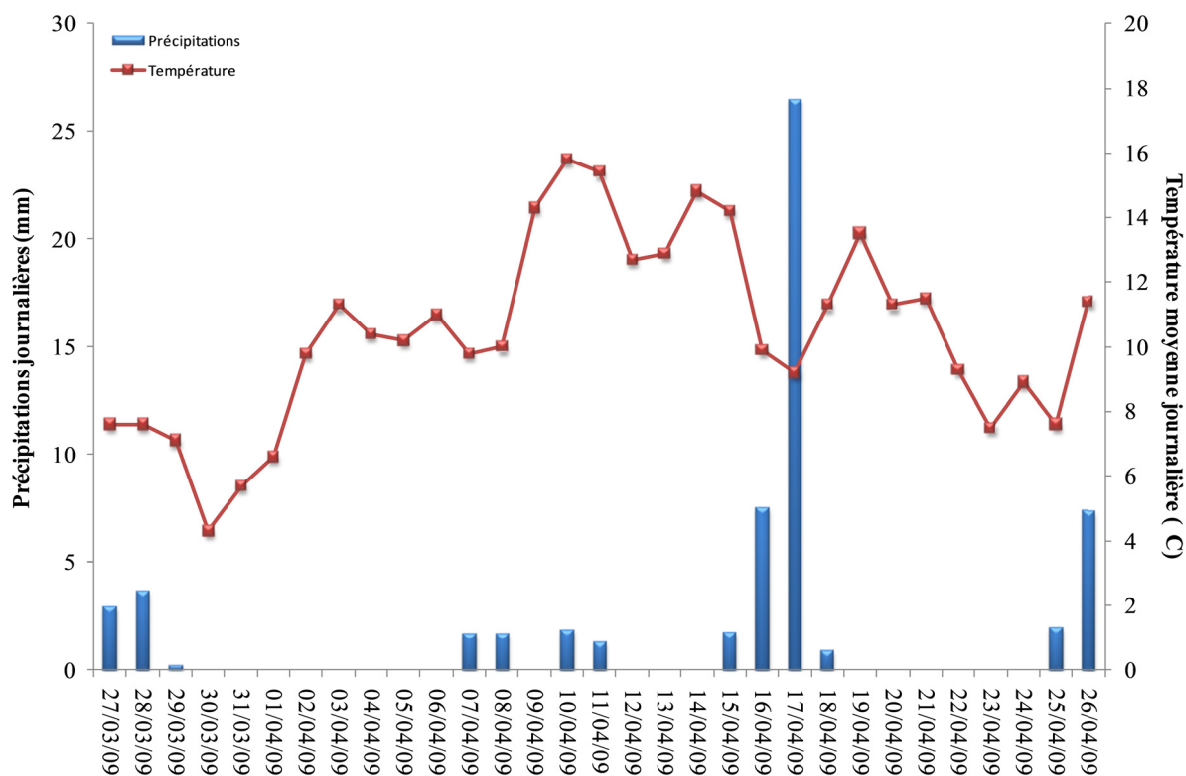


Fig. III.3 : Conditions de précipitations et de température durant le mois suivant l'injection de l'uranine dans l'épikarst (Données IRM).

Les eaux de percolation transitant via le débitmètre ont été redirigées vers une vasque naturelle (ancien gours) au sein de laquelle a été installé un fluorimètre de terrain GGUN-FL 30 enregistrant en continu le signal de fluorescence de l'eau selon un pas de temps de 10 minutes.

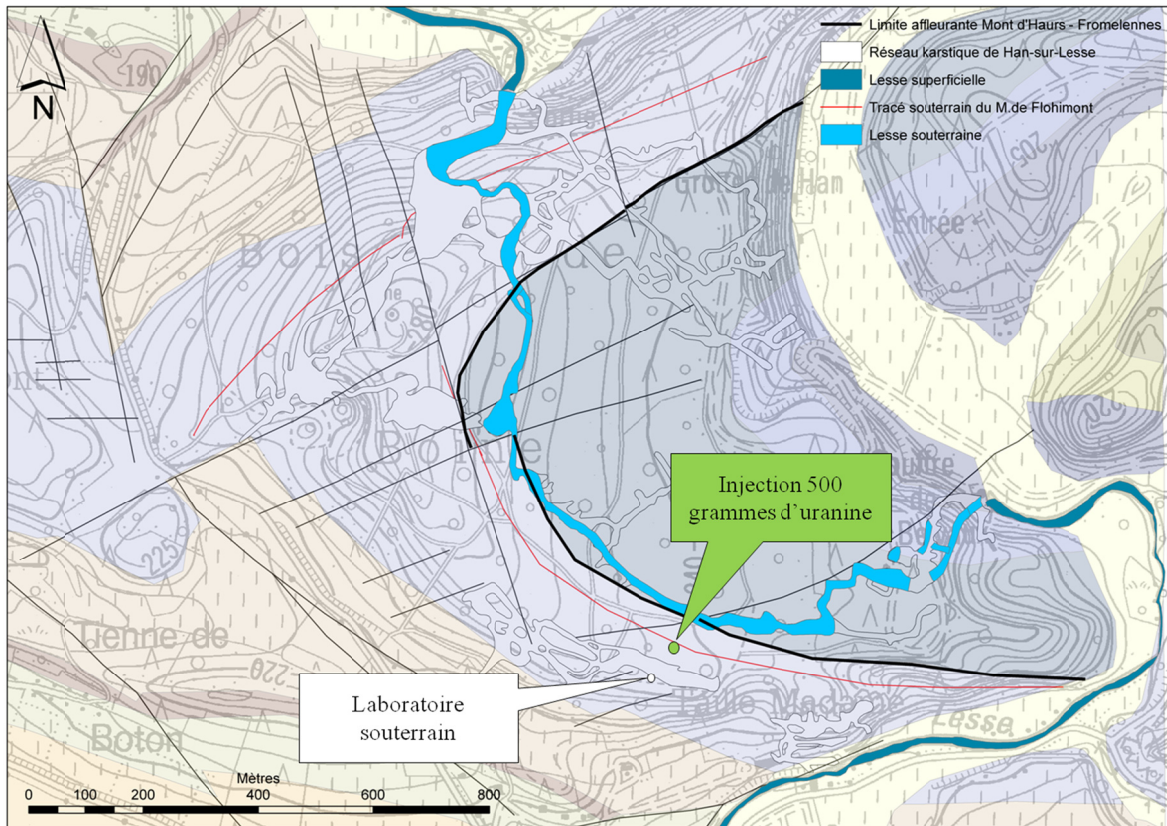


Fig.III.4 :Traçage à partir de la surface - Localisation du site d'injection

III.4. RESULTATS

III.4.1. Débit et conductivité électrique

L'évolution du débit de la stalactite active de la grotte du Père Noël a été corrélée avec l'évolution des volumes d'eau infiltrés en surface.

La quantité d'eau infiltrée (I_{eff}) au sein de l'épikarst a été calculée selon la relation suivante (Fig.III.5):

$$P \text{ (mm)} - \text{ETR} \text{ (mm)} = \text{EU} \text{ (mm)} = R \text{ (mm)} + I_{\text{eff}} \text{ (mm)}$$

Où :

P : Précipitations ;

ETR : Evapotranspiration réelle ;

EU : Eau utile,

R : Ruissellement ;

I_{eff} : Infiltration efficace.

Etant donné la topographie plane du secteur, l'importante karstification et le faible développement de sol qui assurent une bonne perméabilité des calcaires, R est considéré comme négligeable et $EU = I_{\text{eff}}$

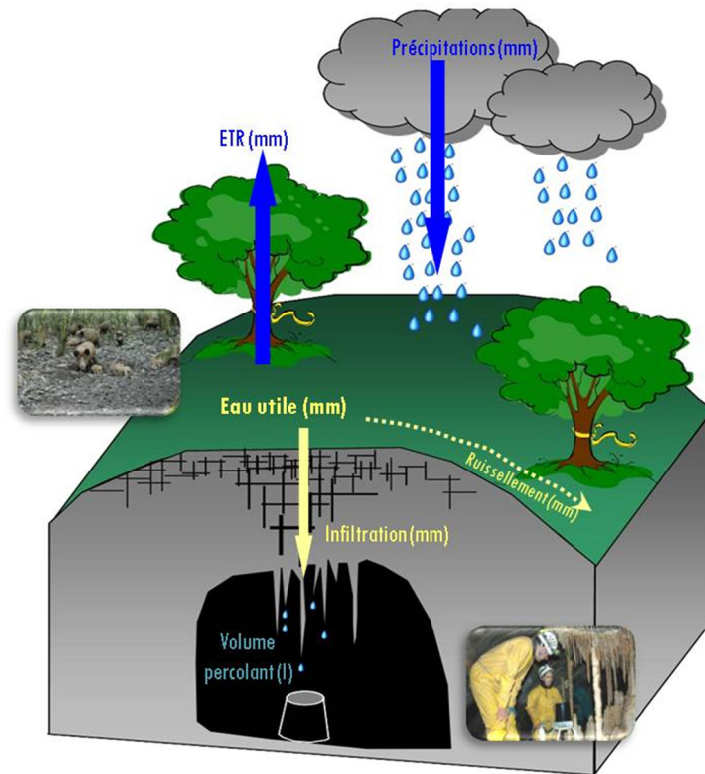


Fig.III.5 : Paramètres des bilans hydrologiques visant à comparer les volumes d'eau infiltrés à partir de la surface et les volumes d'eau percolant au niveau de la stalactite active.

En raison de problèmes expérimentaux, l'enregistrement du débit durant les mois de janvier 2008 à mai 2008, août et septembre 2008, septembre 2009 et novembre à décembre 2009 sont lacunaires, ne permettant pas le calcul du volume de percolation mensuel.

Le volume mensuel minimum est observé en novembre 2008 (Fig.III.6). Il est de 340 litres, ce qui correspond à un débit quotidien moyen de 11 l/j. Le volume maximum (980 litres) est enregistré au mois de juillet 2008. Le débit quotidien moyen est alors de l'ordre de 33 l/j.

La comparaison des volumes mensuels d'eau de percolation avec l'infiltration mensuelle permet de dégager une cyclicité annuelle présentant la particularité suivante : les maxima de volumes d'eau de percolation sont atteints en période estivale lorsque l'eau utile est très faible voire nulle (Fig.III.6).

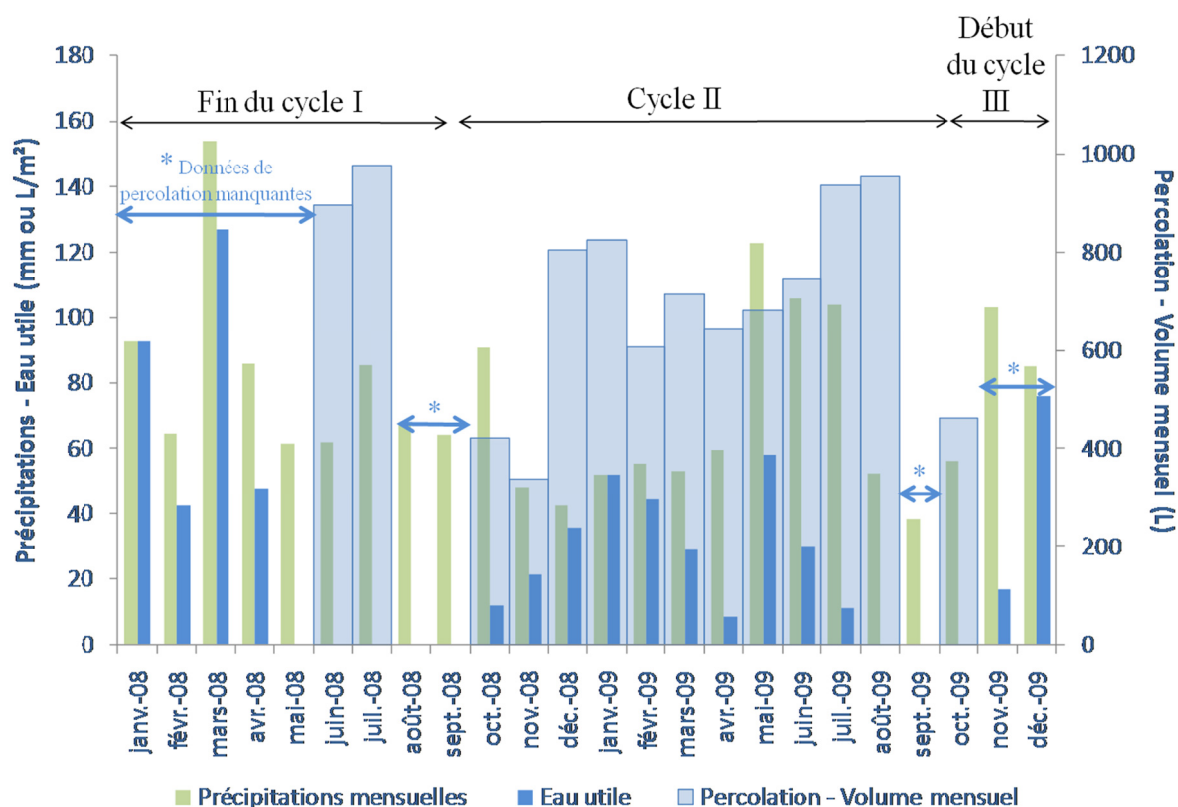


Fig.III.6 : Comparaison entre les précipitations moyennes, l'eau utile moyenne et les volumes d'eau de percolation à l'échelle mensuelle.

La corrélation entre les épisodes pluvieux et la réactivité de la stalactite active en termes de débit journalier permet de découper un cycle annuel en quatre phases (Fig.III.7 et Fig.III.8):

- **Phase 1** : Durant les périodes dépourvues d'infiltration efficace, une longue et lente décroissance du débit (juillet à décembre 2008 et août à décembre 2009) est observée avant d'atteindre les valeurs minimales fin novembre 2008 et 2009 (~10 l/j). Cette longue phase de tarissement est interprétée comme la vidange de la zone épikarstique ;
- **Phase 2** : Au début des mois de décembre 2008 et 2009, une augmentation subite du débit (20 l/j en une semaine) est observée malgré une reprise de l'infiltration dès le mois d'octobre. Une phase de recharge de l'épikarst de plusieurs semaines, témoignant de sa capacité d'emmagasinement, est nécessaire avant d'enregistrer une augmentation du débit de la stalactite. Ce processus avait déjà été observé et décrit par Genty et Deflandre (1999) ;
- **Phase 3** : La saturation de l'épikarst durant la période hivernale (janvier à avril 2009) permet alors des fluctuations de débit plus fréquentes en réponse aux événements pluvieux enregistrés en surface ;
- **Phase 4** : Une augmentation du débit, progressive cette fois, est ensuite observée jusqu'aux valeurs de débit maximales (35 l/j) malgré la faible quantité ou l'absence d'eau utile.

Les phases 1 à 3 du cycle d'écoulement annuel de la stalactite avaient déjà été décrites dans les travaux de Genty et Deflandre (1999). La quatrième phase du cycle n'était à l'époque pas observée.

Durant la période étudiée, la conductivité électrique de l'eau de percolation a fluctué entre 410 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 470 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Une étude détaillée de la corrélation entre les fluctuations de la conductivité électrique et les fluctuations du débit de la stalactite n'a pas été effectuée dans le cadre de ce travail.

Dans leurs travaux de 1999, D. Genty et G. Deflandre (1999) ont observé des fluctuations de la conductivité électrique comprises entre 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 450 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ils ont démontré une nette corrélation entre l'augmentation de la conductivité électrique et l'augmentation du débit. D'après ces auteurs, des volumes d'eau plus minéralisée seraient donc mobilisés lors de l'augmentation de la pression hydraulique liée à la recharge de la zone épikarstique. Cette eau pourrait provenir de la zone épikarstique elle-même ou de régions plus profondes de la zone vadose où l'eau serait stockée au sein de microfissures lors des épisodes de hautes eaux précédents (Genty et Deflandre, 1999).

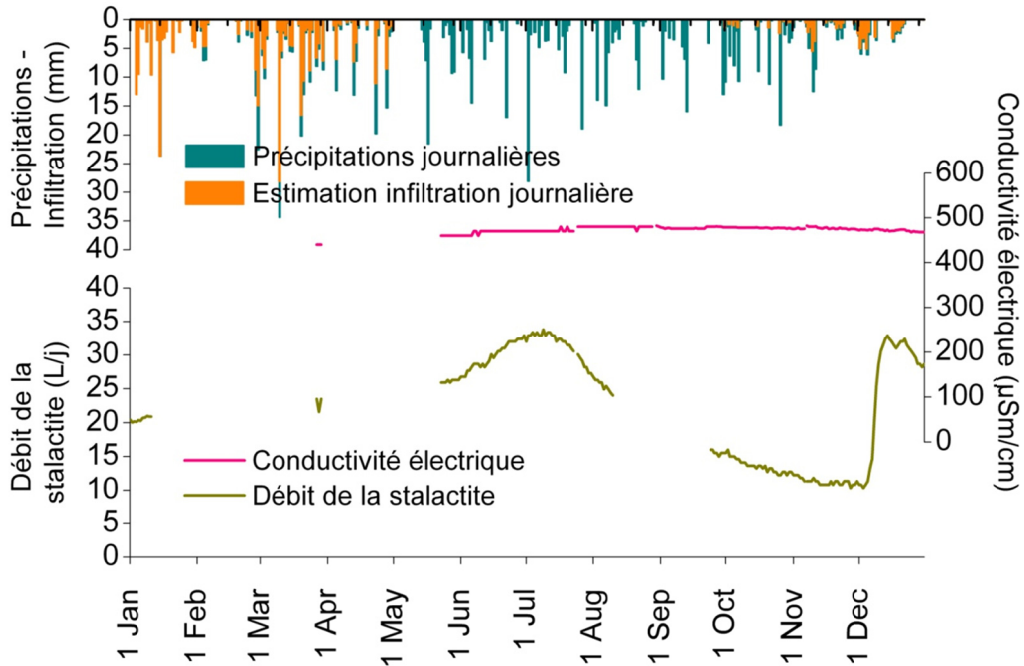


Fig.III.7 : Evolution du débit de la stalactite active en fonction des épisodes pluvieux (2008).

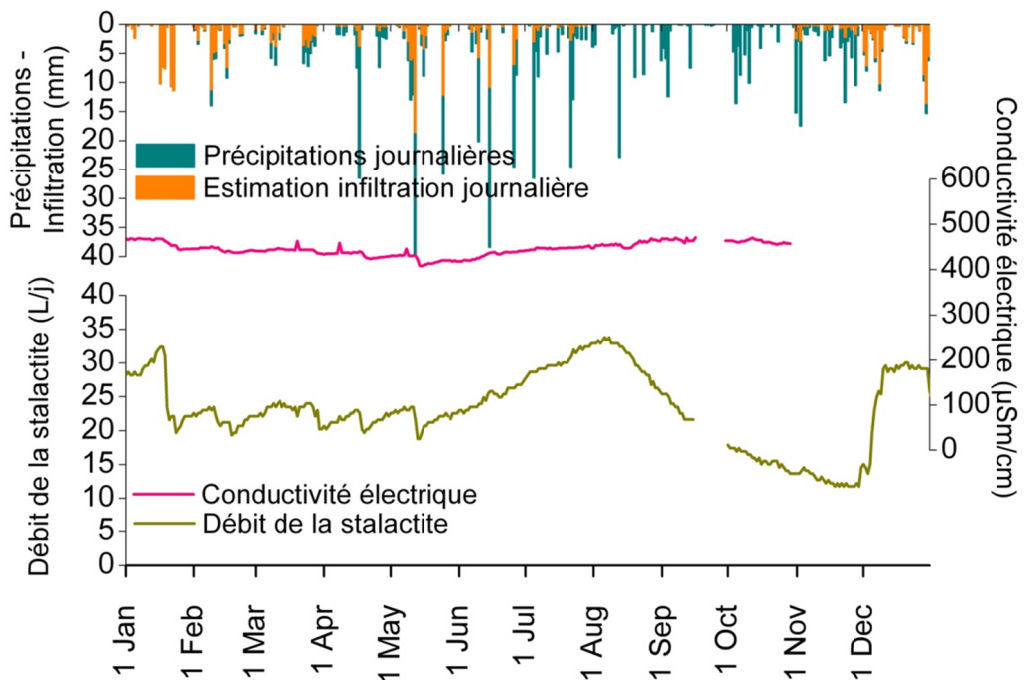


Fig.III.8 : Evolution du débit de la stalactite active en fonction des épisodes pluvieux (2008).

III.4.2. Traçage à partir de la surface

Pour une injection de 500 grammes d'uranine en surface du massif de Boine et un échantillonnage dans la salle de la Chambre à coucher (grotte du Père Noël) :

- L'arrivée première de traceur est enregistrée 7 heures après injection ; ce qui correspond à une vitesse maximale d'écoulement de l'ordre de 10 m/h (Fig.III.9);
- Le temps modal est de 76 heures (3,2 jours) pour une concentration modale élevée de 72 ppb (Fig.III.9).

La restitution du traceur a duré plus de 200 jours pour un taux de restitution inférieur à 1 %. Cela implique que la majeure partie du traceur est piégée dans les volumes d'eau stockés au sein de la zone épikarstique.

Ces premiers résultats démontrent la rapidité de l'écoulement à travers l'épikarst, l'importance des processus d'emménagement et la complexité des processus de transfert dans un milieu karstique non saturé.

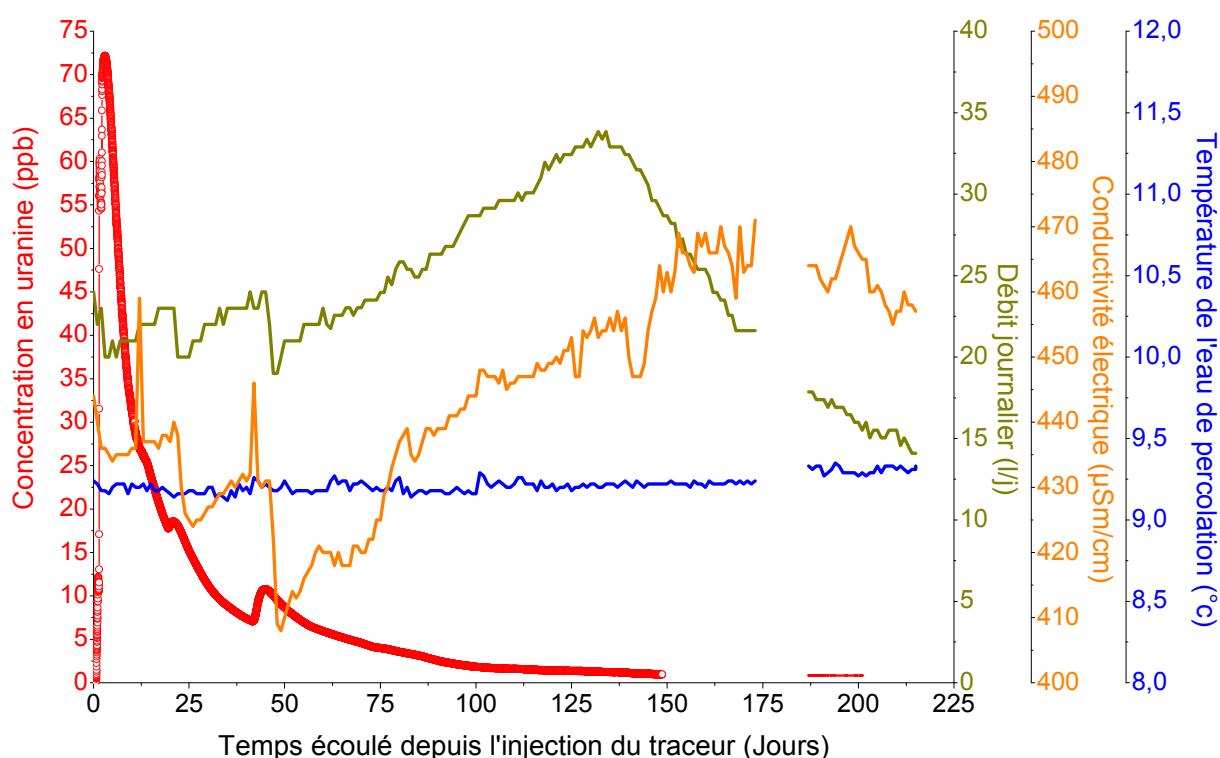


Fig.III.9 : Stalactite active de la Chambre à coucher - Courbe de restitution de l'uranine.

III.5. CONCLUSIONS

Les différentes méthodes d'investigation de l'épikarst utilisées dans ce travail en démontrent la dualité. Ce dernier est caractérisé par un système de drainage rapide (vitesse maximale de 10 m/h), en connexion avec un système capacitif responsable des processus de "stockage/déstockage" à retardement mis en évidence par le suivi du débit et par l'essai de traçage à partir de la surface (Fig.III.10).

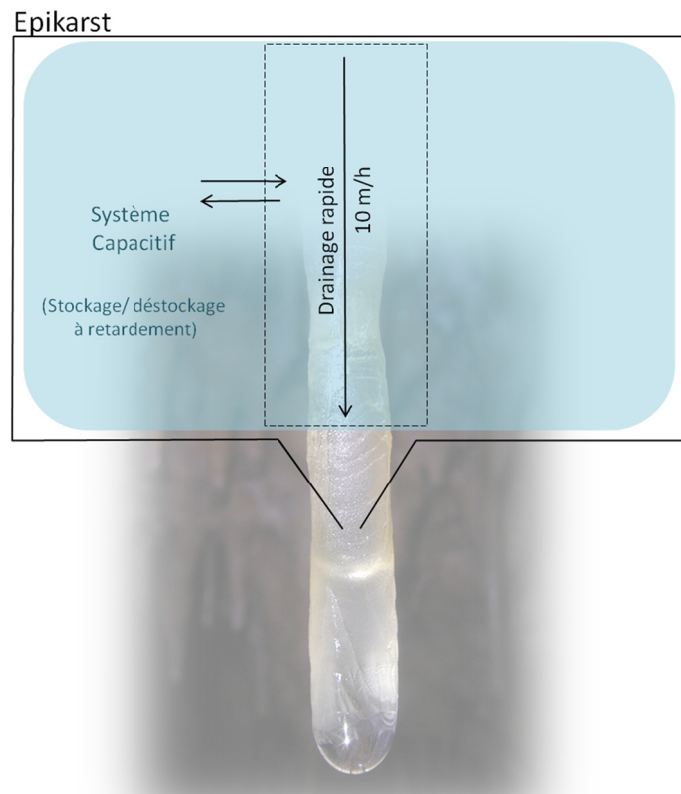


Fig.III.10 : Conceptualisation simplifiée du comportement hydrogéologique de l'épikarst.

Éléments clés:

- Les expériences réalisées ont pour objectif une première ébauche de caractérisation et de quantification des processus d'écoulement et de transport au sein de la zone vadose ;
- La corrélation entre les volumes d'eau de percolation et les volumes d'eau infiltrés mensuellement permet de dégager une cyclicité annuelle caractérisée par des maxima de volumes d'eau de percolation durant les périodes dépourvues d'eau utile ;
- La corrélation entre les épisodes pluvieux et la réactivité de la stalactite en termes de débit journalier permet de découper un cycle annuel en quatre phases:
 - Vidange de la zone épikarstique ;
 - Recharge de la zone épikarstique engendrant une réactivation retardée de la stalactite ;
 - Saturation de la zone épikarstique ;
 - Augmentation régulière du débit de la stalactite précédant la vidange suivante de la zone épikarstique.
- Sur base de l'essai de traçage effectué à partir de la surface, la vitesse de transfert vertical peut atteindre 10 m/h et la durée de restitution excède deux cents jours pour un taux de restitution inférieur au pourcent ;
- L'épikarst est caractérisé par un système de drainage rapide en connexion avec un système capacitif responsable des processus de " stockage/déstockage " à retardement mis en évidence par le suivi du débit et par l'essai de traçage à partir de la surface.

IV. CONCLUSION : SCHEMA CONCEPTUEL DU COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DU MASSIF DE BOINE EN PERIODE DE BASSES EAUX

IV.1. SCHEMA CONCEPTUEL

L'analyse du comportement hydrogéologique global du massif de Boine a été abordée sous différents aspects.

Les zones noyée et épinoyée ont fait l'objet :

- d'analyses limnimétriques ;
- d'analyses piézométriques ;
- d'essais de traçage ;
- d'analyses des paramètres physico-chimiques de l'eau (température, conductivité électrique standard et éléments majeurs).

Une portion de la zone vadose du massif de Boine, localisée à l'aplomb de la grotte du Père Noël, a fait l'objet :

- d'un suivi débitométrique ;
- d'un essai de traçage à partir de la surface.

Le recoupement entre toutes les informations collectées par ces différentes méthodes d'investigation nous permet de proposer un schéma conceptuel du comportement hydrogéologique du massif de Boine.

Le schéma présenté à la figure Fig.IV.1 conceptualise le comportement hydrogéologique du massif de Boine pour un degré d'activation II du système karstique actif. La compartimentation en unités hydrogéologiques proposée est identique pour les degrés d'activation I, III et IV du système. Les principales nuances entre les différents degrés d'activation résident dans l'intensité du gradient hydraulique général (qui demeure malgré tout très faible) et dans l'activation/désactivation de certaines diffluences (Dérivation, galerie de l'Egout, parties fossiles du réseau touristique).

Ce schéma n'est pas réalisé à l'échelle et consiste en un bloc diagramme développé⁶ du système karstique actif compris entre le gouffre de Belvaux et le trou de Han. Les cotes limnimétriques et piézométriques figurant sur le schéma correspondent aux enregistrements du 05/09/2008. Le débit de la Lesse était alors de 1,5 m³/sec.

La lecture, d'amont en aval de ce schéma, permet de synthétiser les principales caractéristiques du comportement hydrogéologique du massif de Boine.

Dès son entrée sur les calcaires du massif de Boine (VB – cote 168,3 m), la Lesse devient perchée par rapport à la nappe d'eau souterraine et est infiltrante (CR – cote 166,6 m). Les volumes d'eau infiltrés sont minimes comparativement au débit de la Lesse et ne peuvent être quantifiés par les méthodes de jaugeage de la rivière.

Les eaux infiltrées de manière diffuse au sein du talweg calcaire de la Lesse entre le village de Belvaux (VB) et le gouffre de Belvaux (GB) alimentent une première unité hydrogéologique (Unité I).

⁶Le système karstique est étiré selon un axe linéaire.

Cette unité est délimitée au Sud-Ouest par la Formation argileuse de Nismes et au Nord-Est par le Membre de Flohimont. Sa limite amont n'est pas définie mais intègre probablement une bonne partie des calcaires de la Formation de Fromelennes constituant le flanc sud de l'anticlinal de Wavreille. Sa limite aval correspond à sa confluence avec la galerie de l'Egout (réseau Sud).

Elle comprend le système karstique C-PN-RS (trou des Crevés – grotte du Père Noël – réseau Sud). Les eaux prélevées au sein du système C-PN-RS appartiennent à la seconde classe physico-chimique définie sur base des analyses de température, de conductivité électrique et des éléments majeurs. Elles correspondent aux eaux "mixtes" résultant d'un mélange entre les eaux d'origine superficielle (Lesse) et les eaux souterraines (nappe).

La connexion hydrologique entre le trou des Crevés, la grotte du Père Noël et le réseau Sud a été démontrée par essai de traçage.

Sur base des résultats de traçage, la connexion entre la rivière du trou des Crevés et la grotte du Père Noël s'effectuerait selon un drain de faible section ($0,4 \text{ m}^2$ - estimation QTracer2) qui serait dépourvu d'interactions importantes avec la nappe d'eau souterraine. Ce drain pourrait même être perché par rapport à la nappe. Pour un débit de la rivière de la grotte du Père Noël de $0,004 \text{ m}^3/\text{sec}$, le temps moyen de séjour est de 8,4 h (estimation Qtracer2), ce qui correspond à une vitesse apparente de transit de 38,5 m/h.

A partir de la grotte du Père Noël, la rivière et la nappe d'eau souterraine présentent des cotes altimétriques similaires (PN – cote 159,2 m). Sur base des résultats d'essai traçage, la connexion hydrogéologique entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud doit être envisagée comme un volume calcaire noyé à forte porosité de fissure responsable d'un accroissement considérable de la section d'écoulement. Cette section, estimée à $44,6 \text{ m}^2$ (estimation Qtracer2), est responsable de la faible vitesse de transfert. Pour un débit de $0,02 \text{ m}^3/\text{sec}$ de la rivière de la grotte du Père Noël, le temps moyen de séjour est de 294,7 h (estimation Qtracer 2), ce qui correspond à une vitesse apparente de transit de 3,4 m/h. Finalement, la forte dilution du traceur et les effets de retard importants témoigneraient d'une interaction importante avec un stockage d'eau souterraine peu mobile.

Une fois arrivées à la galerie de l'Egout, les eaux en provenance de la grotte du Père Noël sont drainées jusqu'à l'exutoire du réseau Sud via le collecteur du réseau Sud (ColS).

La nappe d'eau souterraine contenue dans l'unité hydrogéologique I est très rabattue et présente un gradient hydraulique faible estimé à 0,3% par interpolation linéaire entre la cote piézométrique enregistrée dans la grotte du Père Noël et la cote limnimétrique de l'affluent de rive gauche de la galerie de l'Egout (AffS – 156,3 m).

Après son parcours superficiel entre le village de Belvaux et le gouffre de Belvaux, la Lesse se perd totalement au gouffre de Belvaux (GB – cote 158,7 m). Commence alors le cours souterrain de la Lesse, alternant zones noyées et tronçons de rivière souterraine, au sein de la seconde unité hydrogéologique définie au sein du massif de Boine (Unité II).

La partie amont de l'unité II comprend le système de la Lesse souterraine comprise entre la zone noyée du gouffre de Belvaux et le réseau de l'Au-Delà. Elle est délimitée au SW par le Membre de Flohimont qui la rend hydrogéologiquement indépendante de l'unité I. L'extrémité amont de l'unité II (DA – cote 156,8 m) est décrochée de 2,4 mètres vers le bas comparativement à l'extrémité amont de l'unité I (PN – cote 159,2 m). Cela s'explique par l'intense degré de karstification des calcaires de

Mont d'Hours, siège du système karstique de la Lesse souterraine, comparativement aux calcaires de la Formation de Fromelennes.

La partie aval de l'unité II s'étend vers l'W et comprend la zone noyée de l'Au-Delà, le réseau Sud (ColS) et le cours souterrain de la Lesse compris entre la salle d'Armes (SA) et la salle du Dôme (Dô).

La zone noyée de l'Au-Delà est développée au niveau de la zone axiale de l'anticlinal de Wavreille et des accidents longitudinaux FL1, FL2 et FL3. Cette zone de fracturation intense permet la connexion hydrogéologique entre le cours souterrain de la Lesse et le réseau Sud.

Pour un degré d'activation II du système karstique actif, la salle d'Armes serait l'unique exutoire de la zone noyée de l'Au-Delà ; et le siphon de la salle du Corail (CO – cote 156,5 m) constituerait un simple regard sur celle-ci. Lors d'une augmentation du débit de la Lesse ($>2 \text{ m}^3/\text{sec}$, passage du degré d'activation II au degré d'activation III), le siphon de la salle du Corail devient un second exutoire de la zone noyée de l'Au-Delà et permet la déviation d'un bras de Lesse via le réseau Sud.

La nappe d'eau souterraine de l'unité II est très rabattue et possède un gradient hydraulique très faible estimé à 0,1 % sur base d'une interpolation linéaire entre les cotes piézométriques et limnimétriques amont (Ours – 157,1 m et Da -156,8 m) et aval (SA -156,6 m, CO – 156,5 m, ColS – 156,2 m).

L'analyse de la piézométrie et de la limnimétrie indique que la rivière et la nappe sont en équilibre et que les fluctuations piézométriques conditionnent directement la limnimétrie de la Lesse souterraine. L'analyse de la limnimétrie de la Lesse souterraine durant une période de sécheresse hivernale a également permis de démontrer que la vidange de la nappe d'eau souterraine devait être rapide et s'effectuerait, en l'absence d'eau utile, en un laps de temps estimé à 4 à 6 semaines.

Les essais de traçage réalisés à partir du gouffre de Belvaux indiquent que les temps moyens de séjour de la Lesse au sein du massif sont courts. Pour un débit de la Lesse de $1,4 \text{ m}^3/\text{sec}$, le temps moyen de séjour entre le gouffre de Belvaux (GB) et la salle d'Armes (SA) est de 12,7 h (estimation Qtracer2), ce qui correspond à une vitesse apparente de transit de 119,5 m/h. En période de crue ($19,5 \text{ m}^3/\text{sec}$), la vitesse apparente de transit est de 641,8 m/h.

Ces vitesses sont importantes. Malgré la présence de zones noyées conséquentes le long du cours souterrain de la Lesse (zone noyée du gouffre de Belvaux et réseau de l'Au-Delà), elles ne permettent pas d'interactions suffisantes avec la nappe d'eau souterraine pour affecter significativement la signature physico chimique de l'eau. Les échantillons d'eau prélevés dans le cours souterrain de la Lesse (SA, CO, PED) appartiennent à la classe physico-chimique de type I regroupant les "eaux d'origine superficielle".

L'unité II est limitée à l'aval par le Membre de Flohimont. La direction NE–SW du membre de Flohimont, transverse par rapport au gradient d'écoulement général SE-NW entre le gouffre de Belvaux (GB) et le trou de Han (TH), pourrait entraver l'écoulement de la nappe d'eau souterraine vers l'exutoire. Cela expliquerait le décrochement vers le haut de 1,5 m de l'unité II par rapport à l'unité III. Cependant, la présence des accidents transversaux FT1, FT2 et FT3, liés au pli-faille de Sorotchinsky, induirait, au niveau de la salle du Dôme, la présence d'une zone de faiblesse permettant l'exutoire de l'unité II vers l'unité III.

L'unité III est constituée par les volumes d'eau souterraine stockée au sein de la Formation de Fromelennes du flanc nord de l'anticlinal de Wavreille.

Le niveau de base de cette unité est imposé par la résurgence de la Lesse au trou de Han. Les cotes piézométriques de la Grande fontaine (GF - 154, 9 m) et du regard de nappe du Halage (Hal - 154,9 m) sont supérieures à la cote altimétrique de la Lesse au Pédalo (PED-154,7 m) démontrant le caractère drainant de la rivière dans ce secteur. Les volumes drainés restent cependant peu significatifs et ne peuvent être quantifiés par les méthodes de jaugeage traditionnelles.

L'essai de traçage à partir de la surface a permis de démontrer que les vitesses de transfert vertical via la zone vadose pouvaient être très rapides (10 m/h). Les calcaires givetiens très fracturés et karstifiés du massif de Boine affleurant sous un sol très peu développé voire inexistant, il est fort probable que le processus de recharge de la nappe d'eau souterraine par infiltration diffuse soit très rapide. Les pics de crue de la nappe d'eau souterraine sont effectivement enregistrés seulement 10 à 48 plus tard que ceux de la Lesse.

Sur base de toutes ces observations, le comportement hydrogéologique du massif de Boine peut être synthétisé en trois termes :

- **Hétérogénéité**, faisant référence à la compartimentation hydrogéologique du massif de Boine directement liée aux hétérogénéités géologiques de l'anticlinal de Wavreille ;
- **Subhorizontalité**, faisant référence aux très faibles gradients hydrauliques caractérisant le système karstique tant au niveau de la limnimétrie que de la piézométrie ;
- **Transmissivité**, faisant référence aux faibles temps de réaction du système.

Ces deux derniers facteurs compliquent considérablement la collecte et l'interprétation des données hydrogéologiques.

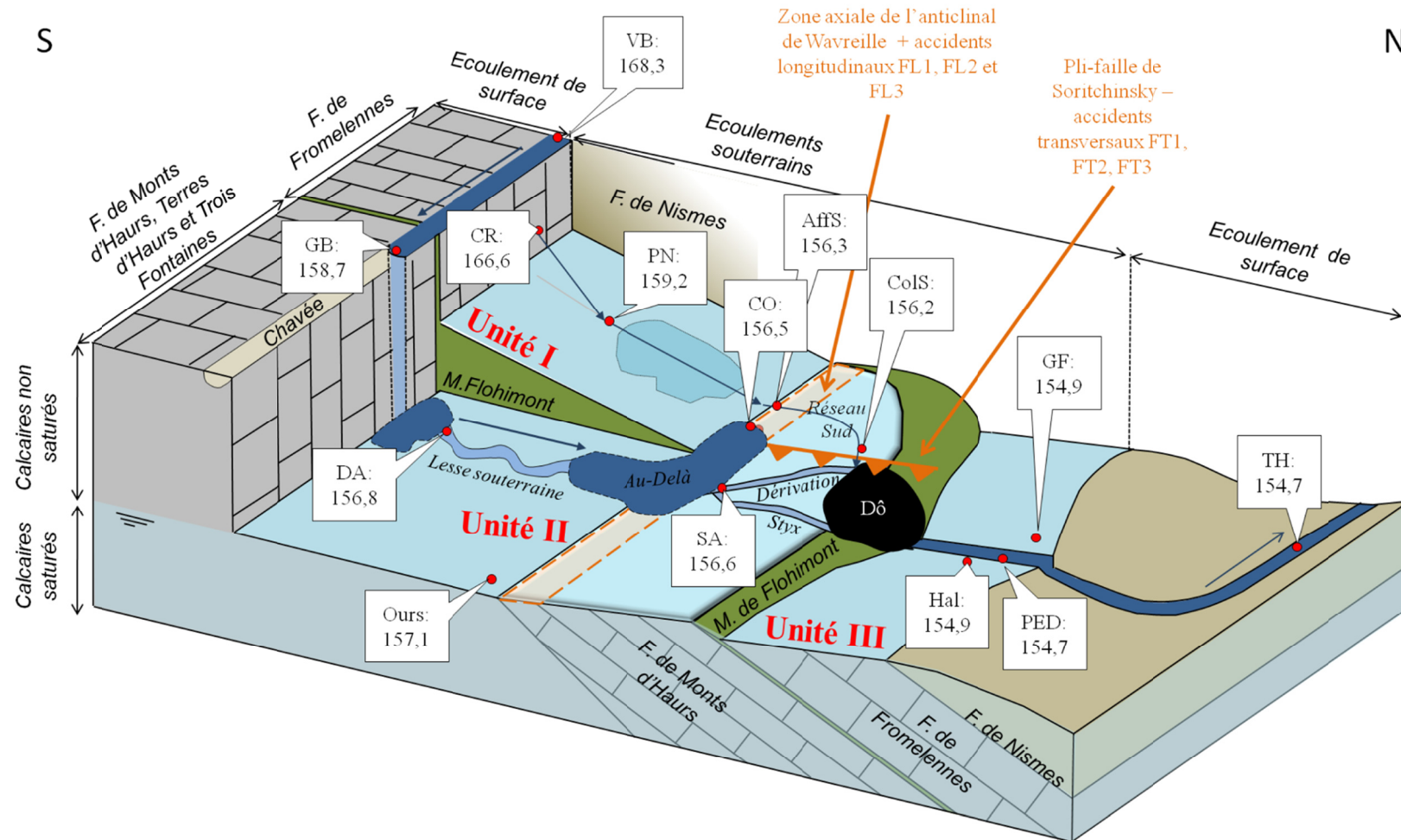


Fig.IV.1 :Schéma conceptuel du comportement hydrogéologique du massif de Boine pour un degré d'activation II du système karstique actif – VB : village de Belvaux, GB : gouffre de Belvaux, CR : zone noyée d'entrée du trou des Crevés, PN : rivière et regard de nappe de la grotte du Père Noë, AffS : affluent du réseau Sud, ColS : collecteur du réseau Sud, DA : salle Daniel Ameye, SA : salle d'Armes, CO : salle du Corail, Dô : salle du Dôme, Hal : regard de nappe du Halage, GF : regard de nappe de la Grande fontaine, PED : Lesse à la station Pédalo, TH : Lesse à la station trou de Han.

IV.2. ANALOGIE AVEC LES TRAVAUX DE A.MANGIN

Mangin, dans ses travaux de 1982 (b), classe les systèmes karstiques en deux grands types (in Marsaud, 1997) :

- les systèmes fonctionnels ;
- les systèmes non-fonctionnels.

IV.2.1. Systèmes fonctionnels

Dans un système fonctionnel, la structure est karstique et le potentiel hydraulique est important. Le système est dit *fonctionnel* car il a un comportement de type karstique (écoulement rapides et turbulents) en adéquation avec la structure.

Dans ce genre de système, Mangin (1975) distingue deux types de structure au sein de la zone noyée : un *axe de drainage* ou *drain* et les *systèmes annexes au drainage* (SAD).

L'axe de drainage est constitué d'un ensemble de conduits constituant l'ossature autour de laquelle s'organise la zone noyée. Il peut se développer dans la partie supérieure de la zone noyée ou être situé en profondeur sous le niveau de l'exutoire. C'est cet axe de drainage que nous nommons système karstique actif dans le cadre de ce travail.

Les SAD sont localisés de part et d'autre du drain et constituent des volumes capacitifs. Ils sont organisés en ensembles bien individualisés et peuvent être localisés sous le niveau de l'exutoire ou sous le niveau du drain.

La relation entre l'axe de drainage et les SAD est assurée par des conduits de taille variable disposés plus ou moins en profondeur. Le drain assure la fonction transmissive du système karstique, tandis que les SAD assurent la fonction capacitive. A l'étiage, le drain assure le drainage des SAD, alors qu'en crue, il les alimente.

IV.2.2. Systèmes non-fonctionnels

Les systèmes non-fonctionnels sont de deux types :

- soit le milieu est peu karstique et sa structure s'apparente à celle d'un milieu fissuré. L'écoulement y est déterminé par la structure car les pertes de charge sont très importantes. Il y a adéquation entre la structure et l'écoulement mais ce dernier n'est pas représentatif d'un milieu karstique quel que soit l'importance du potentiel hydraulique ;
- soit le milieu est karstique avec des vides de grande taille, hiérarchisés, mais il y a inadéquation entre la structure et le fonctionnement en raison d'un potentiel hydraulique faible.

Dans ce second cas, la structure du système est identique à celle définie dans un système fonctionnel (drain et SAD). Cependant, le potentiel hydraulique étant faible, la dissociation des fonctions capacitives (SAD) et transmissives (drain), bien que toujours présente, n'affecte plus la dynamique des écoulements.

IV.2.3. Identification du système karstique de Han-sur-Lesse

L'identification de la fonctionnalité d'un système karstique repose sur une analyse systémique du milieu (Mangin, 1998, 2008). *"Cette approche impose un suivi des différentes grandeurs qui caractérisent la dynamique du système, soit en tant que fonction d'entrée (la pluie par exemple) ou en tant que fonction de sortie (les débits,...) encore comme observable physiquement (la piézométrie, l'infiltration). [...]L'ensemble de ces données doit ensuite être traité soit indépendamment, soit en liaison les unes avec les autres.[...] Ces méthodes s'appellent : analyses corrélatoires et spectrales, analyses en ondelettes continues ou discontinues, analyses fractales ou multifractales [...]. Avant de procéder à cette analyse, il convient de vérifier que les données fournies traduisent bien le fonctionnement de ce système et que l'on maîtrise la totalité des débits".*

En raison de contraintes liées au terrain, les hydrogrammes enregistrés dans le cadre de cette étude sont représentatifs du comportement du système uniquement pour des conditions de débit de la Lesse inférieures à 5 m³/sec. A ce stade du travail, ces données ne sont pas utilisables pour ce genre d'interprétation.

Cependant, sur base du recoupement des observations effectuées à partir des analyses piézo-limnimétriques, des essais de traçage et des analyses des paramètres physico-chimiques, nous estimons pouvoir proposer une première évaluation de la fonctionnalité du système karstique de Han-sur-Lesse **en conditions d'étiage**. Ces hypothèses nécessiteraient bien entendu une vérification par les méthodes d'investigation adéquates.

L'unité I (système C-PN-RS) serait plutôt représentative d'un système karstique fonctionnel. La zone de drainage correspond à la connexion hydrogéologique démontrée par essai de traçage entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud. Le drainage des SAD associés est responsable de la différence de débit observée entre l'amont (0,02 m³/sec) et l'aval (0,034 m³/sec) et de l'importante dilution du traceur observée lors de l'essai de traçage décrit précédemment.

La vérification de cette hypothèse nécessiterait la mise en place d'une station de jaugeage à l'exutoire du système (AffS). Cependant, les conditions de terrain ne permettront pas l'acquisition de données satisfaisantes. Effectivement, la section de jaugeage est très variable en raison de l'envasement important du site lors des épisodes de crues et, surtout, le site est inaccessible en période de hautes eaux.

A l'étiage, l'unité II consisterait plutôt en un système non-fonctionnel à degré de karstification très élevé mais à potentiel hydraulique faible. La zone de drainage principale correspond au cours souterrain de la Lesse. Ce dernier est en équilibre avec la nappe d'eau souterraine et le drainage des systèmes annexes est minime.

En période de hautes eaux, la fonctionnalité de cette unité est réactivée et est intense de par la présence de gradients hydrauliques plus marqués. La haute transmissivité du massif assure un drainage rapide permettant un retour à des conditions de basses eaux endéans quatre à six semaines dépourvues d'eau utile.

La Lesse souterraine est une rivière d'origine superficielle, son temps de transfert au sein du massif de Boine est très court et les interactions avec la nappe d'eau souterraines sont peu importantes. Les hydrogrammes de sortie du système témoignent probablement plus du comportement de la rivière de surface que du système karstique lui-même.

Dès lors, l'identification de la fonctionnalité de cette unité hydrogéologique nécessiterait d'un part l'acquisition d'hydrogrammes représentatifs de la gamme complète de débit de la Lesse ; d'autre part la soustraction du signal de type rivière superficielle du signal de l'exutoire du système.

De part son caractère drainant, l'unité III serait plutôt associée à un système karstique fonctionnel. La Lesse souterraine constituant la zone de drainage et la Grande fontaine constituant, par exemple, un regard sur un SAD.

**TROISIEME PARTIE : DIMENSIONNEMENT PAR
MODELISATION DU "SYSTEME - TRAÇAGE" DU
RESEAU KARSTIQUE DE HAN-SUR-LESSE**

I. INTRODUCTION

L'interprétation des résultats d'essais de traçage effectués sur le système karstique "gouffre de Belvaux – trou de Han" pour des débits de la Lesse de 0,9 m³/sec, 1,4 m³/sec, 4,7 m³/sec et 19,5 m³/sec confirme que les caractéristiques d'écoulement et de transport y sont typiques d'un milieu de type rivière (cfr partie II). Cependant, à l'inverse d'une rivière superficielle, vingt-cinq pourcents de la longueur du cours souterrain de la Lesse correspondent à des zones noyées. Les deux plus importantes sont : le gouffre de Belvaux et le réseau de l'Au-Delà (Fig.I.1).

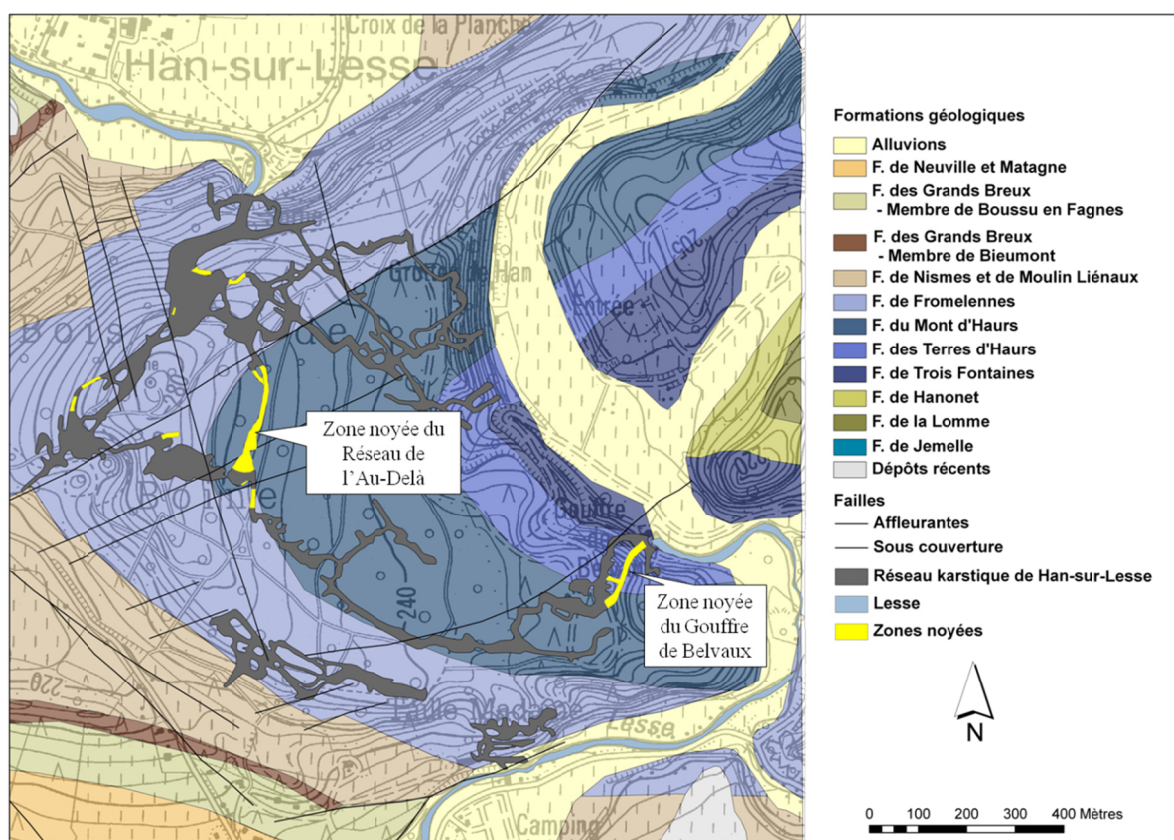


Fig.I.1 : Localisation des zones noyées du cours souterrain de la Lesse – Fond géologique (Blockmans et Dumoulin, soumis) – Topographie du réseau karstique (Quinif, 1987).

L'objectif de ce travail est de dimensionner ces zones noyées à l'aide d'un modèle mathématique et de déterminer leur impact sur la restitution du traceur à l'aval du système. Pour ce faire, une expérience de traçage (traçage n°1 – cfr partie II) avec échantillonnage à l'amont et à l'aval des zones noyées du gouffre de Belvaux et du réseau de l'Au-delà a été mise en œuvre.

L'expérience a été réalisée pour un débit de la Lesse de 0,7 m³/sec au gouffre de Belvaux. Cela correspond au degré d'activation n°1 du système karstique actif.

Une première modélisation des résultats d'essai de traçage a été réalisée à l'aide du logiciel Qtracer2 (Field, 2002). Cette modélisation a permis de quantifier des paramètres d'écoulement (V_{max} , V_{app} , N_r) et de transport (α_L , D_L , Pe) et d'estimer la section d'écoulement (A) au sein du système karstique actif. Les résultats issus de cette modélisation sont représentatifs du système karstique dans sa globalité et ne tiennent pas compte des hétérogénéités liées à l'alternance de zones noyées et de tronçons de rivière souterraine.

Un dimensionnement plus précis du système karstique actif et la quantification des paramètres d'écoulement et de transport pour chaque type de milieu (zone noyée ou rivière souterraine) ont été effectués à l'aide du logiciel *Otis* (Runkel, 1998). Ce logiciel est conçu pour modéliser l'écoulement et le transport en rivière.

Les résultats des modélisations *Otis* sur le système "gouffre de Belvaux – trou de Han" étant concluants, cette méthode de modélisation a été appliquée aux systèmes karstiques annexes du massif de Boine : le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" et le système "grotte du Père Noël – réseau Sud". Une ultime application a été effectuée sur un système karstique totalement étranger au réseau de Han-sur-Lesse : le système karstique du "chantoir de Rostène" localisé à Bouvignes-sur-Meuse (Dinant – Belgique).

II. EXPERIMENTATION

II.1. DESCRIPTION DE L'ESSAI DE TRAÇAGE

L'essai de traçage a été réalisé le 21 septembre 2009 dans des conditions d'étiage prononcé. Le débit de la Lesse mesuré au gouffre de Belvaux, à la salle d'Armes et au trou de Han par la méthode d'investigation des champs de vitesse était de $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$; ce qui correspond à un degré d'activation n°1 du système karstique actif.

Le débit est resté stable durant toute la période de restitution (Fig. II.1). Etant donné que les valeurs de débit mesurées à l'amont et à l'aval du système sont similaires et qu'aucune différence majeure n'est observée, le débit en tout site intermédiaire du cours souterrain de la Lesse sera supposé équivalent à $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$.

La turbidité de l'eau aux divers sites d'échantillonnage était comprise entre 0 et 21 NTU (Nephelometric Turbidity Unit), ce qui correspond à une eau claire (0 à 5 NTU) à légèrement trouble (0 à 30 NTU) (valeurs RéFEA). Elle est restée relativement constante durant l'essai de traçage. Seul un pic de turbidité à 14 NTU est observé au gouffre de Belvaux et coïncide avec le passage du nuage de traceur hautement concentré.

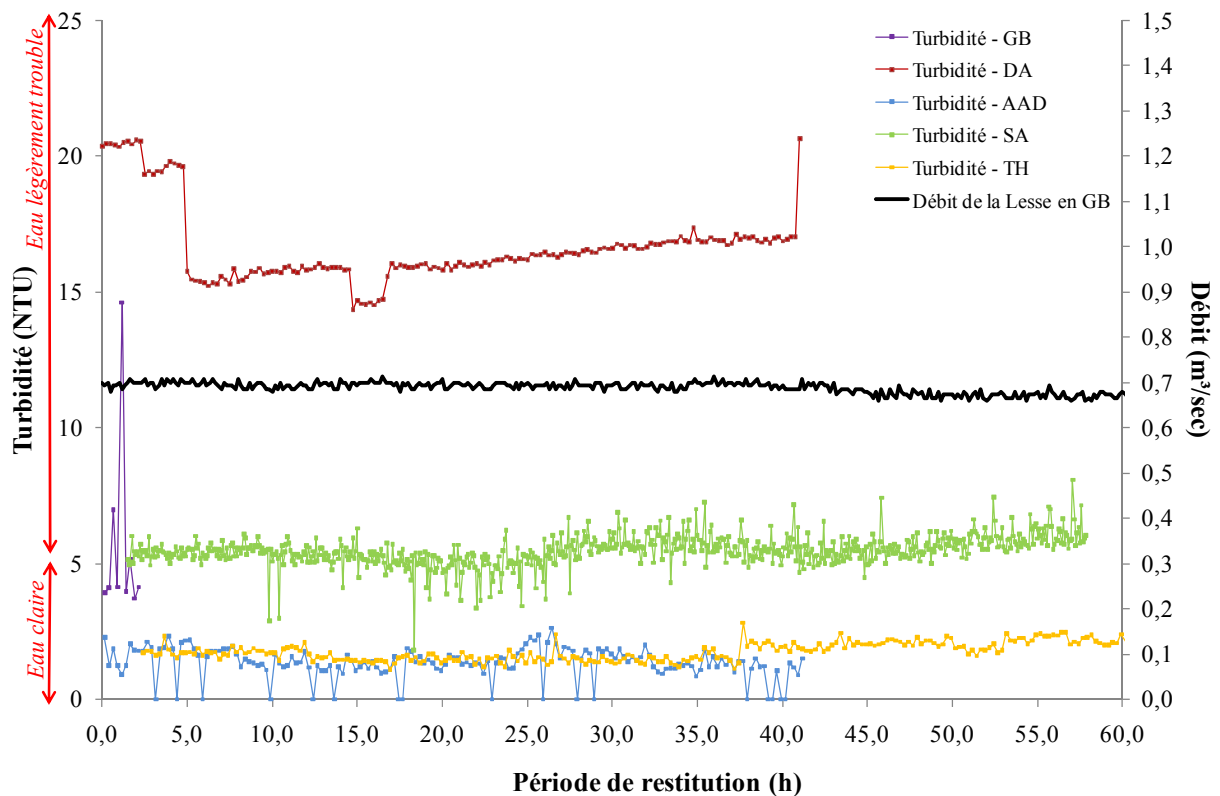


Fig. II.1 : Evolution du débit de la Lesse au gouffre de Belvaux et de la turbidité aux différents sites d'échantillonnage durant l'essai de traçage n°1.

Deux cents grammes d'uranine ont été déversés dans la Lesse, 260 mètres à l'amont du gouffre de Belvaux, de manière à favoriser une homogénéisation du nuage de traceur avant son entrée dans le système karstique. Ce site d'injection étant localisé quelques mètres à l'aval du lieu-dit des "rapides de Belvaux", il en portera le nom et sera noté RB (Fig.II.2).

Cinq sites d'échantillonnage ont été sélectionnés (Fig.II.2) :

- Le gouffre de Belvaux (GB) ;
- La salle Daniel Ameye (DA) ;
- L'amont du réseau de l'Au-Delà (AAD) ;
- La salle d'Armes (SA) ;
- Le trou de Han (TH).

L'ensemble des sites d'échantillonnage étant localisés au niveau du drain du système karstique (Fig.II.2), les résultats de l'essai de traçage seront représentatifs du comportement du drain et de sa relation avec les systèmes annexes au drainage. Ils ne seront pas représentatifs du comportement des systèmes annexes au drainage.

Le système compris entre les rapides de Belvaux et le trou de Han est ainsi subdivisé en cinq sous-systèmes (Fig.II.2) :

- RB-GB : de type "rivière superficielle" (260 mètres) ;
- GB-DA : de type "zone noyée" (270 mètres) ;
- DA-AAD : de type "rivière souterraine" (650 mètres) ;
- AAD-SA : de type "zone noyée" (606 mètres) ;
- SA-TH : mixte mais dominé par la présence de tronçons de "rivière souterraine" (476 mètres).

La longueur de ces cinq systèmes a été mesurée sur base des topographies en plan du réseau karstique de Han-sur-Lesse (Coen et Van Hille, 1973-1973 ; Quinif, 1987 ; Pauwels, 1987). La sinuosité des tronçons de rivière souterraine est prise en compte.

En ce qui concerne les zones noyées, la longueur considérée correspond à la distance en plan entre leurs extrémités amont et aval. Elle tient compte de la légère sinuosité observée sur les topographies mais ne tient pas compte d'une éventuelle composante verticale des écoulements.

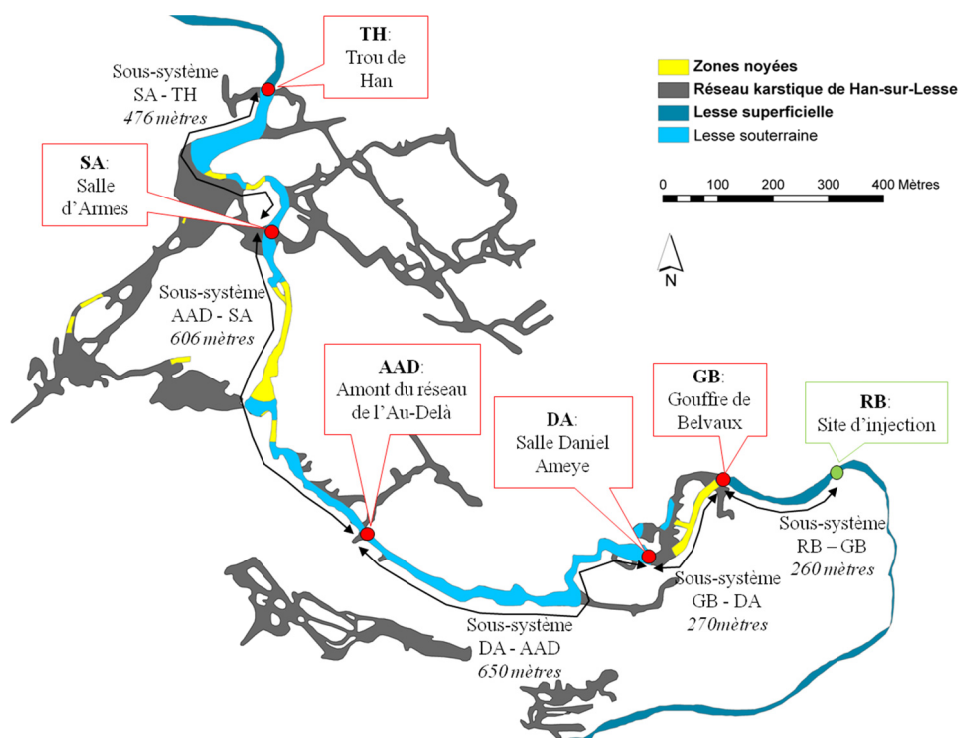


Fig.II.2 : Traçage n°1 – Localisation du site d'injection et des sites d'échantillonnage – Subdivision en sous-systèmes – Topographie : Quinif,1987.

Ces cinq sites ont été équipés de fluorimètres de terrain FL30 enregistrant la restitution du traceur selon un pas de temps de 15 minutes hormis à la salle d'Armes où le modèle de fluorimètre utilisé permettait un enregistrement selon un pas de temps de 5 minutes.

II.2. RESULTATS DE L'ESSAI DE TRAÇAGE

II.2.1. Courbes de restitution mesurées

Les courbes de restitution de l'uranine enregistrées aux cinq sites d'échantillonnage sont présentées à la figure (Fig.II.3).

La courbe de restitution enregistrée au gouffre de Belvaux correspond au signal d'entrée dans le système karstique.

Les mesures effectuées à la salle Daniel Ameye permettent d'observer l'effet de la première zone noyée (GB-DA) sur le transport de traceur.

Les données enregistrées à l'amont du réseau de l'Au-Delà et à la salle d'Armes constituent les signaux d'entrée et de sortie de la zone noyée de l'Au-Delà (AAD-SA).

La courbe de restitution de traceur au trou de Han constitue le signal de sortie du système karstique actif.

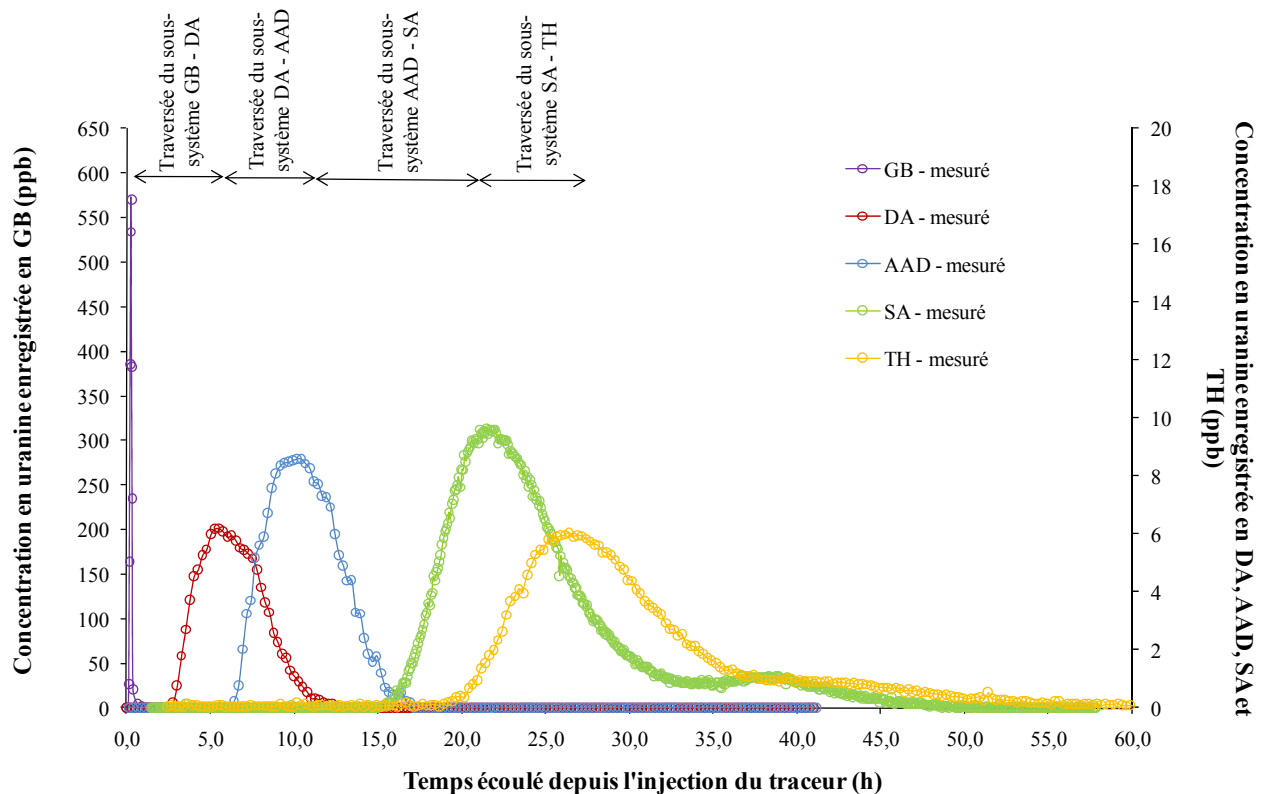


Fig.II.3 : Traçage n°1 : Courbes de restitution de l'uranine aux sites GB, DA, AAD, SA et TH.

Pour une injection de 200 g d'uranine, 260 mètres à l'amont du gouffre de Belvaux au temps 0, les temps de première arrivée sont de :

- 0,2 h au gouffre de Belvaux (GB) ;
- 2,3 h à la salle Daniel Ameye (DA) ;
- 6,2 h à l'amont du réseau de l'Au-Delà (AAD) ;
- 15,6 h à la salle d'Armes (SA) ;
- 19,9 h au trou de Han (TH).

Ces temps de première arrivée correspondent à des vitesses maximales respectives de :

- 1157 m/h ;
- 234 m/h ;
- 191 m/h ;
- 115 m/h ;
- 114 m/h.

Les temps moyens de séjour sont de :

- 0,3 h au gouffre de Belvaux ;
- 6,4 h à la salle Daniel Ameye ;
- 10,6 h à l'amont du réseau de l'Au-Delà ;
- 24,9 h à la salle d'Armes ;
- 32,7 h au trou de Han.

Ces valeurs correspondent à des vitesses apparentes de transit respectives de :

- 855 m/h ;
- 82 m/h ;
- 111 m/h ;
- 72 m/h ;
- 69 m/h.

Ces vitesses maximales et apparentes de transit sont systématiquement représentatives de la globalité du système d'écoulement compris entre le site d'injection et le site d'échantillonnage. Il est cependant possible d'obtenir une estimation des vitesses maximales et apparentes de transit pour chaque sous-système (zone noyée ou rivière souterraine) à partir des relations suivantes :

$$V_{Max_{SS}} = \frac{L_{SS}}{T_{PA_{aval}} - T_{PA_{amont}}}$$

$$V_{app_{SS}} = \frac{L_{SS}}{T_{Moyen_{aval}} - T_{Moyen_{amont}}}$$

Où :

$V_{Max_{SS}}$: Vitesse maximale d'un sous-système ;

L_{SS} : Longueur du sous-système ;

$T_{PA_{aval}}$ et $T_{PA_{amont}}$: Temps de première arrivée à l'aval et à l'amont de ce sous-système ;

$V_{app_{SS}}$: Vitesse apparente de transit du sous-système ;

$T_{Moyen_{aval}}$ et $T_{Moyen_{amont}}$: Temps moyen de séjour à l'aval et à l'amont du sous-système.

Les vitesses maximales par sous-systèmes sont de :

- 1557 m/h pour le sous-système RB-GB ;
- 129 m/h pour le sous-système GB-DA ;
- 167 m/h pour le sous-système DA-AAD ;
- 64 m/h pour le sous-système AAD – SA ;
- 110 m/h pour le sous système SA-TH.

Les vitesses apparentes de transit respectives sont de :

- 855 m/h ;
- 45 m/h ;
- 152 m/h ;
- 43 m/h ;
- 61 m/h.

Les zones noyées sont caractérisées par des vitesses maximales et apparentes de transit nettement inférieures à celles observées au sein des tronçons de type rivière superficielle ou souterraine. Ce ralentissement du nuage de traceur lors de la traversée des zones noyées apparaît nettement à la figure (Fig.II.3). A débit équivalent, cette diminution des vitesses de transfert ne peut être imputée qu'à un accroissement de la section d'écoulement.

Les temps modaux sont de :

- 0,3 h au gouffre de Belvaux ;
- 5,5 h à la salle Daniel Ameye ;
- 10,2 h à l'amont du réseau de l'Au-Delà ;
- 21,9 h à la salle d'Armes ;
- 26,4 h au trou de Han.

Pour des concentrations modales respectives de :

- 569,7 ppb ;
- 6,2 ppb ;
- 8,6 ppb ;
- 9,6 ppb ;
- 6,1 ppb.

Les taux de restitution sont de :

- 100 % au gouffre de Belvaux ;
- 37 % à la salle Daniel Ameye ;
- 60 % à l'amont du réseau de l'Au-Delà ;
- 100 % à la salle d'Armes ;
- 85 % au trou de Han.

L'ensemble des résultats d'essai de traçage sont présentés au tableau Tabl. II.1.

SI	Q (m ³ /sec)	Traceur	Masse injectée (g)	SE	Système modélisé	x (m)	T _{PA} (h)	V _{max} (m/h)	V _{max} / ss-sys (m/h)	T _{mod} (h)	C _{max} (ppb)	T _{Moyen} (h)	V _{app} (m/h)	V _{app} / ss-sys (m/h)	TR (%)
RB	0,7	Uranine	200	GB	RB-GB	260	0,2	1157	1557	0,3	569,7	0,3	855	855	100
				DA	RB-DA	530	2,3	134	129	5,5	6,2	6,4	83	45	37
				AAD	RB-AAD	1180	6,2	191	167	10,2	8,6	10,6	111	152	60
				SA	RB-SA	1786	15,6	115	64	21,9	9,6	24,9	72	43	100
				TH	RB-TH	2262	19,9	114	110	26,4	6,1	32,7	69	61	85

Tabl. II.1 : Résultats de l'essai de traçage n°1 – Qtracer 2 (Field, 2002).

II.2.2. Courbes de restitution corrigées

Selon les travaux de Kilpatrick et Wilson (1989), l'évolution attendue des courbes de restitution de l'amont vers l'aval consisterait en une diminution progressive des concentrations modales en raison des processus de mélange latéral et de dispersion longitudinale augmentant avec la distance (Fig.II.4).

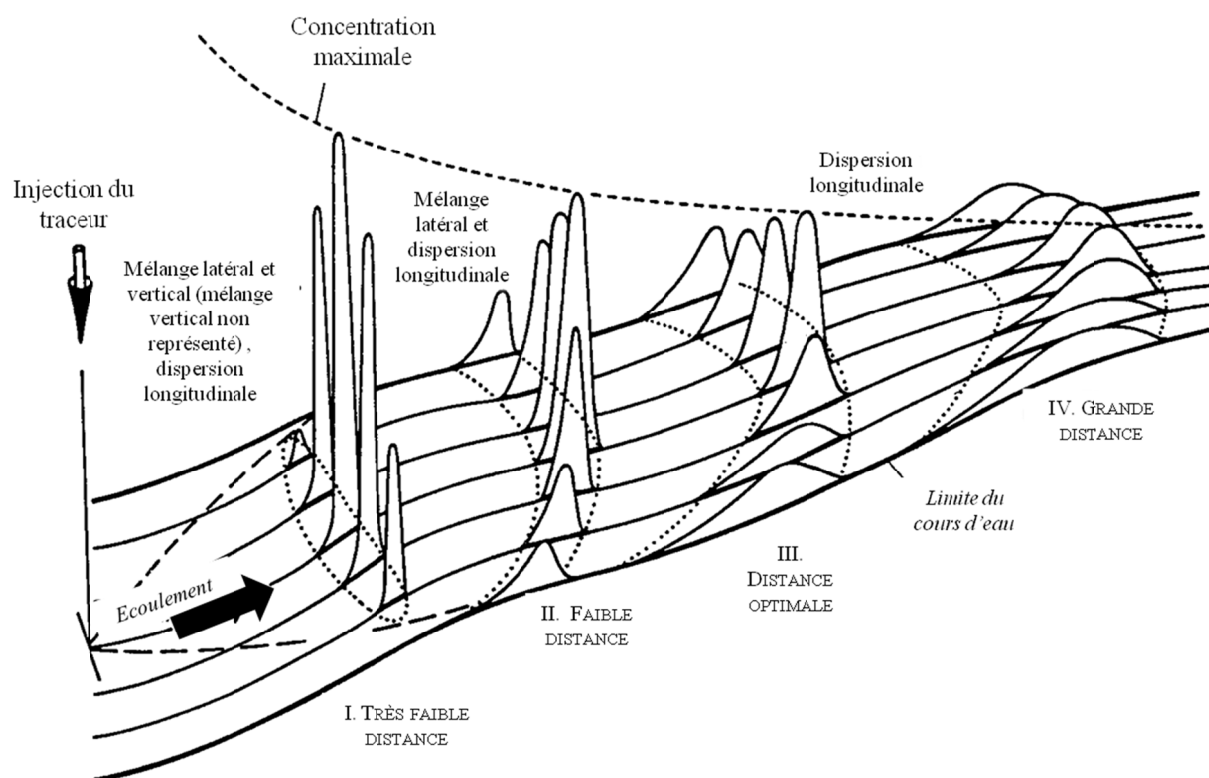


Fig.II.4 : Mélange latéral et dispersion longitudinale – Distribution des concentrations de traceur en fonction de la distance parcourue pour une injection de traceur unique et centrale (Kilpatrick et Wilson, 1989).

Or, les concentrations modales enregistrées à la salle Daniel Ameye (DA : 6,2 ppb) et à l'amont du réseau de l'Au-Delà (AAD : 8,6 ppb) sont inférieures à celle enregistrée à la salle d'Armes (SA : 9,6 ppb) où le taux de restitution d'uranine est de 100%. Aucune quantité de traceur n'étant perdue entre le gouffre de Belvaux et la salle d'Armes, il s'avère que le processus de mélange latéral n'est visiblement pas accompli à l'amont de la salle d'Armes.

La configuration des sites d'échantillonnage permet aisément de justifier cette observation (Fig.II.5). Le dispositif d'échantillonnage installé à la salle Daniel Ameye (DA) et à l'amont du réseau de l'Au-Delà (AAD) est décentré par rapport aux zones de flux maximal. L'échantillonnage est donc effectué en marge du nuage de traceur (Fig.II.6).

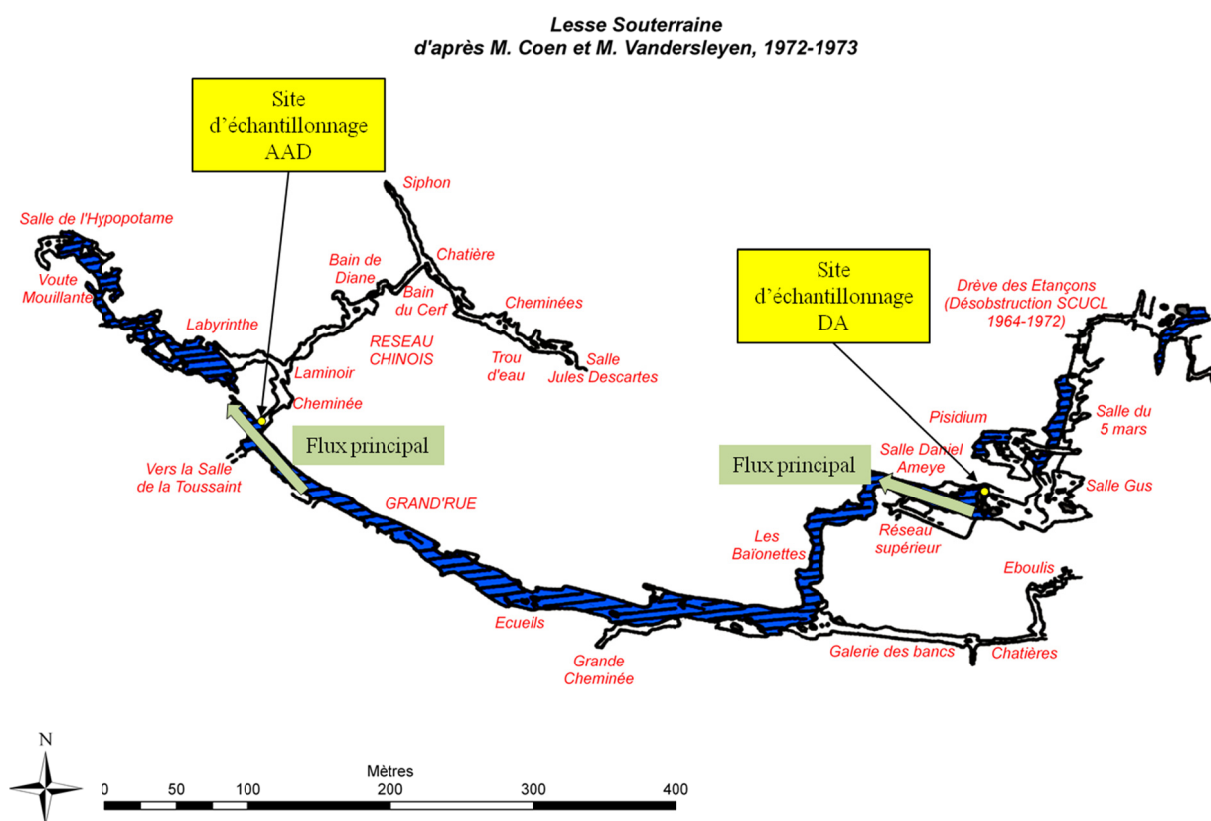


Fig.II.5 : Localisation des sites d'échantillonnage DA et AAD au sein du réseau de la Lesse Souterraine.

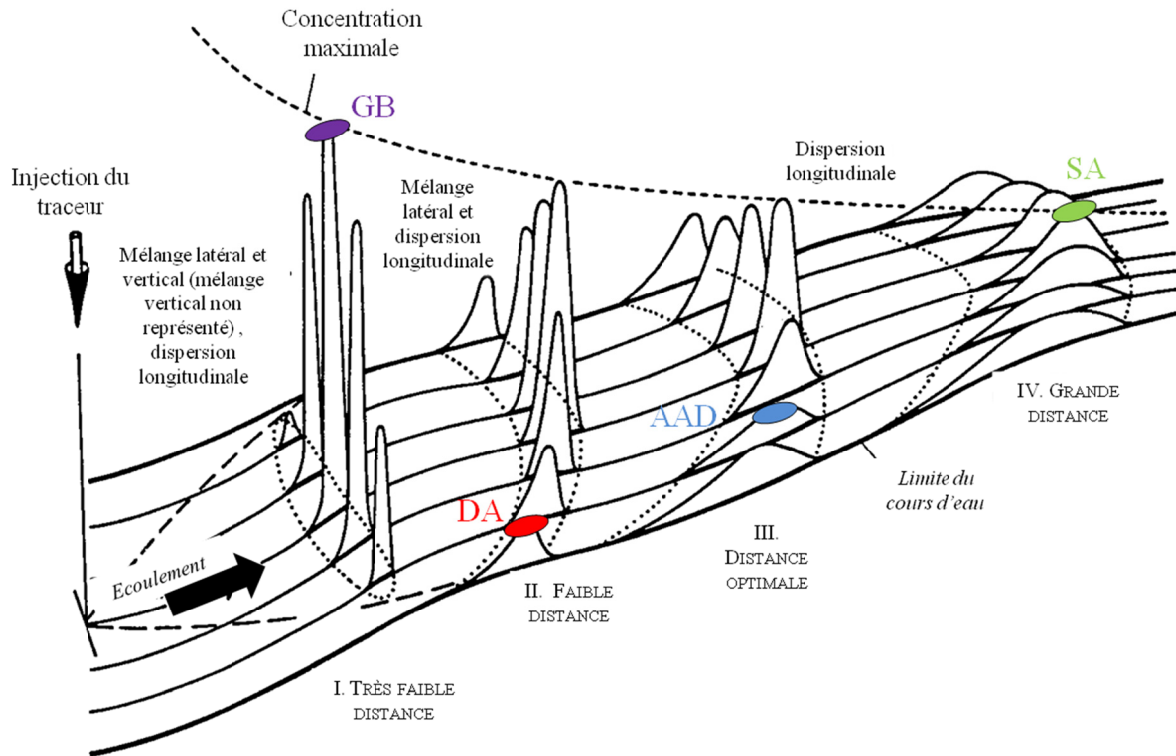


Fig.II.6 : Localisation des sites d'échantillonnage GB, DA, AAD et SA par rapport à la distribution théorique (Kilpatrick et Wilson, 1989) des concentrations en traceur en fonction de la distance au point d'injection.

L'objectif du travail étant de modéliser la section d'écoulement principal, une correction des concentrations en DA et AAD a été effectuée de manière à homogénéiser le nuage de traceur sur toute la section d'écoulement et ce, pour un taux de restitution de 100 %. Cette même correction a été apportée aux résultats de traçage enregistrés au trou de Han pour lequel le taux de restitution était de 83%. Ces concentrations ont été calculées comme suit :

$$C_{calc} = C_{mes} * \frac{M_{inj}}{M_{rest}}$$

Où :

C_{calc} : Concentration calculée ;

C_{mes} : Concentration mesurée ;

M_{inj} : Masse de traceur injectée ;

M_{rest} : Masse de traceur restituée.

Cette correction sous-entend que les processus chimiques irréversibles de type dégradation chimique du premier ordre et sorption sont considérés comme négligeables.

Les courbes de restitution calculées sont présentées à la figure Fig.II.7.

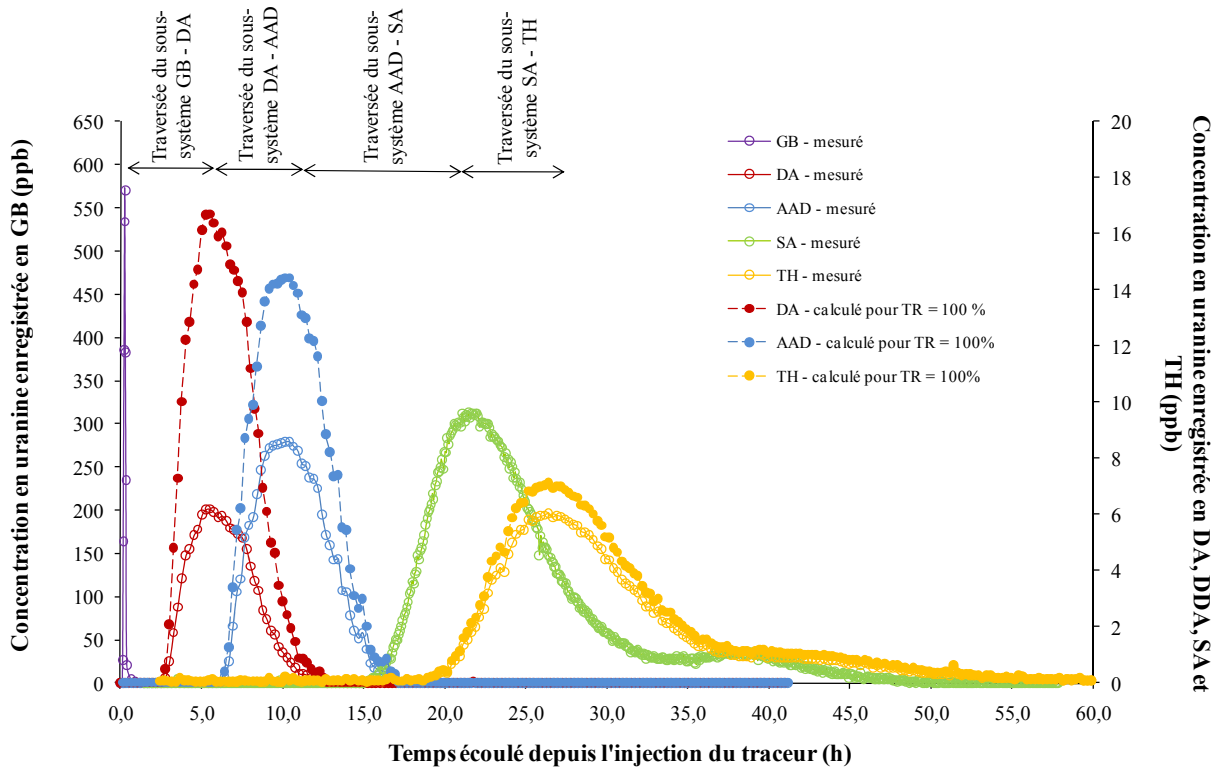


Fig.II.7 : Traçage n°1 : Courbes de restitution mesurées et calculées pour un taux de restitution de 100 % - GB : gouffre de Belvaux ; DA : salle Daniel Ameye, AAD : amont du réseau de l'Au-Delà, SA : salle d'Armes, TH : trou de Han.

Après correction, les courbes de restitution présentent, de l'amont vers l'aval, un profil en accord avec les principes de base du transport de soluté (Kilpatrick et Wilson, 1989) :

- La concentration modale diminue progressivement avec la distance ;
- Un étalement progressif des courbes de restitution, d'autant plus marqué après la traversée des zones noyées, est observé ;
- La dissymétrie des courbes est également intensifiée après la traversée de ces mêmes zones.

Les paramètres des courbes de restitution tels que le temps d'arrivée première, le temps modal, le temps moyen de séjour et les vitesses qui en découlent restent inchangés.

La concentration modale est de :

- 569,7 ppb au gouffre de Belvaux (GB) (valeur mesurée) ;
- 16,7 ppb à la salle Daniel Ameye (DA) (valeur calculée) ;
- 14,4 ppb à l'amont du réseau de l'Au-Delà (AAD) (valeur calculée) ;
- 9,6 ppb à la salle d'Armes (SA) (valeur mesurée) ;
- 7,1 ppb au trou de Han (TH) (valeur calculée).

II.2.3. Modélisation Qtracer2

Les cinq courbes de restitution, mesurées pour GB et SA et calculées pour DA, AAD et TH, ont été modélisées à l'aide du logiciel Qtracer2 (Field, 2002) afin de quantifier les paramètres d'écoulement et de transport caractérisant le système compris entre les rapides de Belvaux et le trou de Han. Les valeurs de ces paramètres caractérisent le système karstique dans sa globalité, sans tenir compte des hétérogénéités du milieu liées à l'alternance des tronçons de rivière souterraine et des zones noyées.

Le coefficient de dispersivité longitudinale est estimé à :

- 5 m pour le système RB-GB ;
- 22 m pour le système RB-DA ;
- 22 m pour le système RB-AAD ;
- 16 m pour le système RB-SA ;
- 25 m pour le système RB-TH.

Le cours souterrain de la Lesse semble constituer un milieu plus dispersif que la rivière superficielle.

Ces valeurs de dispersivité longitudinale correspondent à des coefficients de dispersion respectifs de :

- 1,2 m²/sec ;
- 0,5 m²/sec ;
- 0,7 m²/sec ;
- 0,3 m²/sec ;
- 0,5 m²/sec.

Le volume total du système d'écoulement à l'amont du site d'échantillonnage est de :

- 736 m³ au gouffre de Belvaux ;
- 15412 m³ à la salle Daniel Ameye ;
- 25747 m³ à l'amont du réseau de l'Au-Delà ;
- 53686 m³ à la salle d'Armes ;
- 73197 m³ au trou de Han.

Cela correspond à des sections moyennes d'écoulement respectives de :

- 3 m² ;
- 29 m² ;
- 22 m² ;
- 30 m² ;
- 32 m².

Ces sections moyennes caractérisent chaque fois le système complet compris entre le site d'injection (RB) et le site d'échantillonnage (GB, DA, AAD, SA ou TH) sans tenir compte des hétérogénéités du système liées à l'alternance de zone noyées et de tronçons de rivière souterraine.

La traversée des zones noyées GB-DA et AAD-SA augmente systématiquement la valeur de la section moyenne d'écoulement (29 m² et 30 m²) indiquant que leur section doit être significativement supérieure à celle des tronçons de rivière. La section d'écoulement de la zone noyée ne peut cependant pas être modélisée indépendamment des tronçons de rivière.

Le nombre de Peclet est estimé à :

- 53 en GB ;
- 24 en DA ;
- 53 en AAD ;
- 113 en SA ;
- 89 en TH.

Ces valeurs, largement supérieures à 6, indiquent que le processus de transport est dominé par le phénomène d'advection (Fetter, 1992).

Le nombre de Reynolds est de :

- $4,0 \cdot 10^5$ en GB ;
- $1,2 \cdot 10^5$ en DA ;
- $1,4 \cdot 10^5$ en AAD ;
- $1,1 \cdot 10^5$ en SA ;
- $1,1 \cdot 10^5$ en TH.

Ces valeurs permettent de caractériser les processus d'écoulement comme turbulents (Bravard et Petit, 1997).

Les valeurs des paramètres d'écoulement et de transport calculées à l'aide du logiciel QTracer2 (Field, 2002) sont synthétisées dans le tableau (Tabl. II.2). Pour une description du fonctionnement du logiciel Qtracer2, se référer à la Partie II – section II.6.3.1.

SI	Q (m ³ /sec)	Traceur	Masse injectée (g)	SE	Système	x	T _{PA}	V _{max}	V _{max} /	T _{mod}	C _{max}	T _{Moyen}	V _{app}	V _{app} /	TR		
					modélisé	(m)	(h)	(m/h)	ss-sys	(h)	calc.	(h)	(m/h)	ss-sys	(%)		
RB	0,7	Uranine	200	GB	RB-GB	260	0,2	1157	1557	0,3	569,7	0,3	855	855	100		
				DA	RB-DA	530	2,3	134	129	5,5	16,7	6,4	82	45	100		
				AAD	RB-AAD	1180	6,2	191	167	10,2	14,4	10,6	111	152	100		
				SA	RB-SA	1786	15,6	115	64	21,9	9,6	24,9	72	43	100		
				TH	RB-TH	2262	19,9	114	110	26,4	7,1	32,7	69	61	100		
							α_L	D_L	V	A	Pe	N_r					
							(m)	(m ² /s)	(m ³)	(m ²)							
				GB	RB-GB	5	1,2	736	3	53	4,0E+05						
				DA	RB-DA	22	0,5	15412	29	24	1,2E+05						
				AAD	RB-AAD	22	0,7	25747	22	53	1,4E+05						
SA	RB-SA	16	0,3	53686	30	113	1,1E+05										
TH	RB-TH	25	0,5	73197	32	89	1,1E+05										

Tabl. II.2 : Modélisation Qtracer2 des courbes de restitution corrigées.

II.2.4. Discussion des résultats de l'essai de traçage

Le passage du nuage de traceur, hautement concentré au gouffre de Belvaux (579,7 ppb), dans le système karstique induit une importante diminution de la concentration modale (< 20 ppb). Cela ne peut être imputé à un processus de dilution car aucun volume d'eau supplémentaire n'est drainé par le système (Débit amont = Débit aval = 0,7 m³/sec). Ce phénomène serait plutôt dû à la géométrie particulière des zones noyées (fractures, éboulis, plafonds tourmentés) offrant une multitude de volumes d'eau peu mobile responsables du piégeage temporaire d'une certaine quantité de traceur.

D'après les travaux de Hauns et al. (2001), la durée de la restitution devient supérieure au temps de résidence du traceur dans les volumes d'emménagement temporaire pour de longues distances de transport (plusieurs dizaines de mètres). Dans ce cas, le cumul des effets de retard générés par chaque hétérogénéité de la section d'écoulement ne se traduira pas par une intensification de la phase de tarissement de la courbe de restitution mais par une augmentation de la dispersion et donc une diminution de la concentration modale. Pour une durée de restitution égale ou inférieure au temps de résidence dans la zone d'emménagement, l'effet du piégeage temporaire affectera la courbe de restitution d'un effet de traîne significatif.

Sur base d'une première analyse des courbes de restitution, le triple effet des zones noyées sur le transport de soluté serait :

- un ralentissement du transport dû à l'augmentation de la section d'écoulement ;
- une augmentation de la dispersion en raison :
 - de la multiplication des trajets empruntables par l'écoulement principal au travers des différentes fractures ;
 - du piégeage temporaire de traceur dans une zone d'emménagement à temps de résidence court ;
- une augmentation de la dissymétrie des courbes de restitution due au piégeage temporaire de traceur dans une zone d'emménagement à temps de résidence long.

III. CHOIX DE L'OUTIL DE MODELISATION

Le logiciel Qtracer2 (Field, 2002) ne permet pas de tenir compte des hétérogénéités du système karstique actif de la Lesse liées à l'alternance de tronçons de rivières souterraines et de zones noyées. Tous les paramètres d'écoulement et de transport calculés sont des valeurs moyennes caractérisant le système dans sa globalité entre le site d'injection et le site d'échantillonnage.

L'objectif de l'expérience étant de dimensionner les sections d'écoulement au sein des zones noyées, la recherche d'un outil permettant la discrétisation de ces zones indépendamment des tronçons de rivière s'imposait. Cet outil de modélisation doit respecter à la fois les conditions d'écoulement rencontrées au sein des tronçons de rivière et celles rencontrées au sein des zones noyées.

III.1. SOUS-SYSTEME "RIVIERE"

En termes de longueur, septante-cinq pourcents du cours souterrain de la Lesse sont de type "rivière souterraine" et peuvent se résumer, à l'étiage, en un conduit unidimensionnel. Les résultats de la modélisation Qtracer2 indiquent que l'écoulement, comme dans la majorité des rivières, est de type turbulent.

La modélisation de l'écoulement et du transport au sein des tronçons de rivière souterraine nécessitait, en toute logique, l'utilisation d'un outil conçu pour modéliser l'écoulement et le transport en rivière.

Le modèle maillé Otis (Runkel, 1998) a été retenu car, bien qu'il soit conçu à la base pour de petites rivières de montagnes, celui-ci est applicable à tous types de rivière pour autant que le transport y soit considéré comme unidimensionnel. Le logiciel Otis propose des possibilités de discrétisation du milieu en accord avec notre connaissance du site et nos objectifs de modélisation.

III.2. SOUS-SYSTEME "ZONE NOYEE"

Vingt-cinq pourcents du cours souterrain de la Lesse correspondent à des zones noyées définies comme de grands volumes de roches, intensément fracturés et karstifiés, hautement transmissifs pouvant présenter des sections de 15 mètres de large (Pauwels, 1988) (Fig.III.1). Ces sections peuvent être localement encombrées d'éboulis de taille considérable.

Ces zones noyées pourraient être considérées comme des portions d'aquifère karstique à haute densité de "conduits". Le terme "conduit" faisant référence dans ce cas, non pas nécessairement à un conduit karstique fermé et délimité par des parois, mais à une zone d'écoulement "concentré" au sein des fractures élargies par les processus de karstification. La section d'écoulement totale de la zone noyée correspondrait alors à la somme des sections de ces "conduits karstiques". Elle serait en interaction avec des volumes d'eau peu mobile dus à la géométrie irrégulière du milieu (Fig.III.1).

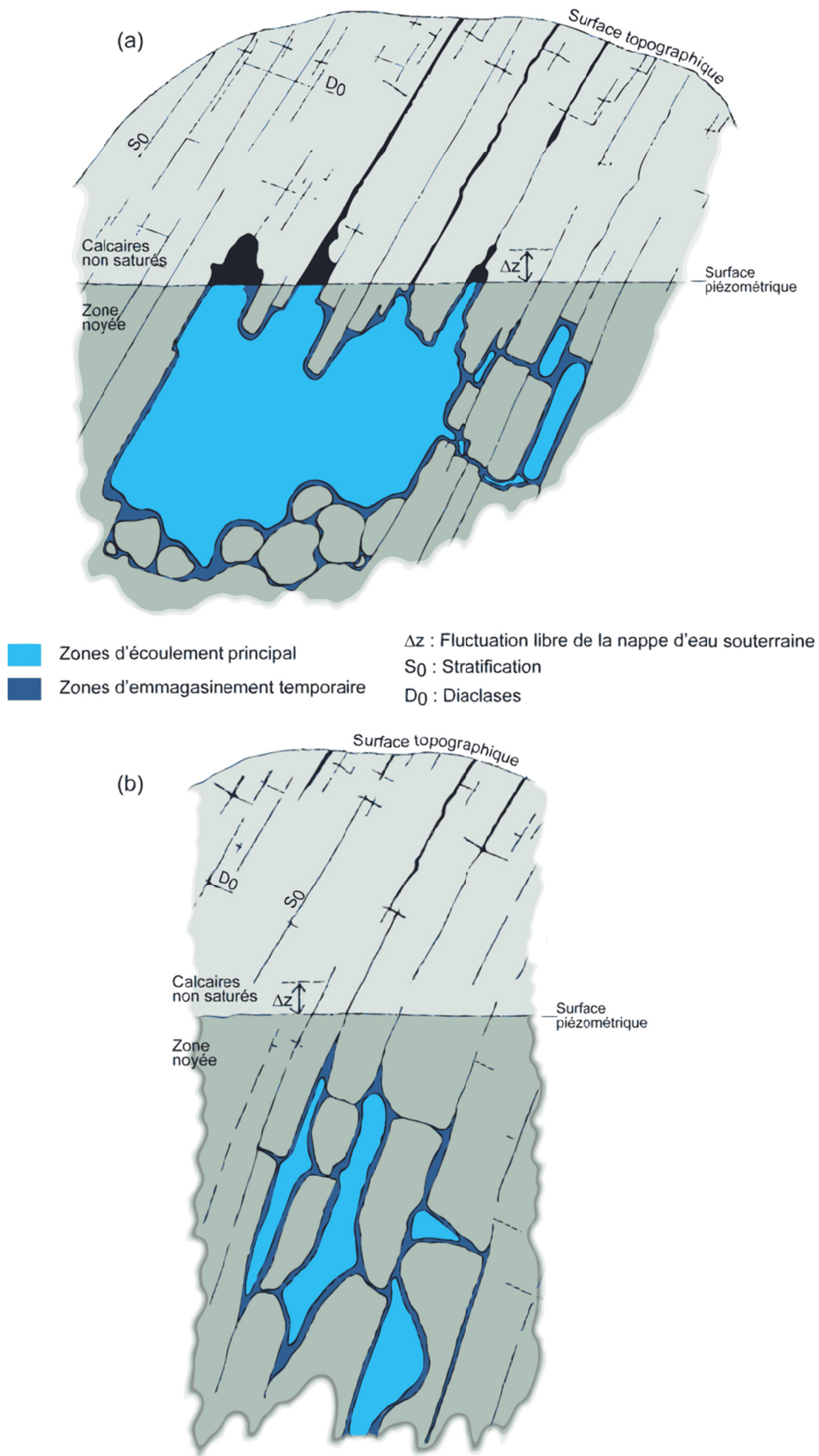


Fig.III.1 : Schéma conceptuel des zones noyées du système karstique de Han-sur-Lesse.

III.2.1. Invalidation de la loi de Darcy

En milieu poreux et en milieu fissuré assimilable à un milieu poreux, l'écoulement souterrain est régi par la loi de Darcy (Fetter, 2001) :

$$Q = KA \frac{\Delta h}{L}$$

Où :

Q : Débit [L^3/T];

K : Conductivité hydraulique [L/T];

A : Section d'écoulement [L^2];

Δh : Variation de potentiel hydraulique [L];

L : Distance [L].

Cette loi exprime la relation de linéarité existant entre la vitesse d'écoulement (Q/A) et les pertes de charges ($\Delta h/L$). Le coefficient de proportionnalité correspond à la perméabilité (K). Celle-ci représente la facilité avec laquelle le fluide se déplace à travers la tortuosité des vides (Bear et Verruijt, 1987 in Meus, 1993).

Les conditions de validité de cette loi sont les suivantes (Meus, 1993) :

- le fluide est de l'eau à température ordinaire (quelques dizaines de degrés) ;
- le milieu est saturé en eau ;
- l'écoulement est laminaire et l'énergie cinétique est négligeable ;
- le milieu est homogène du point de vue de sa perméabilité.

En ce qui concerne les zones noyées du cours souterrain de la Lesse, les deux premières conditions sont respectées hormis pour la fraction de l'écoulement effectuée dans la zone épinoyée où l'écoulement est diphasique air-eau.

Par contre, la répartition des conduits karstiques et des fissures ouvertes est telle que la perméabilité du milieu est hétérogène.

Qui plus est, les modélisations Qtracer2 des résultats d'essais de traçage effectués entre le gouffre de Belvaux et le trou de Han démontrent que l'écoulement souterrain est turbulent. Les valeurs du nombre de Reynolds calculées (de l'ordre de 10^5) excèdent largement la valeur de 2300 (Louis, 1968 in Meus 1993) constituant la limite entre l'écoulement laminaire et l'écoulement turbulent. Selon les travaux de White et Deike (1976) (in Hauns et al., 2001), l'écoulement est turbulent dans un drain karstique si sa vitesse excède 1 cm/sec. En ce qui concerne les vitesses apparentes de transit au sein des zones noyées du cours souterrain de la Lesse, elles sont de l'ordre de 80 m/h, soit 2,2 cm/sec.

Les conditions de la loi de Darcy n'étant pas respectées, l'utilisation d'un modèle d'écoulement gouverné par cette loi est inadéquate.

III.2.2. "Two-region non-equilibrium model"

De nombreux auteurs utilisent les essais de traçage quantitatifs afin de déterminer les caractéristiques d'écoulement et de transport au sein des systèmes de conduits karstiques (Meus, 1993 ; Hauns et al, 2001 ; Massei et al, 2006 ; Goldscheider, 2008 ; Morales et al, 2010).

D'un point de vue hydrogéologique, une des caractéristiques principales des résultats de ces essais de traçage consiste en une dissymétrie typique des courbes de restitution. Cette évolution de la courbe de restitution n'étant pas suffisamment bien représentée par les modèles homogènes standards unidimensionnels (Maloszewski et al, 1992), des processus supplémentaires générant dispersion et dissymétrie, différents selon les auteurs, ont été insérés dans les modèles de transport de manière à obtenir un meilleur ajustement de la courbe modélisée. Ces processus peuvent notamment correspondre à des phénomènes d'adsorption-désorption (De Marsily, 1986), des effets de dilution (Rossier et Kiraly, 1992), des effets de conduits multiples (Maloszewski et al, 1992).

Actuellement, une des approches les plus reconnues dans la modélisation du transport en milieu de type "conduit karstique" est le "*two-region non-equilibrium model*" de Field et Pinsky (2000) (Morales, 2010). Celui-ci inclut des processus de transfert de masse entre des zones d'eau mobile et des zones d'eau immobile localisées tout au long du système tracé (Fig.III.1).

Ce modèle est utilisé par de nombreux auteurs (Birk et al, 2005 ; Geyer et al, 2007 ; Goldscheider, 2008). Une approche similaire est fréquemment utilisée pour modéliser les processus d'emmagasinement temporaire dans les écoulements de surface (Bencala et Walters, 1983 ; Runkel et Chapra, 1993 ; Davis et al, 2000). Le modèle maillé Otis proposé par Runkel (1998) repose sur cette approche. C'est la raison pour laquelle il a été décidé d'utiliser également le logiciel Otis pour la modélisation de l'écoulement et du transport au sein des zones noyées.

III.3. SYSTEME COMPLET

L'intégralité du système d'écoulement de la Lesse souterraine est modélisée à l'aide du logiciel Otis. Les modèles conceptuels des deux types de sous-systèmes seront cependant conçus différemment sur base de postulats de départ construits à partir des connaissances du terrain.

Elements clés:

- Un essai de traçage avec échantillonnage à l'amont et à l'aval de chaque zone noyée a été effectué sur le "système-traçage" GB-TH pour un débit de la Lesse de 0,7 m³/sec (degré d'activation I). L'objectif est de dimensionner la section d'écoulement des zones noyées ;
- Une première analyse des courbes de restitution de traceur permet de déceler un triple effet des zones noyées sur le transport de soluté:
 - Ralentissement de transport ;
 - Augmentation de la dispersion ;
 - Augmentation des effets de retard.
- La modélisation du "système-traçage" GB-TH à l'étiage est effectuée à l'aide du modèle maillé Otis (Runkel, 1998) de type "two-region non-equilibrium model".

IV. DESCRIPTION DU MODELE OTIS (RUNKEL, 1998)

IV.1. INTRODUCTION

Otis (**O**ne-dimensionnal **T**ransport with **I**nflow and **S**torage) est un modèle mathématique destiné à la simulation du transport de soluté dans les fleuves et les rivières. Le modèle repose sur l'équation de base d'advection-dispersion à laquelle différents termes sont ajoutés de façon à considérer les processus d'emménagement temporaire, de dilution, de dégradation du premier ordre et de sorption.

La résolution de ces équations est effectuée par la méthode des différences finies de type Crank-Nicolson. La quantification des paramètres hydrologiques caractérisant le milieu modélisé est réalisée par un ajustement "essai-erreur" de la courbe calibrée sur les résultats expérimentaux des essais de traçage.

IV.2. PRINCIPE DE BASE DU MODELE

IV.2.1. Définition de l'emménagement temporaire

L'emménagement temporaire correspond au piégeage momentané de soluté dans des volumes d'eau peu mobile comparativement à l'écoulement rapide observé au niveau de la rivière (Bencala et Walters, 1983). Ce phénomène peut être imputé soit à la présence de petits tourbillons ou de poches d'eau stagnante (Fig.IV.1 (a)), soit à une proportion de l'écoulement s'effectuant plus lentement à travers le matériau poreux constituant le lit de la rivière (Fig.IV.1 (b)).

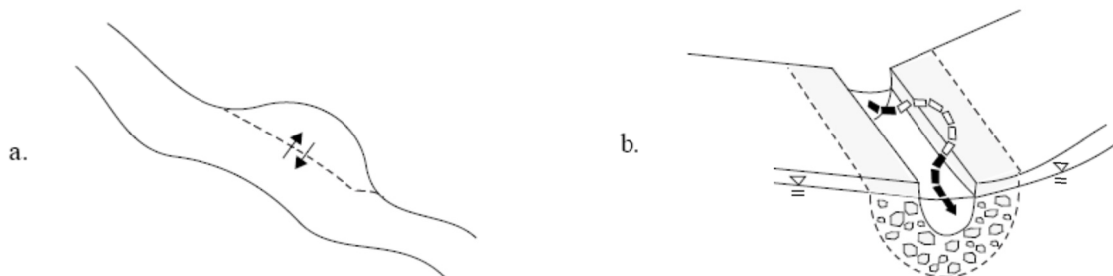


Fig.IV.1 : Processus d'emménagement temporaire – (a) volumes d'eau stagnante – (b) écoulement lent au travers du matériau poreux du lit de la rivière (Runkel, 1998).

Le milieu est envisagé comme un ensemble de deux aires conceptuelles continues : un conduit principal, où l'advection et la dispersion sont les mécanismes de transport dominants, et une zone d'emménagement, contribuant au piégeage temporaire du soluté. Le modèle applique l'équation de balance des masses entre ces deux aires conceptuelles.

IV.2.2. Modèle conceptuel

Les processus affectant la concentration en soluté dans le conduit principal et dans la zone d'emménagement sont les suivants (Fig.IV.2) :

- Dans le conduit principal, le soluté est transporté vers l'aval par les processus d'advection et de dispersion ;
- Dans la zone d'emménagement, l'advection et la dispersion ne sont pas considérés car le transport de soluté vers l'aval y est négligeable ;
- Les débits latéraux entrant représentent des volumes d'eau additionnels au niveau du conduit principal tels que le ruissellement de surface, les écoulements hyporhéiques ou encore le drainage de la nappe d'eau souterraine qui sont responsables des processus de dilution du soluté ;
- Les débits latéraux sortant représentent des volumes d'eau quittant le conduit principal tels que des diffluences, une perte partielle, une infiltration diffuse de la rivière ;
- Le conduit principal et la zone d'emménagement sont liés par des processus d'échange de masse de soluté modélisés par un processus de transfert de masse du premier ordre ;
- Les réactions chimiques se produisent dans le conduit principal et dans la zone d'emménagement.

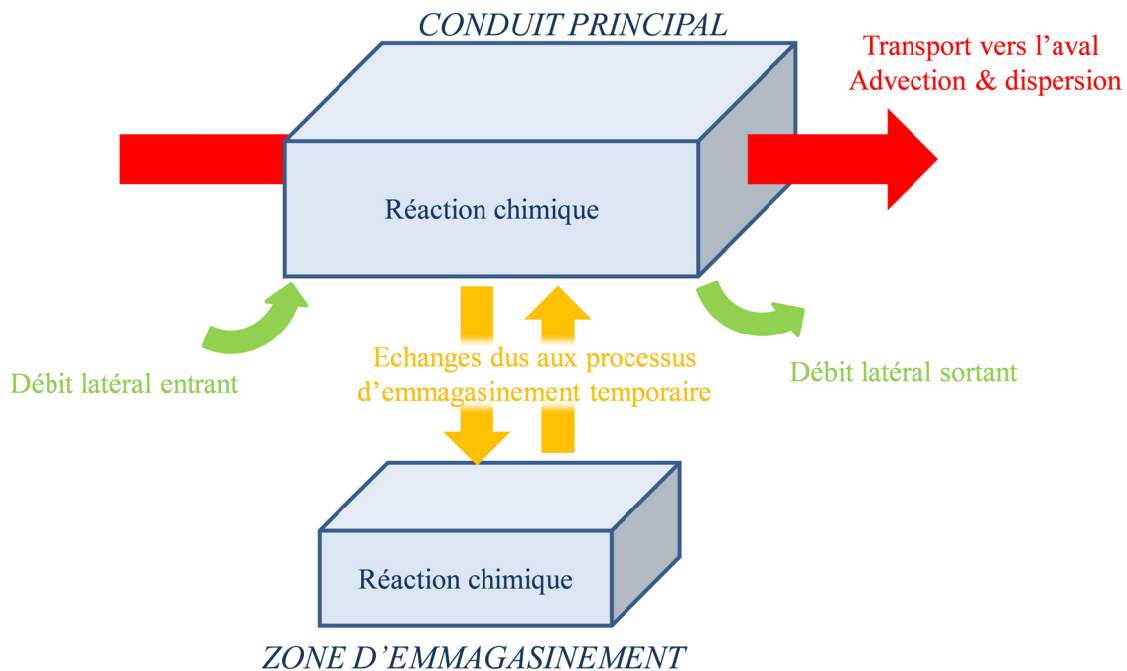


Fig.IV.2 : Modèle Otis – Processus affectant le conduit principal et la zone d'emménagement.

Pour de plus amples informations concernant l'emménagement temporaire, se référer à la bibliographie suivante : Thackston et Krenkel (1967), Thackston et Schnelle (1970), Valentine et Wood (1977), Nordin et Troutman (1980), Jackman et al. (1984), Rutherford (1994), Harvey et al. (1996).

IV.2.3. Postulats de base du modèle

IV.2.3.1. Conduit principal :

- Les processus physiques affectant la concentration en soluté sont : l'advection, la dispersion, les débits latéraux entrant, les débits latéraux sortant et l'emménagement temporaire ;
- Les processus chimiques affectant la concentration en soluté sont la sorption sur le lit de la rivière et la dégradation du premier ordre ;
- Tous les paramètres du modèle décrivant les processus physiques et chimiques peuvent varier spatialement ;
- Tous les paramètres du modèle décrivant l'advection et les débits latéraux entrant peuvent varier dans le temps. Ces paramètres sont : le débit, la section transversale du conduit principal, le taux de débit latéral entrant et la concentration en soluté associée au débit latéral entrant. Tous les autres paramètres (dispersion longitudinale, réactions chimiques et débit sortant) demeurent constants dans le temps.

IV.2.3.2. Zone d'emménagement :

- Le seul processus physique affectant la concentration du soluté est l'emménagement temporaire ;
- Les processus chimiques affectant la concentration en soluté sont la sorption et la dégradation du premier ordre ;
- Tous les paramètres du modèle décrivant l'emménagement temporaire et les processus chimiques peuvent varier spatialement mais demeurent constants dans le temps.

IV.2.3.3. Equations de base du modèle

IV.2.3.3.1 Processus physiques

Runkel et Broshears (1991) décrivent les processus physiques affectant le conduit principal et la zone d'emménagement par le couple d'équations différentielles :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{Q}{A} \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(AD \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{q_{LIN}}{A} (C_L - C) + \alpha (C_S - C) \quad (1)$$

$$\frac{dC_S}{dt} = \alpha \frac{A}{A_S} (C - C_S) \quad (2)$$

Où :

A : Section transversale du conduit principal [L^2]

A_S : Section transversale de la zone d'emménagement [L^2]

C : Concentration en soluté du conduit principal [M/L^3]

C_L : Concentration en soluté des débits latéraux entrant [M/L^3]

C_S : Concentration en soluté de la zone d'emménagement [M/L^3]

D : Coefficient de dispersion [L^2/T]

Q : Débit [L^3/T]

q_{LIN} : Taux de débit latéral [$L^3/T \cdot L$]

t : Temps [T]

x : Distance [L]

α : Coefficient d'échange avec la zone d'emménagement [/T]

Ces équations ne décrivent que les processus physiques affectant la concentration en soluté dans le milieu aqueux. Elles ne sont donc applicables que pour des solutés conservatifs qui ne présentent pas de processus de dégradation ou de sorption.

IV.2.3.3.2 Processus chimiques

Dans le cas de solutés non conservatifs affectés par des processus de type sorption cinétique et/ou dégradation du premier ordre, deux termes additionnels sont ajoutés au membre de droite des équations (1) et (2) afin de considérer ces processus chimiques (Bencala, 1983). Ces derniers peuvent affecter le conduit principal et la zone d'emménagement.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = L(C) + \rho \hat{\lambda} (C_{Sed} - K_d C) - \lambda C \quad (3)$$

$$\frac{dC_S}{dt} = S(C_S) + \hat{\lambda}_S (\hat{C}_S - C_S) - \lambda_S C_S \quad (4)$$

Où :

$L(C)$: Processus physiques - Membre de droite de l'équation (1) ;

$S(C_S)$: Processus physiques - Membre de droite de l'équation (2) ;

\hat{C}_S : Concentration en soluté dans le sédiment de la zone d'emménagement [M/L³] ;

C_{Sed} : Concentration de soluté en sorption sur le lit du conduit principal [M/M] ;

K_d : Coefficient de distribution [L³/M] ;

λ : Coefficient de dégradation du premier ordre au sein du conduit principal [/T] ;

λ_S : Coefficient de dégradation du premier ordre dans la zone d'emménagement [/T] ;

$\hat{\lambda}$: Coefficient de taux de sorption dans le conduit principal [/T] ;

$\hat{\lambda}_S$: Coefficient de taux de sorption dans la zone d'emménagement [/T] ;

ρ : Masse de sédiment disponible à la sorption par volume d'eau [M/L³].

L'équation (3) introduit une variable de concentration supplémentaire (C_{Sed}) sur laquelle est également appliquée l'équation de balance des masses. L'évolution en fonction du temps de la concentration de soluté en sorption sur le lit du conduit principal (C_{Sed}) est décrite par l'équation (5)

$$\frac{dC_{Sed}}{dt} = \hat{\lambda} (K_d C - C_{Sed}). \quad (5)$$

IV.2.4. Solution numérique

IV.2.4.1. Système conceptuel

Dans la majorité des cas, les paramètres des équations (3), (4) et (5) varient dans le temps et dans l'espace. La résolution de ces équations nécessite alors une méthode de résolution numérique. Pour ce faire, le système physique est défini comme un système idéalisé où la zone d'écoulement est subdivisée en une série de segments discrets. Chaque segment est un "volume-contrôle" dans lequel la masse est conservée et sur lequel les équations (3) à (5) sont appliquées (Fig.IV.3).

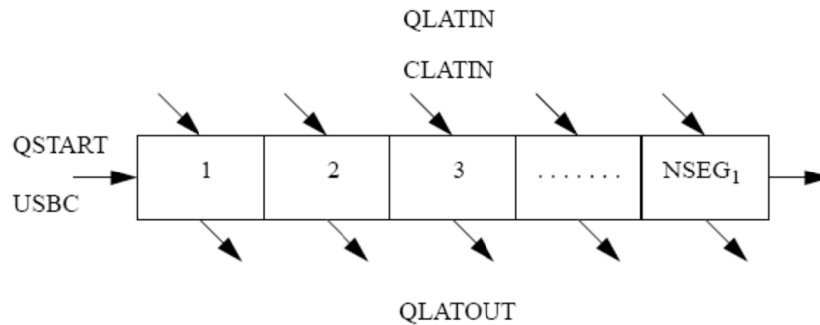


Fig.IV.3 : Subdivision du système en N segments – Q_{START} : débit à l'amont du système, $USBC$: introduction du soluté dans le modèle, $QLATIN$: débit latéral entrant, $CLATIN$: concentration en soluté du débit entrant, $QLATOUT$: débit latéral sortant (d'après Runkel, 1998).

Dans ce schéma de discrétisation, chaque segment est caractérisé par une longueur Δx (Fig.IV.4). Les concentrations et paramètres au centre de chaque segment sont notés i , $i+1$ et $i-1$; tandis que les valeurs aux interfaces entre les segments sont notées $(i-1, i)$ et $(i, i+1)$.

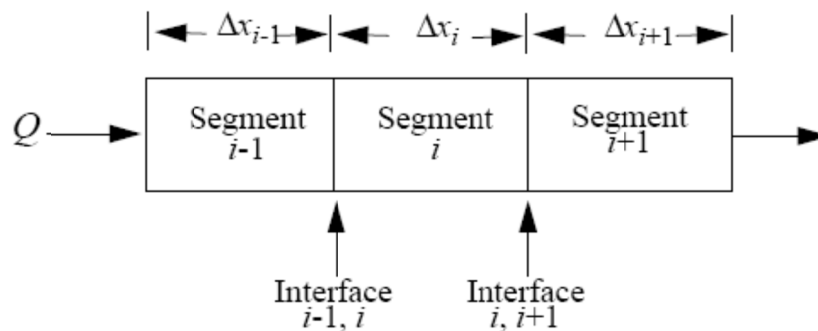


Fig.IV.4 : Dénomination des segments et des interfaces entre segments (Runkel, 1998).

Des segments adjacents possédant des paramètres identiques sont regroupés en tronçons nommés "reaches" (Fig.IV.5). Un reach est défini comme une distance continue le long de laquelle les paramètres du modèle demeurent constants. Un cours d'eau spatialement uniforme peut être modélisé en ne définissant qu'un seul reach ; tandis qu'un cours d'eau caractérisé par des variations spatiales bien contraintes permet une simulation basée sur la définition de plusieurs reaches. Le nombre de reaches pour un système donné reflète non seulement une variabilité inhérente au système physique modélisé mais également une bonne disponibilité des données.

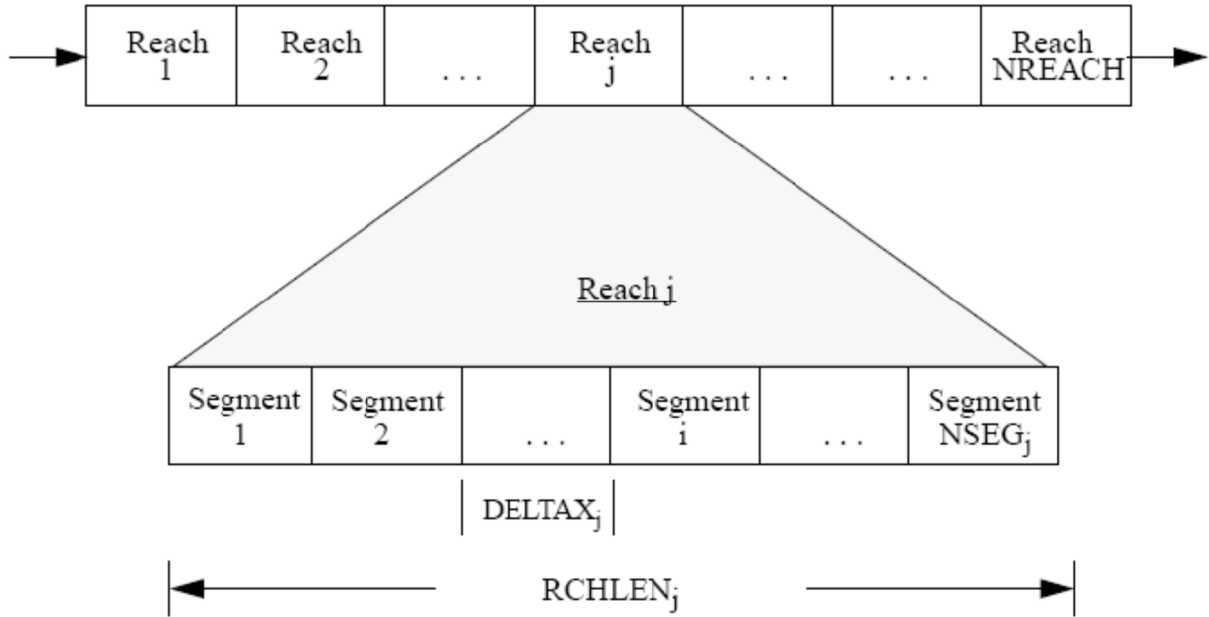


Fig.IV.5 : Regroupement des segments à paramètres constants en reaches – $DELTA X_j$: longueur des segments constituant le reach j, $RCHLEN_j$: longueur du reach j (Runkel, 1998).

IV.2.4.2. Solution numérique par la méthode de Crank-Nicolson

Les équations (3), (4) et (5) sont résolues par la méthode des différences finies de type Crank-Nicolson. Cette méthode est efficace, précise et inconditionnellement stable (Chapra et Canale, 1988 ; Runkel, 1998).

Suite à l'approximation de la dérivée spatiale $\frac{\partial}{\partial x}$ par la méthode des différences finies, l'équation différentielle partielle (3) décrivant les processus affectant le conduit principal devient :

$$\frac{dc}{dt} = L[C] + \frac{q_{LIN}}{A_i} (C_L - C_i) + \alpha (C_S - C_i) + \rho \hat{\lambda} (C_{sed} - k_d C_i) - \lambda C_i \quad (6)$$

Où $L(C)$ est l'approximation des termes d'advection et dispersion donnée par :

$$L[C] = - \left(\frac{Q}{A} \right)_i \left(\frac{C_{i+1} - C_{i-1}}{2\Delta x} \right) + \frac{1}{A_i} \left\{ \frac{(AD)_{i,i+1} (C_{i+1} - C_i) - (AD)_{i-1,i} (C_i - C_{i-1})}{\Delta x^2} \right\} \quad (7)$$

Dans cet algorithme, le membre de droite de l'équation est évalué à la fois au temps présent (temps j) et au temps futur (temps j+1). La dérivée de la concentration par rapport au temps, $\frac{dc}{dt}$, est approximée par la méthode de différence centrée :

$$\frac{dc}{dt} = \frac{c_i^{j+1} - c_i^j}{\Delta t} \quad (8)$$

Où :

Δt : Pas de temps d'intégration [T] ;

j : Dénote la valeur d'un paramètre ou d'une variable au temps présent ;

$j + 1$: Dénote la valeur d'un paramètre ou d'une variable au temps futur.

L'équation (6) devient :

$$\frac{C_i^{j+1} - C_i^j}{\Delta t} = \frac{G [C, C_S, C_{Sed}]^{j+1} + G [C, C_S, C_{Sed}]^j}{2} \quad (9)$$

Où :

$$G [C, C_S, C_{Sed}] = L[C] + \frac{q_{LIN}}{A_i} (C_L - C_i) + \alpha (C_S - C_i) + \rho \hat{\lambda} (C_{Sed} - k_d C_i) - \lambda C_i \quad (10)$$

En ce qui concerne les concentrations en soluté piégées dans la zone d'emménagement et/ou en sorption sur les sédiments, l'approximation des équations (4) et (5) par la méthode de Crank – Nicolson donne les résultats suivants :

$$\frac{C_S^{j+1} - C_S^j}{\Delta t} = \frac{\left(\alpha \frac{A}{A_S} (C - C_S) + \hat{\lambda}_S (\hat{C}_S - C_S) - \lambda_S C_S \right)^{j+1} + \left(\alpha \frac{A}{A_S} (C - C_S) + \hat{\lambda}_S (\hat{C}_S - C_S) - \lambda_S C_S \right)^j}{2} \quad (11)$$

$$\frac{C_{Sed}^{j+1} - C_{Sed}^j}{\Delta t} = \frac{[\hat{\lambda} (K_d C - C_{Sed})]^{j+1} + [\hat{\lambda} (K_d C - C_{Sed})]^j}{2} \quad (12)$$

IV.2.4.3. Conditions aux limites du modèle

La résolution d'équations différentielles comme l'équation (3) nécessite la précision de deux conditions aux limites du modèle. Dans le cas d'un conduit unidimensionnel, ces conditions sont appliquées aux limites amont et aval du système.

IV.2.4.3.1 Condition à la limite amont

La condition amont du modèle (C_{bc}) consiste à fixer la concentration en soluté entrant dans le système modélisé (Fig.IV.6). Cette condition limite peut varier dans le temps.

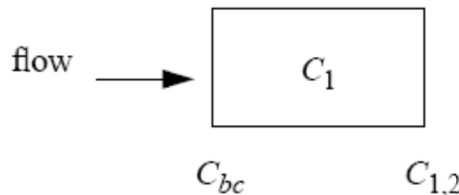


Fig.IV.6 : Condition à la limite amont – Introduction du soluté dans le modèle (Runkel, 1998).

L'introduction du soluté dans le modèle peut être envisagée de trois façons (Fig.IV.7) :

- Introduction de type "*Concentration – step*" : la valeur de la concentration à la limite amont (C_{bc}) est mise à jour par rapport aux couples (temps t , concentration C_{bc}) précisés par l'utilisateur. L'utilisation d'un Δt faible permet de simuler une injection instantanée de soluté ;
- Introduction de type "*Flux – step*" : la valeur de flux à la limite amont (QC_{bc} où Q = débit) est mise à jour par rapport aux couples (temps t , flux QC_{bc}) précisés par l'utilisateur ;
- Introduction de type "*Concentration – continuous*" : la valeur de la concentration à la limite amont (C_{bc}) est mise à jour à chaque pas de temps d'intégration du modèle. La valeur attribuée à C_{bc} est déterminée par interpolation linéaire entre les valeurs d'USBC précisées par l'utilisateur.

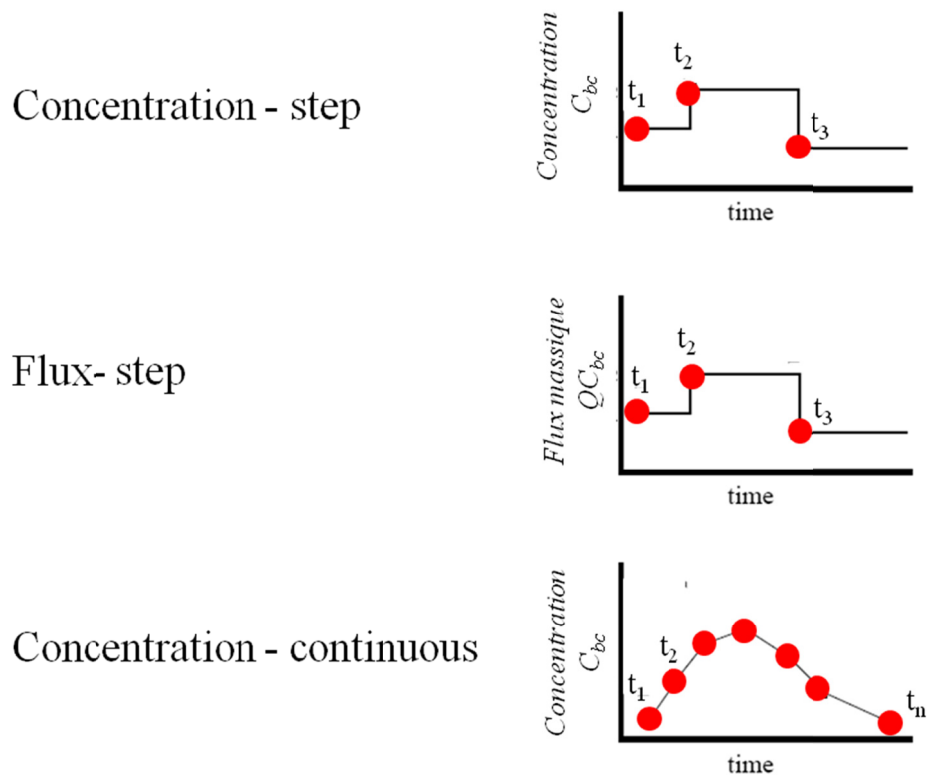


Fig.IV.7 : Différents type de conditions à la limite amont du modèle – C_{bc} concentration à l'entrée du modèle au temps t_i , t_i : temps de mise à jour de la concentration à l'entrée du système imposé par l'utilisateur (d'après Runkel, 1998, modifié).

IV.2.4.3.2 Condition à la limite aval

La condition à la limite aval du modèle (DSBOUND) consiste à fixer un flux dispersif à l'interface entre le dernier segment du système modélisé (i) et un segment fictif ($i+1$) adjacent au dernier segment (Fig.IV.8)

$$DSBOUND = \left(D \frac{\partial C}{\partial x} \right) \Big|_{i,i+1}$$

Ce flux est généralement fixé à zéro ce qui sous-entend que la concentration dans le segment i est égale à celle dans le segment $i+1$.

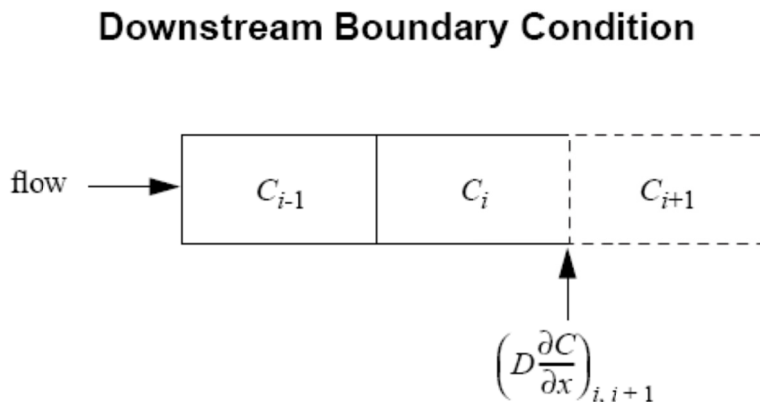


Fig.IV.8 : Condition à la limite aval du modèle.

V. MODELE CONCEPTUEL DU COURS SOUTERRAIN DE LA LESSE

V.1. INTRODUCTION

Le système à modéliser comprend le cours souterrain de la Lesse compris entre le gouffre Belvaux et le trou de Han. Il est composé de quatre sous-systèmes (Fig.V.1) : deux sous-systèmes de type zone noyée (GB-DA et AAD-SA), un sous-système de type rivière (DA-AAD) et un sous-système mixte (SA-TH). Chaque type de sous-système possède un modèle conceptuel qui lui est propre selon les caractéristiques connues du terrain.

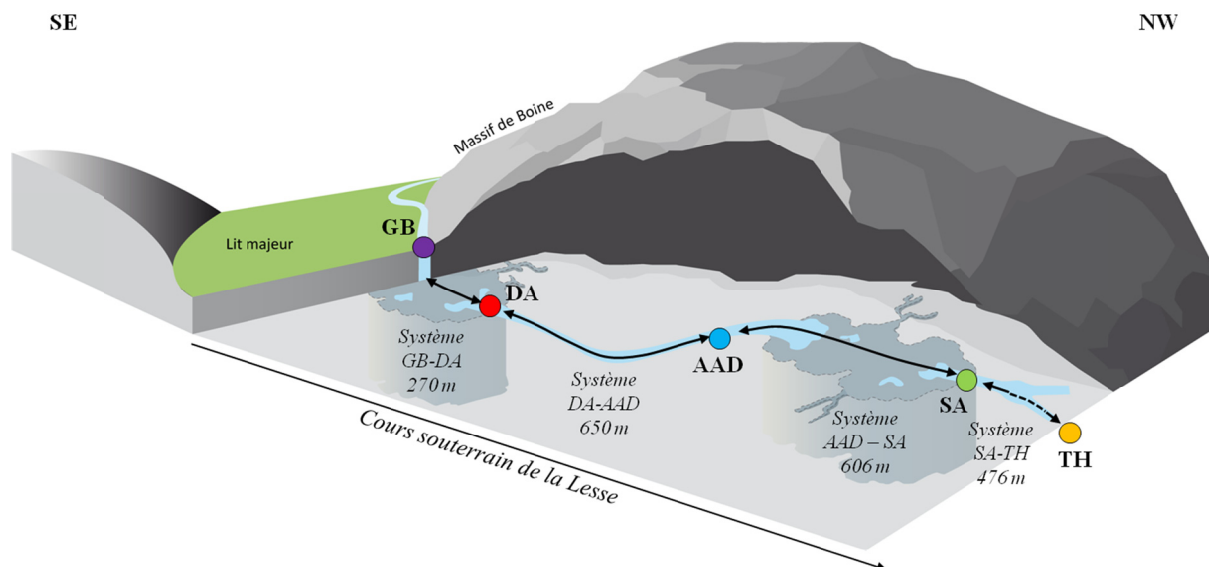


Fig.V.1 : Cours souterrain de la Lesse – Alternance de sous-systèmes de type "zone noyée" (GB-DA et AAD-SA), de type "rivière souterraine" (DA-AAD) et de type "mixte" (SA-TH) – Schéma sans échelle.

V.2. SOUS-SYSTEMES "ZONE NOYEE"

Les deux sous-systèmes de type "zone noyée" à modéliser sont :

- la zone noyée du gouffre de Belvaux comprise entre le gouffre de Belvaux et la salle Daniel Ameye (GB-DA) ;
- la zone noyée du réseau de l'Au-Delà comprise entre le site AAD et la salle d'Armes (AAD-SA).

Ces deux zones sont inaccessibles et leur dimensionnement est le principal objectif de la modélisation.

Les vitesses maximales et les vitesses apparentes de transit issues de l'analyse des courbes de restitution du traçage n°1 démontrent que la traversée des zones noyées engendre un retardement du nuage de tracer. Le débit étant conservé tout au long du cours souterrain de la Lesse, seule une augmentation de la section peut justifier une diminution de la vitesse, et par conséquent un retardement du transport par advection. La section d'écoulement principale des sous-systèmes "zones noyées" sera donc systématiquement supposée supérieure à celle observée au niveau des sous-systèmes "rivières".

La géométrie de la zone d'écoulement principale étant très variable (fractures de taille variable, présence d'éboulis, plafonds tourmentés, etc.), les possibilités de volumes d'eau peu mobile responsables d'un piégeage temporaire du soluté sont nombreuses. Le processus d'emménagement temporaire y est considéré comme important.

L'injection de l'uranine a été effectuée à la nuit tombante de manière à prévenir toute dégradation du traceur en lien avec une exposition à la lumière lors de son transport superficiel. Toute dégradation chimique du traceur avant son introduction dans le système karstique est considérée comme nulle.

Les courbes de restitution ayant été corrigées par rapport à un taux de restitution de 100%, les processus chimiques irréversibles, tels que la dégradation du premier ordre et la sorption, ne seront pas modélisés.

Les valeurs de débit à l'amont et à l'aval du système étant similaires et aucune différence majeure n'étant observée, les éventuels débits latéraux entrant et sortant sont supposés nuls.

Le modèle conceptuel des zones d'écoulement de type "zone noyée" (Fig.V.2) se résume à une grande section d'écoulement principal, dépourvue d'affluent ou de diffluent majeur, où le transport est effectué par advection et dispersion. Cette section d'écoulement principal est envisagée comme la somme d'une multitude de conduits en interaction avec des volumes d'eau peu mobile constituant une zone d'emménagement (Fig.III.1).

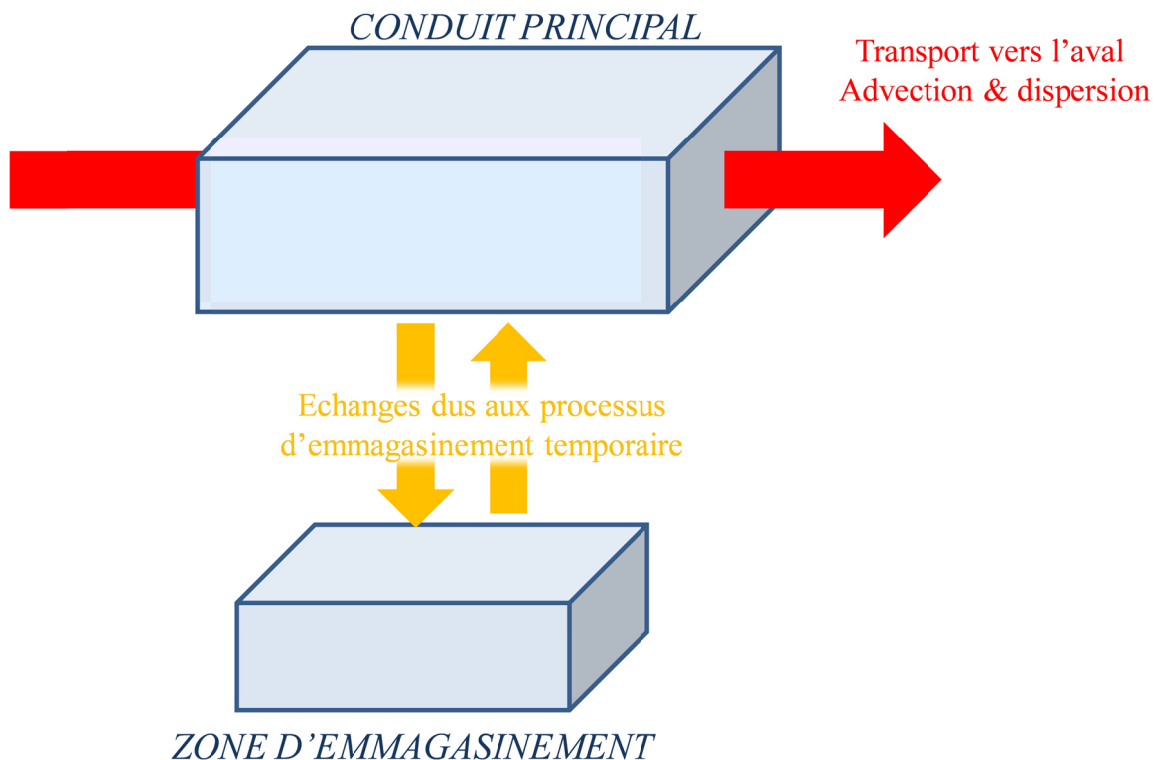


Fig.V.2 : Modèle conceptuel Otis des sous-systèmes "zone noyée".

V.3. SOUS-SYSTEMES "RIVIERE"

Le sous-système de type "rivière" à modéliser est :

- la Lesse Souterraine entre la salle Daniel Ameyé et le réseau de l'Au-Delà (DA-AAD) ;

Ce sous-système est accessible, ce qui permet une observation du lit et de la section de la rivière pour des conditions de débit de la Lesse de $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Le sous-système DA-AAD, d'une longueur de 650 mètres, présente un lit riche en alluvions argileuses. La section de la rivière varie entre 1 m^2 et 34 m^2 (Tabl. V.1).

Ces deux valeurs extrêmes étant très locales, une section moyenne de 14 m^2 , basée sur la mesure de 10 sections de la rivière, sera considérée (Fig.V.3). La largeur moyenne de la rivière souterraine est de 7,9 mètres pour une profondeur moyenne de l'ordre de 1,8 mètres.

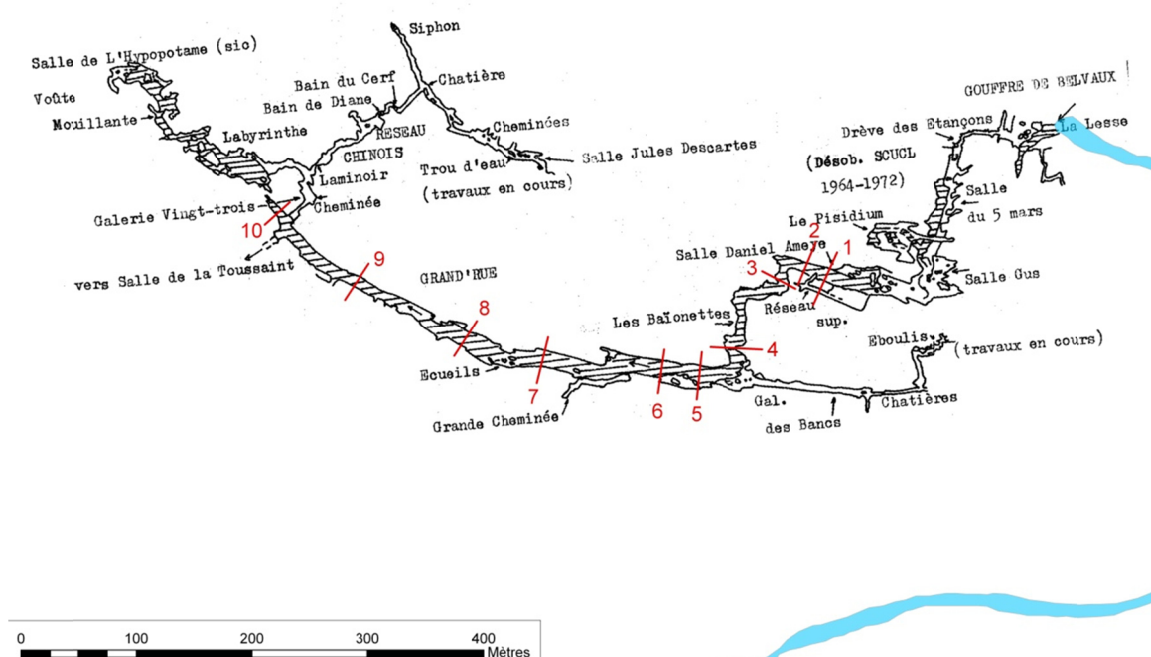


Fig.V.3 : Lesse Souterraine : Localisation des sections mesurées dans des conditions de débit de la Lesse de $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$ – Topographie (Coen et Van Hille 1972-1973)

N° de section	Distance au site d'injection (m)	Section (m ²)	Section moyenne (m ²)
1	512	11	14
2	538	3	
3	562	34	
4	663	33	
5	713	1	
6	750	2	
7	853	2	
8	932	18	
9	1038	15	
10	1127	21	

Tabl. V.1 : Sections du cours souterrain de la Lesse mesurées au sein du sous-système DA-AAD pour un débit de la Lesse au gouffre de Belvaux de $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Dans les sous-systèmes "rivière", les processus d'emménagement temporaire ne seront pas considérés dans la modélisation car :

- Vu la taille et la géométrie "régulière" des sections d'écoulement principal, le volume de la zone d'emménagement est probablement négligeable comparativement au volume du conduit principal ;
- Les effets de retard, observables par la dissymétrie et le long tarissement des courbes de restitution (Fig.II.7), apparaissent principalement après la traversée des zones noyées. Les processus d'emménagement temporaire seront donc considérés uniquement dans les zones noyées.

Les valeurs de débit à l'amont et à l'aval du système étant similaires et aucune diffluence majeure n'étant observée, les éventuels débits latéraux entrant et sortant du système sont supposés nuls.

Pour les mêmes raisons que celles évoquées dans le cas des sous-systèmes "zone noyée", les processus de dégradation chimique et de sorption ne sont pas considérés dans le modèle.

Le modèle conceptuel des zones d'écoulement de type "rivière"(Fig.V.4) se résume donc à un conduit à écoulement unidimensionnel, dépourvu d'affluents ou de diffluents, où le transport est effectué par advection et dispersion, sans processus de dégradation, ni d'emménagement temporaire.

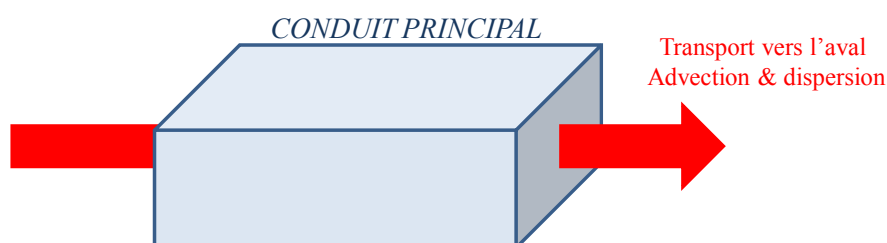


Fig.V.4 : Modèle conceptuel Otis des sous-systèmes "rivière"

V.4. SOUS-SYSTEME MIXTE

Le sous-système de type "mixte" à modéliser est :

- La Lesse souterraine entre la salle d'Armes et le trou de Han (SA-TH).

Ce sous-système est accessible en plusieurs endroits, ce qui permet une observation du lit et de la section de la rivière pour des conditions de débit de la Lesse de 0,7 m³/sec :

Le sous-système SA-TH, d'une longueur de 476 mètres, présente un lit très argileux. Le cours de la Lesse dans ce sous-système est majoritairement de type rivière hormis deux petites zones noyées, d'une centaine de mètres de long, entre le Styx et la salle du Dôme et entre la salle du Dôme et la salle d'Embarquement (cfr partie I). La section d'écoulement de ce système est donc très variable et difficilement estimable.

N'ayant pas fait l'objet d'un échantillonnage spécifique, l'effet de ces deux zones noyées sur la restitution du traceur n'est pas mesurée. Etant donné qu'elles constituent presque la moitié, en longueur, du sous-système SA-TH, les effets sur l'écoulement et le transport qui leur sont imputables seront répartis sur la longueur totale du sous-système. Dès lors, le modèle conceptuel de cette zone mixte sera identique à celui des zones noyées et intégrera un processus d'échange entre la zone d'écoulement principal et une zone d'emménagement temporaire.

V.5. SYSTEME COMPLET

Le modèle conceptuel du système complet (Fig.V.1) consiste en l'alternance des sous-systèmes "rivières" et "zones noyées" avec les caractéristiques qui leur ont été attribuées précédemment. De l'amont vers l'aval, le système complet est découpé en quatre sous-systèmes :

- GB-DA : de type "Zone noyée" ;
- DA-AAD : de type "Rivière" ;
- AAD-SA : de type "Zone noyée" ;
- SA-TH : de type "Mixte".

VI. MODELISATION OTIS

La modélisation Otis des résultats de l'essai de traçage n°1 a été réalisée en trois phases.

La première phase de modélisation consiste en une calibration des paramètres d'écoulement et de transport et en un dimensionnement de chaque sous-système pris isolément.

Dans la seconde phase de modélisation, les quatre sous-systèmes ont été rassemblés en un système unique et hétérogène (alternance de tronçons de rivière et de zones noyées). Chaque sous-système y est défini par les paramètres calibrés dans la première phase de modélisation.

La troisième phase de la modélisation consiste en une validation du modèle en appliquant ce dernier sur les résultats des essais de traçage n°2 et 3.

VI.1. PREMIERE PHASE DE MODELISATION

VI.1.1. Construction du modèle

VI.1.1.1. Discrétisation

La première phase de modélisation a été réalisée sur **chaque sous-système considéré isolément**.

Le sous-système est représenté par un *reach* (cfr section IV.2.4.1) unique et de section carrée constante. Chaque *reach* est subdivisé en n *segments*, d'une longueur arbitraire de 0,5 mètre (Tabl. VI.1), où :

$$n = \frac{\text{Longueur}_{Reach} (m)}{\text{Longueur}_{Segment} (m)}$$

- Le sous-système GB-DA est composé de 1 *reach* de 270 mètres subdivisé en 540 segments.
- Le sous-système DA-AAD est composé de 1 *reach* de 650 mètres subdivisé en 1300 segments.
- Le sous-système AAD-SA est composé de 1 *reach* de 606 mètres subdivisé en 1212 segments.
- Le sous-système Sa-TH est composé de 1 *reach* de 476 mètres subdivisé en 952 segments.

Sur chaque segment sont appliquées les équations (1) et (2) (cfr section IV.2.3.3.1) selon un pas de temps d'intégration de 0,0008 heure (2,9 secondes).

Pour chaque sous-système, la condition limite amont (USBC - Tabl. VI.1) est de type "*Concentration – continuous*" et correspond à la courbe de restitution de traceur enregistrée en chaque site d'échantillonnage amont.

Les débits latéraux entrant et sortant sont nuls.

L'ensemble de ces caractéristiques est synthétisé dans le tableau Tabl. VI.1.

Sous-système	Nreach	Lreach (m)	Nseg	Lseg (m)	Δt (h)	Q (m ³ /sec)	USBC	Q _{LIN} (m ³ /sec*m)	Q _{LOUT} (m ³ /sec*m)	Paramètres dispersifs		A (m ²)	A _S (m ²)	α (sec ⁻¹)
										a _L (m)	D _L (m ² /sec)			
GB - DA	1	270	540	0,5	0,0008	0,7	C.C.	0	0	Cste	Cste	Cste	Cste	Cste
DA - AAD		650	1300							Cste	Cste	Cste	/	/
AAD - SA		606	1212							Cste	Cste	Cste	Cste	Cste
SA - TH		476	952							Cste	Cste	Cste	Cste	Cste

Paramètres à calibrer

Tabl. VI.1 : Discrétisation des sous-systèmes – Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q : débit, USBC : condition à la limite amont, C.C. : Concentration-continuus, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A : section de la zone d'écoulement principal, A_S : section de la zone d'emménagement, α : coefficient d'échange avec la zone d'emménagement, Cste : constante.

Pour le sous-système "rivière" DA-AAD :

- C : Concentration en soluté du conduit principal [M/L³] ;
- Q : Débit [L³/T] ;
- t : Temps [T] ;
- x : Distance [L] ;
- A : Section transversale du conduit principal [L²].

sont des paramètres connus.

Les paramètres restant à calibrer sont (Tabl. VI.1) :

- α_L : Dispersivité longitudinale [L] ;
- D_L : Coefficient de dispersion longitudinale [L²/T].

Les paramètres non cités sont ceux attribués aux processus physiques et chimiques négligeables et donc non considérés.

Pour les sous-systèmes de type "zone noyée" (GB-DA et AAD-SA) et "mixte" (SA-TH) :

- C : Concentration en soluté du conduit principal [M/L³] ;
- Q : Débit [L³/T] ;
- t : Temps [T] ;
- x : Distance [L].

sont des paramètres connus.

Les paramètres restant à calibrer sont (Tabl. VI.1) :

- A : Section transversale du conduit principal [L²] ;
- α_L : Dispersivité longitudinale [L] ;
- D_L : Coefficient de dispersion longitudinale [L²/T] ;
- A_S : Section transversale de la zone d'emménagement [L²] ;
- α : Coefficient d'échange avec la zone d'emménagement [1/T].

Les paramètres non cités sont ceux attribués aux processus physiques et chimiques négligeables et donc non considérés.

VI.1.1.2. Méthodologie

La calibration des paramètres a été effectuée par ajustement "essai-erreur" de la courbe modélisée sur les données expérimentales d'essais de traçage. La calibration a été effectuée systématiquement de la même façon et en trois étapes consécutives :

- Etape 1 : Ajustement du temps d'arrivée première, principalement conditionné par la section d'écoulement du conduit principal ;
- Etape 2 : Ajustement de la branche ascendante de la courbe de restitution, principalement conditionné par le processus de dispersion ;
- Etape 3 : Ajustement de la phase de tarissement de la courbe de restitution, principalement conditionné par le volume de la zone d'emménagement et la valeur du coefficient d'échange.

La modélisation du processus d'emménagement temporaire repose sur la calibration de deux paramètres. Ceux-ci sont difficilement vérifiables sur le terrain et rien ne garantit l'unicité du modèle proposé en ce qui concerne le processus d'emménagement. Les coefficients d'échange ont été quantifiés de manière à rester dans des gammes de valeurs de l'ordre 10^{-5} à 10^{-4} sec^{-1} citées dans la bibliographie (Bencala et Walters, 1983).

La stabilité du modèle a été évaluée par le calcul des nombres adimensionnels de Courant numérique (C_r) et de Peclet numérique (P_e) décrits comme suit (Gray et Pinder, 1976 ; Kinzelbach, 1986 in Gottardi, 1998) :

$$C_r = \frac{v \cdot \Delta t}{\Delta l}$$

$$P_e = \frac{v \cdot \Delta l}{D}$$

Où :

v : Vitesse réelle de la particule [L/T] ;

Δl : Largeur de l'élément discrétisé [L] ;

D : Dispersion longitudinale [L^2/T] ;

Δt : Pas de temps d'intégration [T].

Le nombre de Courant numérique permet de comparer la discrétisation temporelle et spatiale en tenant compte de la vitesse d'advection. Si C_r est inférieur à 1, la distance de transport par advection est inférieure à la longueur de l'élément considéré et la variation de concentration qui en résulte peut être visualisée dans cet élément. Un nombre de Courant numérique supérieur à 1 conduit à des instabilités importantes du modèle.

Le nombre de Peclet numérique compare les effets advectifs et dispersifs au niveau d'un élément de la structure discrétisée. Un nombre de Peclet numérique supérieur à 2 induit des oscillations numériques importantes. En milieu peu dispersif, la restriction sur le nombre de Peclet numérique entraîne la nécessité d'utiliser des mailles de petite dimension lors de la modélisation de transport de soluté.

VI.1.2. Calibration du modèle

VI.1.2.1. Sous système GB-DA

La courbe de restitution modélisée pour le sous-système "zone noyée" GB-DA est présentée à la figure (Fig.VI.1).

L'ajustement du temps de première arrivée de la courbe modélisée sur le temps d'arrivée première mesuré (2,3 heures) nécessite que la section d'écoulement principal A soit calibrée à 36 m² (Fig.VI.2).

Pour un débit de 0,7 m³/sec, cela correspond à une vitesse de transfert de 0,02 m/sec (72 m/h).

La zone noyée traversée est caractérisée par une valeur de dispersivité longitudinale a_L de 7 mètres, ce qui correspond à un coefficient de dispersion longitudinale D_L de 0,1 m²/sec.

La section d'écoulement principal A est en interaction avec une section d'emménagement temporaire A_S de 20 m². Le coefficient d'échange entre ces deux sections est estimé à $4 \cdot 10^{-4}$ sec⁻¹.

Le volume de la zone d'écoulement principal et de la zone d'emménagement temporaire étant respectivement estimé à 9720 m³ et 5400 m³, le volume total de la zone noyée affectée par le nuage de traceur est de 15120 m³.

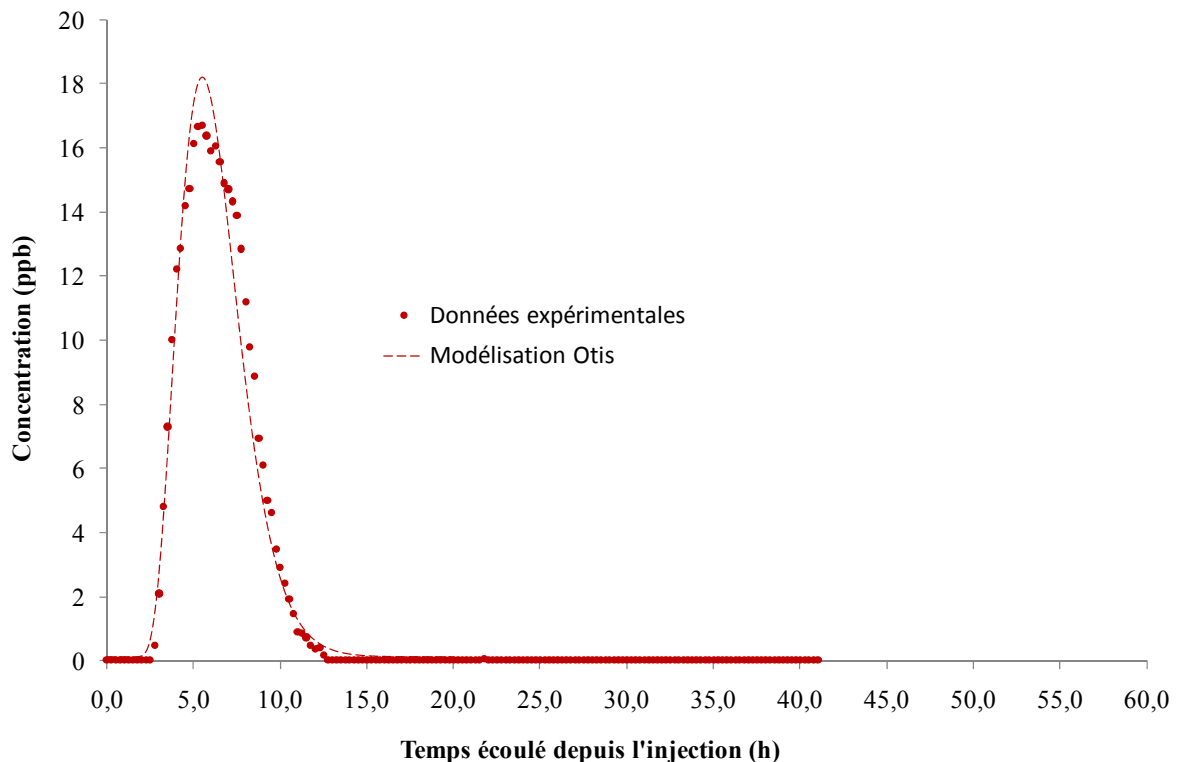


Fig.VI.1 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "zone noyée" GB-DA.

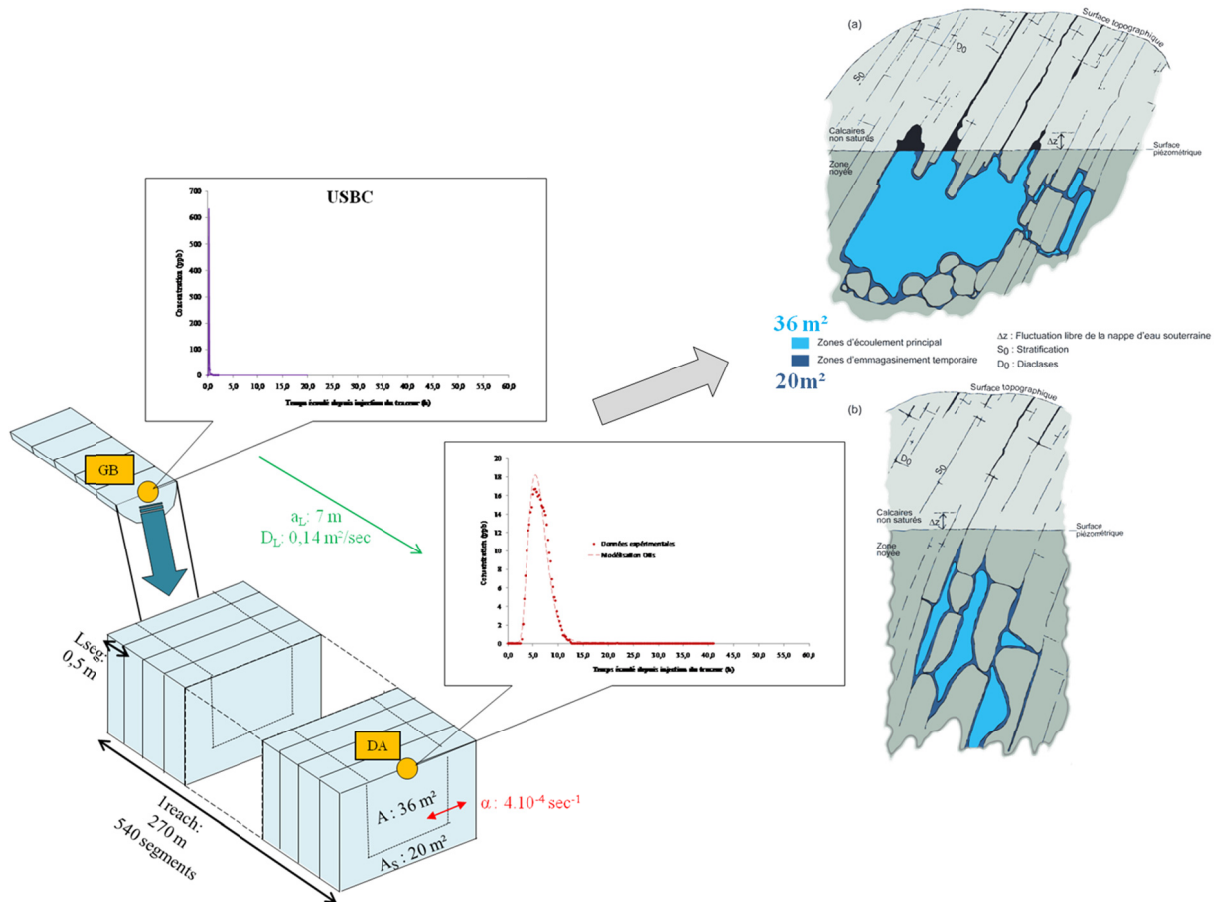


Fig.VI.2 : Modélisation Otis du sous-système "zone noyée" GB-DA – Calibration des paramètres A , A_S , α , a_L et D_L .

VI.1.2.2. Sous-système DA-AAD

La courbe de restitution modélisée pour le sous-système "rivière" DA-AAD est présentée à la figure (Fig.VI.3).

L'ajustement de la courbe de restitution modélisée sur les données expérimentales est obtenu pour une section d'écoulement principal A de 17 m^2 .

La section moyenne de la Lesse souterraine, déterminée sur base de dix mesures de section effectuées sur le terrain, est de 14 m^2 (Fig.VI.4). Le modèle Otis propose une valeur de section d'écoulement principal en accord avec la réalité du terrain.

Pour un débit de $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$, cela correspond à une vitesse de transfert de $0,04 \text{ m}/\text{sec}$ ($144 \text{ m}/\text{h}$).

Le volume de la zone d'écoulement est estimé à 11050 m^3 .

Le tronçon de Lesse souterraine constituant le sous-système DA-AAD est caractérisé par une dispersivité longitudinale a_L de 15 mètres, ce qui correspond à un coefficient de dispersion longitudinale D_L de $0,6 \text{ m}^2/\text{sec}$.

Le tronçon de Lesse souterraine DA-AAD semble constituer un milieu plus dispersif que la zone noyée GB-DA.

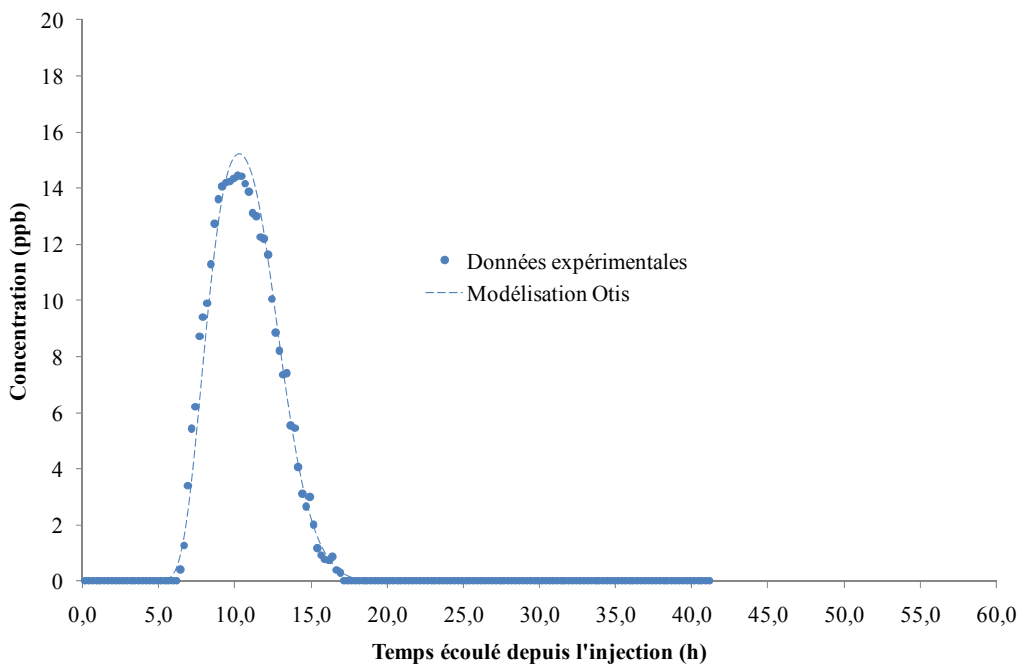


Fig.VI.3 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "rivière" DA-AAD.

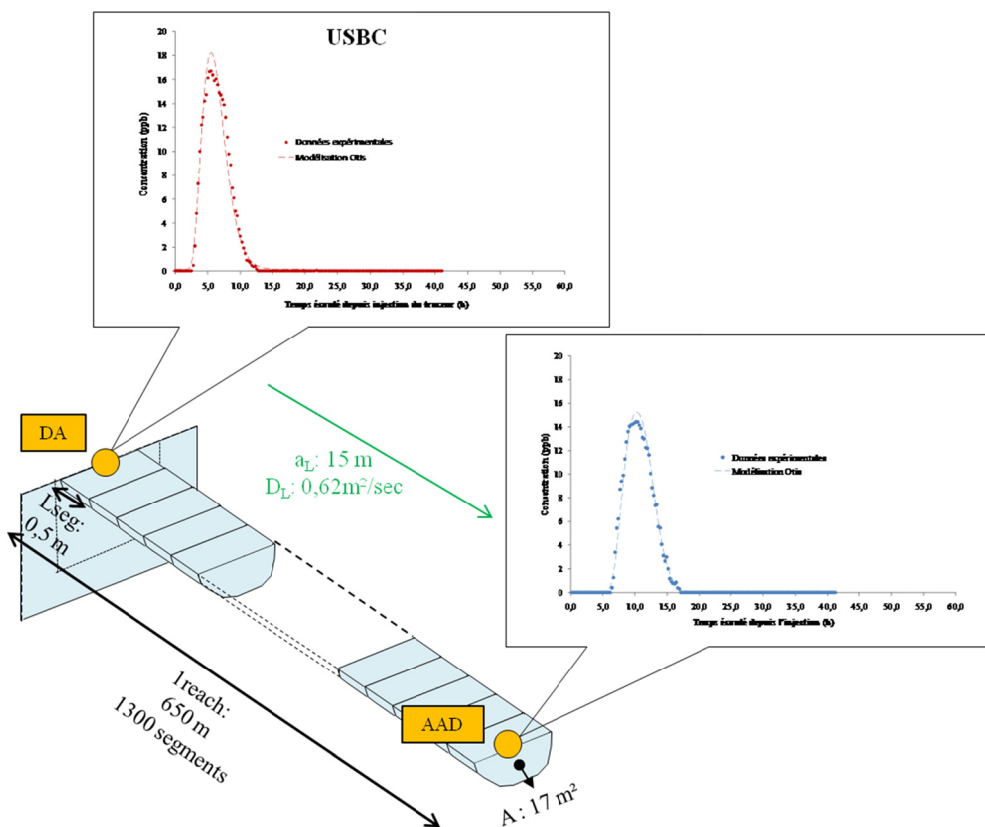


Fig.VI.4 : Modélisation Otis du sous-système "rivière" DA - AAD – Calibration des paramètres A , a_L et D_L .

VI.1.2.3. Sous-système AAD-SA

La courbe de restitution modélisée pour le sous-système "zone noyée" AAD-SA est présentée à la figure (Fig.VI.5).

L'ajustement du temps de première arrivée de la courbe modélisée sur le temps de première arrivée mesuré (15,6 heures) nécessite que la section d'écoulement principal A soit calibrée à 42 m² (Fig.VI.6).

Pour un débit de 0,7 m³/sec, cela correspond à une vitesse de transfert de 0,02 m/sec (72 m/h).

La zone noyée traversée est caractérisée par une valeur de dispersivité longitudinale a_L de 7 m, ce qui correspond à un coefficient de dispersion longitudinale D_L de 0,1 m²/sec.

La section d'écoulement principal A est en interaction avec une section d'emménagement temporaire A_S de 6 m². Le coefficient d'échange entre ces deux sections est estimé à $1.10^{-5} \text{ sec}^{-1}$.

Le volume de la zone d'écoulement principal et de la zone d'emménagement temporaire étant respectivement estimé à 25452 m³ et 3636 m³, le volume total de la zone noyée affectée par le nuage de traceur est de 29088 m³.

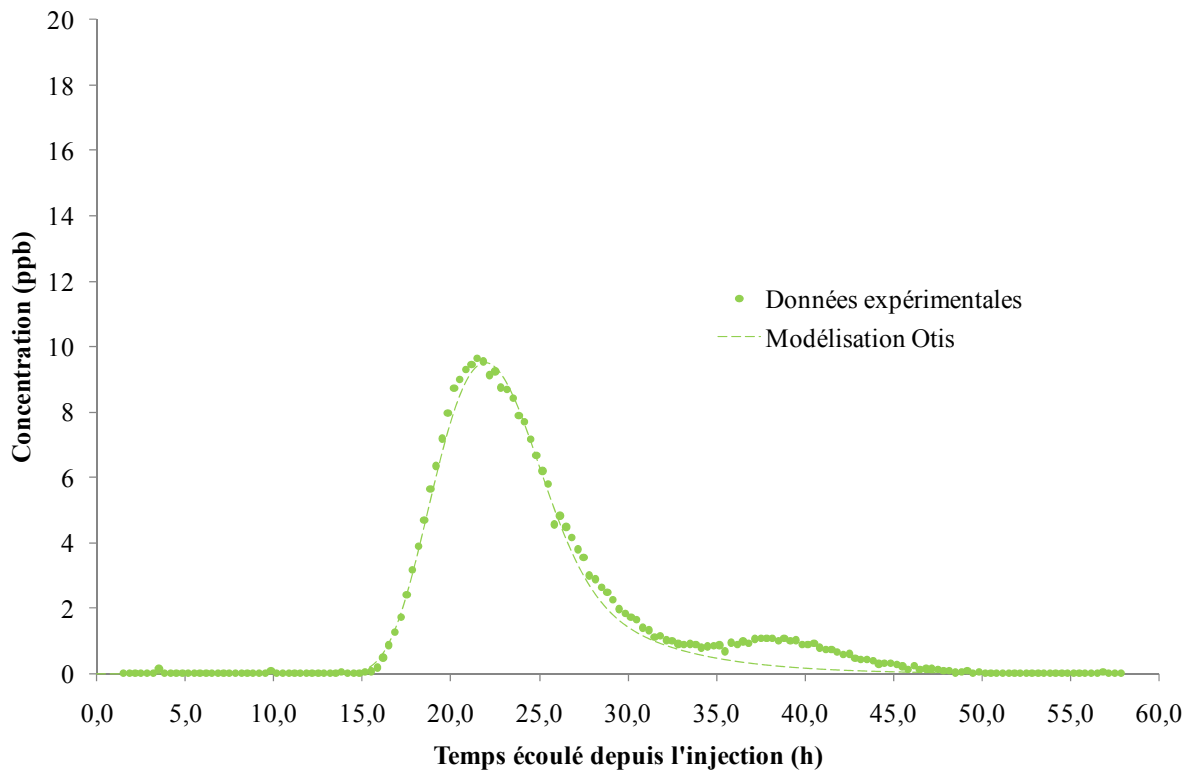


Fig.VI.5 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "zone noyée" AAD-SA.

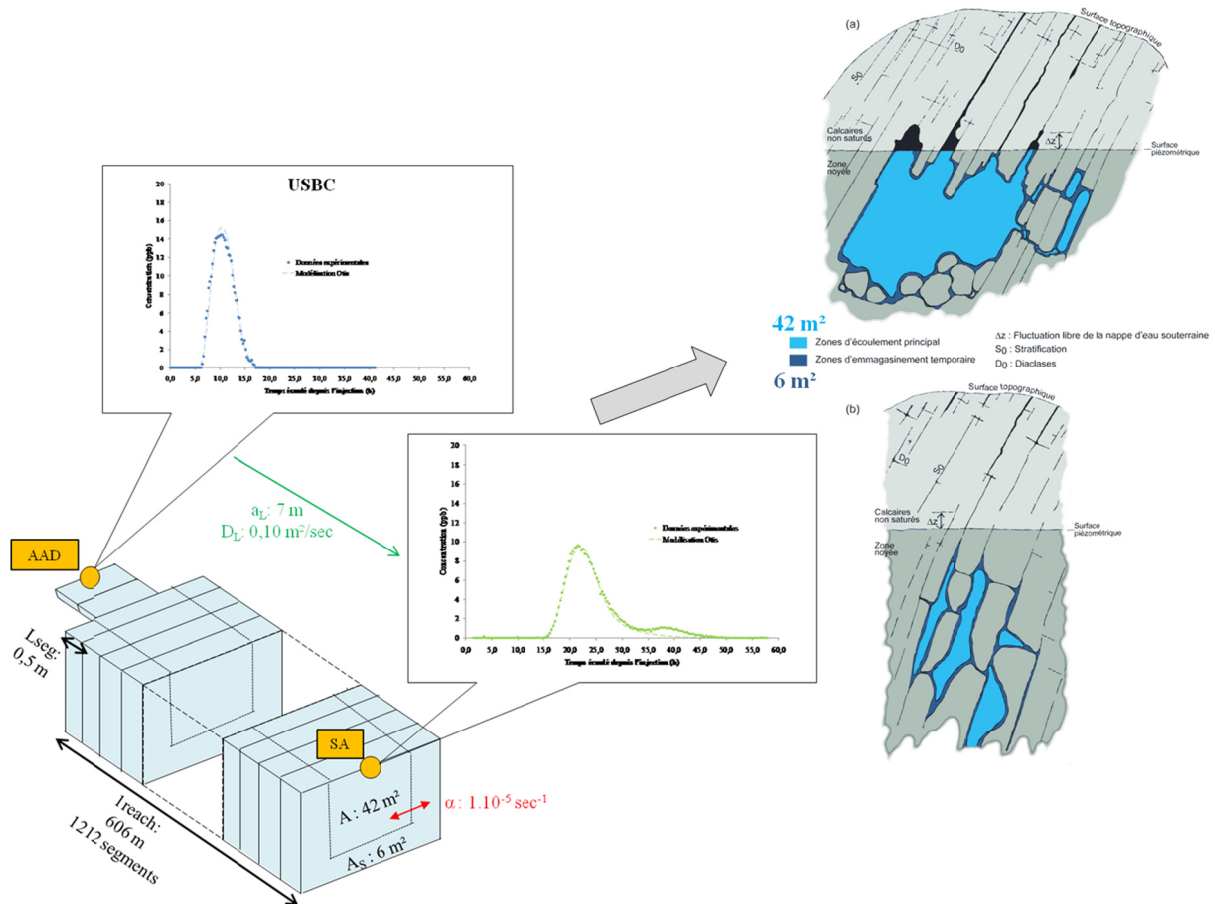


Fig.VI.6 : Modélisation Otis du sous-système "zone noyée" AAD - SA – Calibration des paramètres A , A_S , α , a_L et D_L .

VI.1.2.4. Sous-système SA-TH

La courbe de restitution modélisée pour le sous-système "mixte" SA-TH est présentée à la figure (Fig.VI.7).

L'ajustement de la courbe de restitution théorique sur le temps d'arrivée première expérimental nécessite une section d'écoulement principal A estimée à 21 m^2 . Cette section constitue une valeur moyenne intégrant la section des tronçons de rivière souterraine et la section des deux zones noyées intermédiaires (Fig.VI.8).

Pour un débit de $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$, cela correspond à une vitesse de transfert de $0,03 \text{ m}/\text{sec}$ ($120 \text{ m}/\text{h}$).

Ce sous-système mixte est caractérisé par une dispersivité longitudinale a_L de 6 m , ce qui correspond à un coefficient de dispersion longitudinale D_L de $0,2 \text{ m}^2/\text{sec}$.

La section d'écoulement principal A est en interaction avec une section d'emmagasinement temporaire A_S de 10 m^2 . Le coefficient d'échange entre ces deux sections est estimé à $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$.

Le volume de la zone d'écoulement principal et de la zone d'emmagasinement temporaire étant respectivement estimé à 9996 m^3 et 4760 m^3 , le volume total de la zone d'écoulement affectée par le nuage de traceur est de 14756 m^3 .

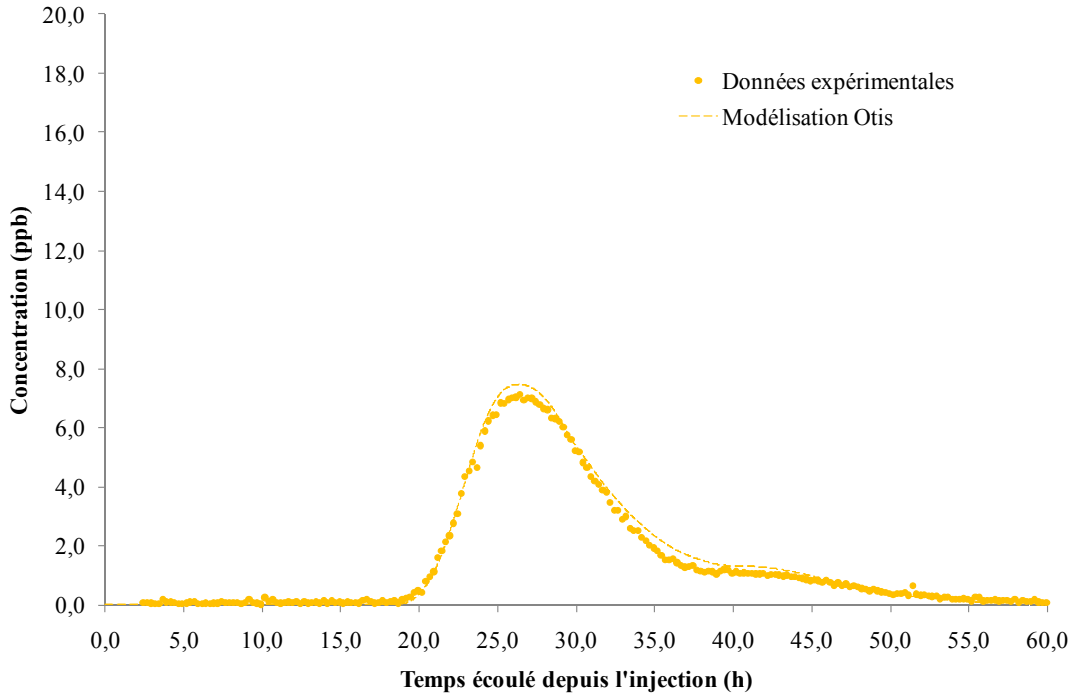


Fig.VI.7 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "mixte" SA-TH.

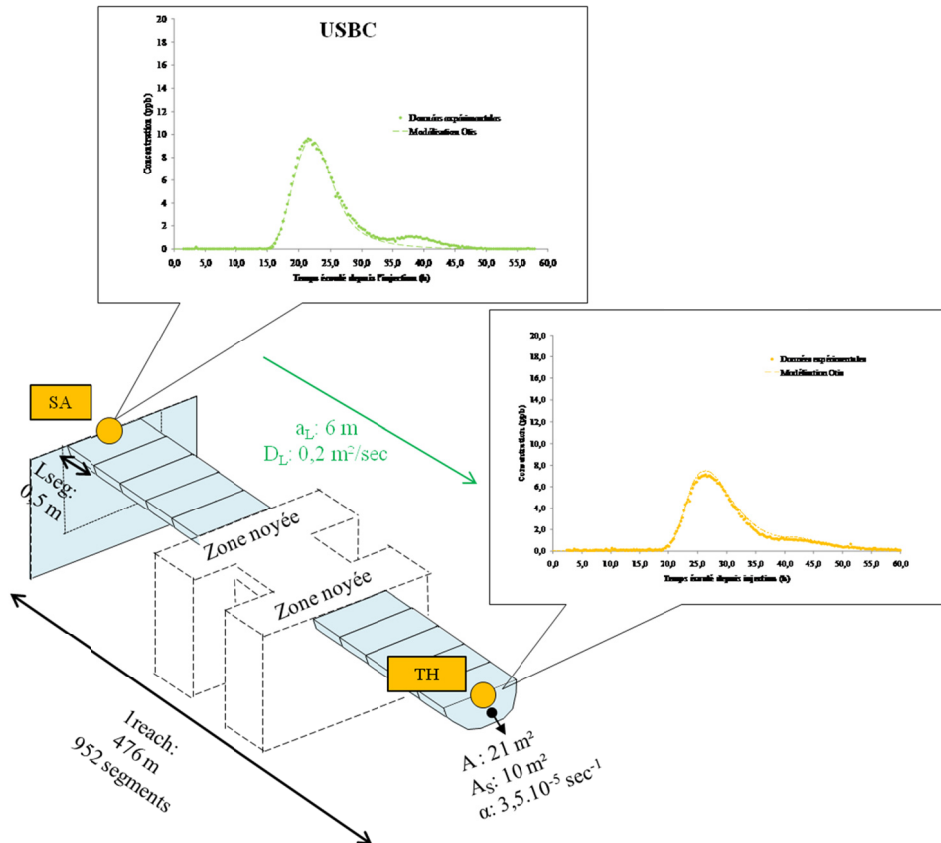


Fig.VI.8 : Modélisation Otis du sous-système "mixte" SA-TH – Calibration des paramètres A , A_S , α , a_L et D_L .

L'ensemble des paramètres calibrés lors de la première phase de modélisation Otis des quatre sous-systèmes constituant le cours souterrain de la Lesse est synthétisé dans le tableau Tabl. VI.2.

Les quatre modèles décrits sont caractérisés par des nombres de Courant numérique et de Peclet numérique respectivement inférieurs à 1 et 2 (Tabl. VI.2), témoignant d'une bonne stabilité du modèle.

Q (m ³ /sec)	REACH			A	VOL	Vitesse	a _L	D _L	q _{LN}	q _{LOUT}	A _S	VOL _S	VOL _T	α	C _r	P _e
	n°	Site	Type	m ²	m ³	m/sec	m	m ² /sec	(m ³ /sec.m)	(m ³ /sec.m)	m ²	m ³	m ³	s ⁻¹		
0,7	1	GB - DA	Zone noyée	36	9720	0,02	7	0,1	0	0	20	5400	15120	4,0E-04	0,1	0,1
	2	DA - AAD	Rivière souterraine	17	11050	0,04	15	0,6	0	0	/	/	11050	/	0,2	0,0
	3	AAD - SA	Zone noyée	42	25452	0,02	7	0,1	0	0	6	3636	29088	1,00E-05	0,1	0,1
	4	SA-TH	Mixte	21	9996	0,03	6	0,2	0	0	10	4760	14756	3,5E-05	0,2	0,1

Tabl. VI.2 : Résultats de la modélisation Otis des systèmes GB-DA, DA-AAD, AAD-SA et SA-TH considérés isolément – Q : Débit, A : section, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, q_{LN} : débit latéral entrant, q_{LOUT} : débit latéral sortant, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total de la zone d'écoulement, α : coefficient d'emménagement, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.

VI.1.3. Sensibilité des paramètres du modèle

Afin d'évaluer la fiabilité des valeurs de:

- section d'écoulement principal (A) ;
- dispersivité longitudinale (a_L) ;
- section d'emménagement temporaire (A_S) ;
- coefficient d'emménagement temporaire (α) ;

calculées à l'aide du modèle Otis, un test de sensibilité de ces paramètres a été effectué.

Ce test de sensibilité a été réalisé pour les sous-systèmes GB-DA et AAD-SA de type "zone noyée" (Fig. VI.9 et Fig. VI.10).

La sensibilité de chaque paramètre a été évaluée isolément des trois autres, ces derniers étant maintenus constants durant le test. L'objectif de cette évaluation est de déterminer graphiquement les paramètres ayant le plus d'influence sur le modèle et de proposer une gamme de précision propre à chaque paramètre.

Des courbes de restitution de traceur (Fig. VI.9 et Fig. VI.10) ont été générées pour des valeurs de chaque paramètre de +/- 5%, +/- 10%, +/- 20 % et +/- 50% (Tabl. VI.3 et Tabl. VI.4) par rapport aux valeurs optimales calculées

La section d'écoulement principal (A) est le paramètre le plus sensible du modèle. Une modification de +/- 5 % de cette section engendre une modification significative de la réponse du système en affectant simultanément le temps de première arrivée, le temps modal, la concentration modale et la durée de restitution (Fig. VI.9 (a) et Fig. VI.10 (a)). La valeur de section calculée peut être considérée comme représentative moyennant une précision de +/- 5 %.

Le second paramètre influençant fortement le modèle est la section d'emmagasinement temporaire (A_S). La non-simulation des processus d'emmagasinement temporaire induit une surestimation importante de la concentration modale et affecte considérablement le temps de première arrivée (Fig. VI.9 (c) et Fig. VI.10 (c)). Une modification de $\pm 10\%$ de la valeur de A_S engendre une modification considérable de la réponse du système en terme de concentration modale. Une modification de $\pm 20\%$ et plus affecte considérablement le degré de symétrie de la courbe de restitution simulée. La valeur de section d'emmagasinement temporaire calculée peut être considérée comme représentative moyennant une précision de $\pm 20\%$.

Pour la dispersion longitudinale (D_L) (Fig. VI.9 (b) et Fig. VI.10 (b)) ainsi que pour le coefficient d'emmagasinement temporaire (α) (Fig. VI.9 (d) et Fig. VI.10 (d)), une modification de $\pm 20\%$ est nécessaire pour observer une variation significative de la réponse du système. Cet effet se marque principalement au niveau des valeurs de concentration modale. Une modification de $\pm 50\%$ modifie considérablement la morphologie de la courbe de restitution. Les paramètres D_L et α sont les deux paramètres les moins sensibles du modèle. Les valeurs de dispersion longitudinale et de coefficient d'emmagasinement temporaire peuvent être considérées comme représentatives moyennant une gamme d'erreur comprise entre $\pm 20\%$ et $\pm 35\%$.

Cette évaluation de la sensibilité du modèle considère les différents paramètres isolément et ne permet pas de d'évaluer l'effet cumulé des différents processus modélisés. Cependant, cette première approche démontre la nette influence des valeurs des sections d'écoulement principal et d'emmagasinement temporaire sur le résultat de la modélisation. Nous estimons donc que, dans une optique de dimensionnement d'un "système-traçage", la fiabilité des modèles proposés est bonne.

En ce qui concerne la quantification de la valeur de dispersion longitudinale, la gamme d'erreur, comprise entre $\pm 20\%$ et $\pm 35\%$, peut sembler considérable. Il est indéniable qu'une étude visant à un calibrage fin de ce paramètre nécessite soit une très bonne connaissance des sections d'écoulement étudiées de manière à minimiser l'incertitude sur ce paramètre, soit de se tourner vers une autre méthodologie.

Cependant, la gamme de valeurs de dispersion longitudinale proposée reste représentative du milieu étudié. Pour le système GB-DA et une erreur de $\pm 20\%$, la dispersion longitudinale est comprise entre $0,11 \text{ m}^2/\text{sec}$ et $0,17 \text{ m}^2/\text{sec}$. Ce qui correspond, pour une section de 36 m^2 et un débit de $0,7 \text{ m}^3/\text{sec}$, à des valeurs de dispersivité longitudinale respective de $5,5$ mètres et $8,5$ mètres.

La dispersivité longitudinale d'un autre type de milieu comme le système "grotte du Père Noël – réseau Sud" est estimée à 25 mètres (cfr Troisième partie -chapitre VII.2). L'introduction d'une valeur de dispersion longitudinale équivalant à une telle valeur de dispersivité, soit $0,49 \text{ m}^2/\text{sec}$, dans le modèle du sous-système GB-DA induit une très importante modification de la réponse du système (Fig. VI.11). Cela démontre que, pour des milieux aux caractéristiques contrastées, le modèle est en mesure de fournir une gamme de valeurs de dispersion longitudinale fiable.

Paramètre testé	x	x - 50 %	x - 20 %	x - 10 %	x - 5 %	x + 5 %	x + 10 %	x + 20 %	x + 50 %	Paramètres constants			
										A	D _L	A _S	α
A	36	18	29	32	34	38	40	43	54	/	0,14	20	4,0E-04
D _L	0,14	0,07	0,11	0,13	0,13	0,15	0,15	0,17	0,21	36	/	20	4,0E-04
A _S	20	10	16	18	19	21	22	24	30	36	0,14	/	4,0E-04
α	4,0E-04	2,0E-04	3,2E-04	3,6E-04	3,8E-04	4,2E-04	4,4E-04	4,8E-04	6,0E-04	36	0,14	20	/

Tabl. VI.3 : Valeurs des paramètres introduits dans le test de sensibilité pour le sous-système GB – DA – x: valeur optimale calculée, A: section d'écoulement principal, D_L: coefficient de dispersion longitudinale, A_S: section d'emmagasinement temporaire, α: coefficient d'emmagasinement temporaire – en vert: gamme d'erreur pour chaque paramètre.

Paramètre testé	x	x - 50 %	x - 20 %	x - 10 %	x - 5 %	x + 5 %	x + 10 %	x + 20 %	x + 50 %	Paramètres constants			
										A	D _L	A _S	α
A	42	21	34	38	40	44	46	50	63	/	0,10	6	1,0E-05
D _L	0,10	0,05	0,08	0,09	0,10	0,11	0,11	0,12	0,15	42	/	6	1,0E-05
A _S	6	3	4,8	5,4	5,7	6,3	6,6	7,2	9	42	0,10	/	1,0E-05
α	1,0E-05	5,0E-06	8,0E-06	9,0E-06	9,5E-06	1,1E-05	1,1E-05	1,2E-05	1,5E-05	42	0,10	6	/

Tabl. VI.4 : Valeurs des paramètres introduits dans le test de sensibilité pour le sous-système AAD – SA – x: valeur optimale calculée, A: section d'écoulement principal, D_L: coefficient de dispersion longitudinale, A_S: section d'emmagasinement temporaire, α: coefficient d'emmagasinement temporaire – en vert: gamme d'erreur pour chaque paramètre.

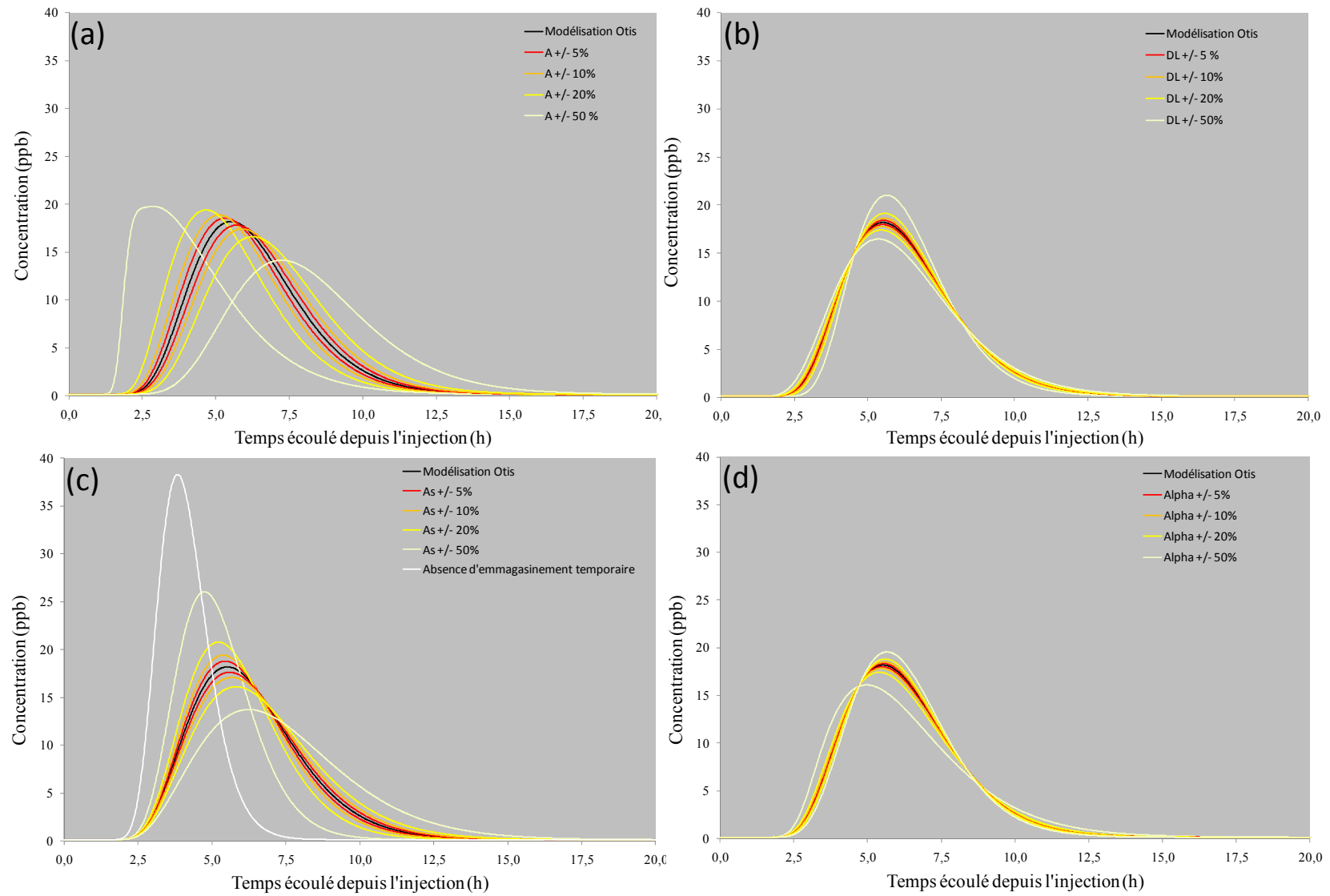


Fig. VI.9 : Sous-système GB-DA – Test de sensibilité des paramètres A, DL, As et α .

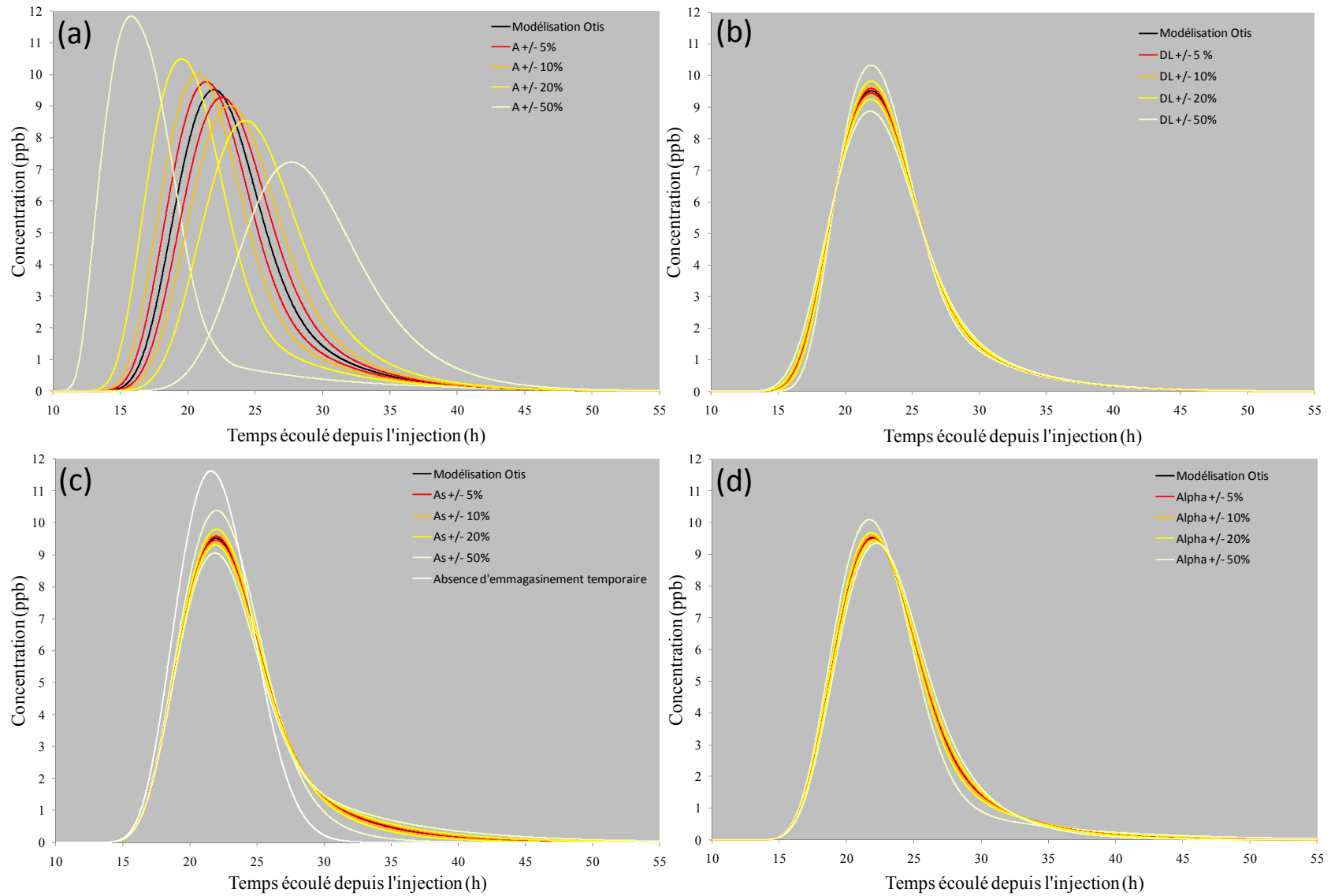


Fig. VI.10 : Sous-système AAD-SA – Test de sensibilité des paramètres A , D_L , A_S et α .

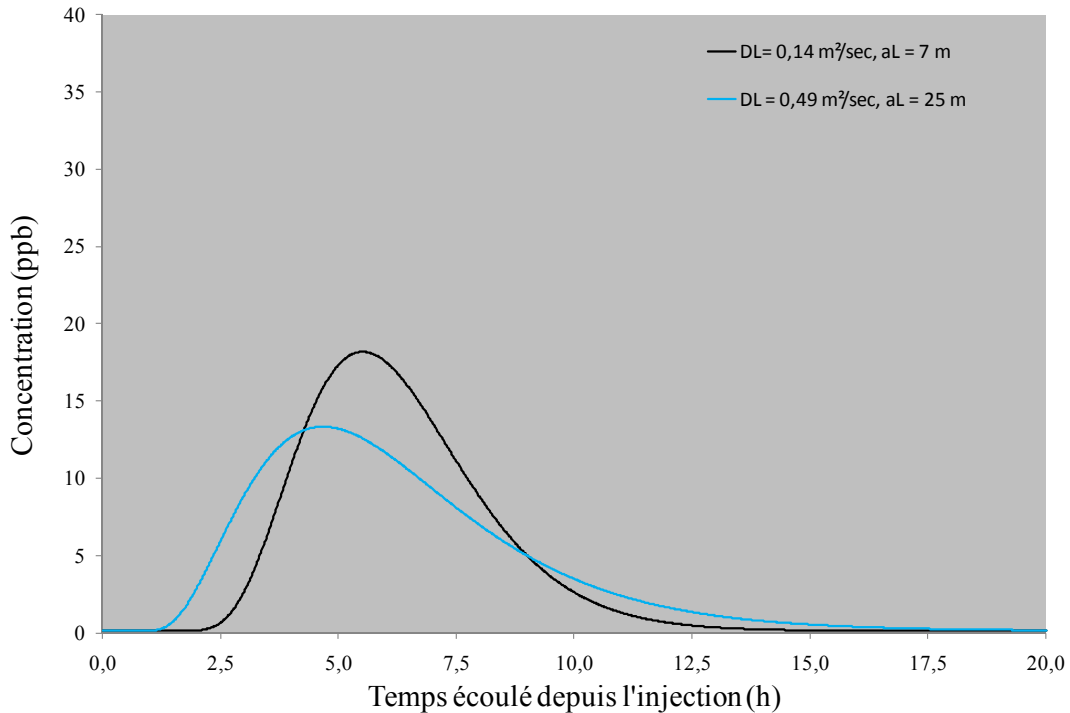


Fig. VI.11 : Sous-système GB-DA: comparaison des courbes de restitution pour deux gammes de dispersion (D_L) et dispersivité longitudinale (a_L).

VI.1.4. Limites du modèle

La courbe de restitution d'uranine enregistrée à la salle d'Armes (SA) est affecté d'un pic de restitution secondaire observé entre 35 heures et 45 heures après l'injection aux rapides de Belvaux (Fig. VI.12). Ce pic est responsable de la restitution de 8 % de la masse de traceur injectée. Cette particularité n'est pas observée à la salle Daniel Ameye (DA) ni à l'amont du réseau de l'Au-Delà (AAD) et apparaît de façon moins nette au trou de Han (TH).

Le débit de la Lesse et la turbidité étant restés constants durant cette période, la présence de ce pic est probablement imputable à la présence d'une dérivation à temps de résidence plus long localisée au sein de la zone noyée de l'Au-Delà. La topographie du réseau de l'Au-Delà de M. Pauwels (1987) localise effectivement une diffluence à l'extrémité aval de ce réseau au niveau de la zone noyée S3 (Fig. VI.13).

L'ajustement de la courbe de restitution théorique calculée à l'aide du logiciel Otis ne permet pas de modéliser ce pic secondaire (Fig. VI.12). Le modèle permet de simuler un débit latéral sortant (diffluence), la concentration en traceur y dépend alors de la concentration au niveau du drain. Il permet également de simuler un débit latéral entrant (confluence) mais la concentration en traceur est une constante. Il n'est donc pas possible de simuler la présence d'une dérivation.

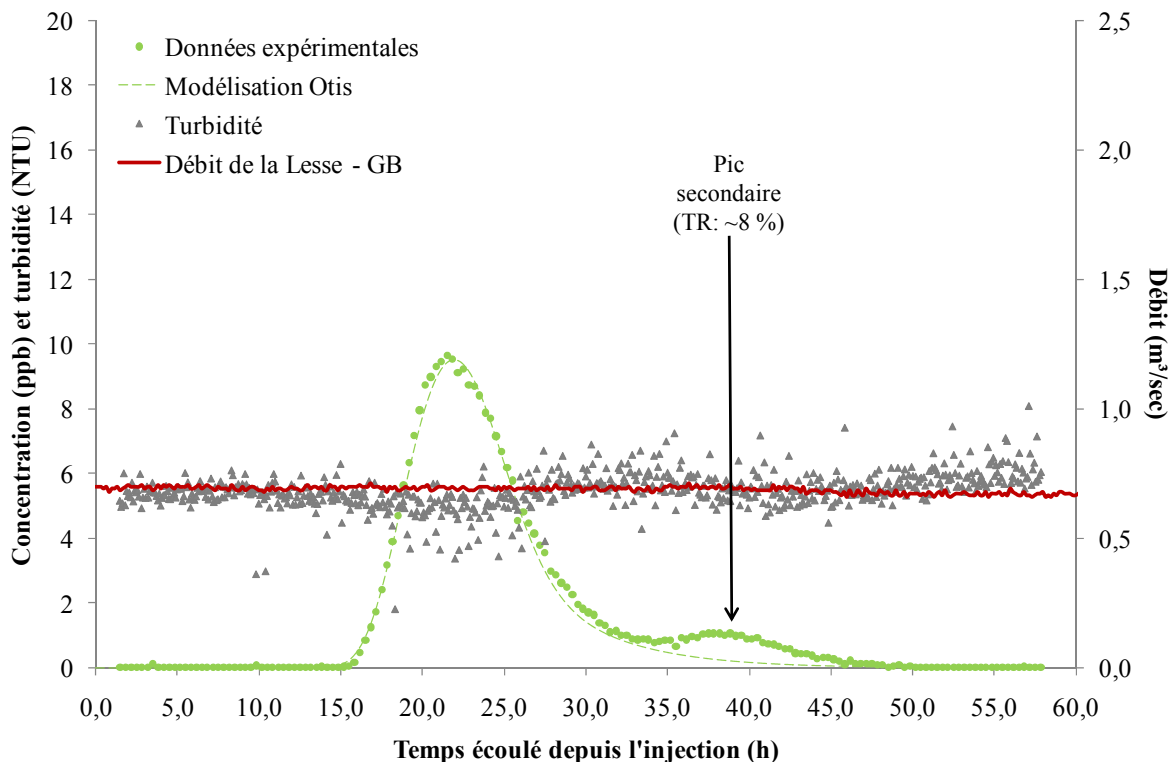


Fig. VI.12 : Pic de restitution secondaire enregistré à la salle d'Armes.

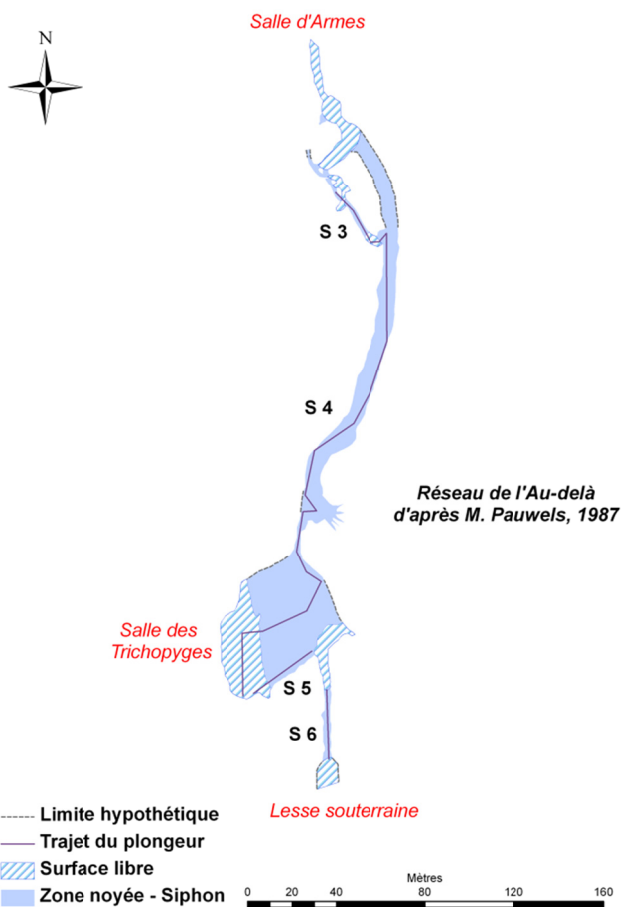


Fig. VI.13 : Topographie du réseau de l'Au-Delà – S3 à S6: dénomination des zones noyée (Pauwels, 1987).

VI.2. SECONDE PHASE DE MODELISATION

VI.2.1. Méthodologie et discrétisation

La seconde phase de modélisation consiste à modéliser le cours souterrain de la Lesse dans sa globalité en intégrant les hétérogénéités liées à l'alternance de zones noyées et de tronçons de rivières (Fig.VI.14 a).

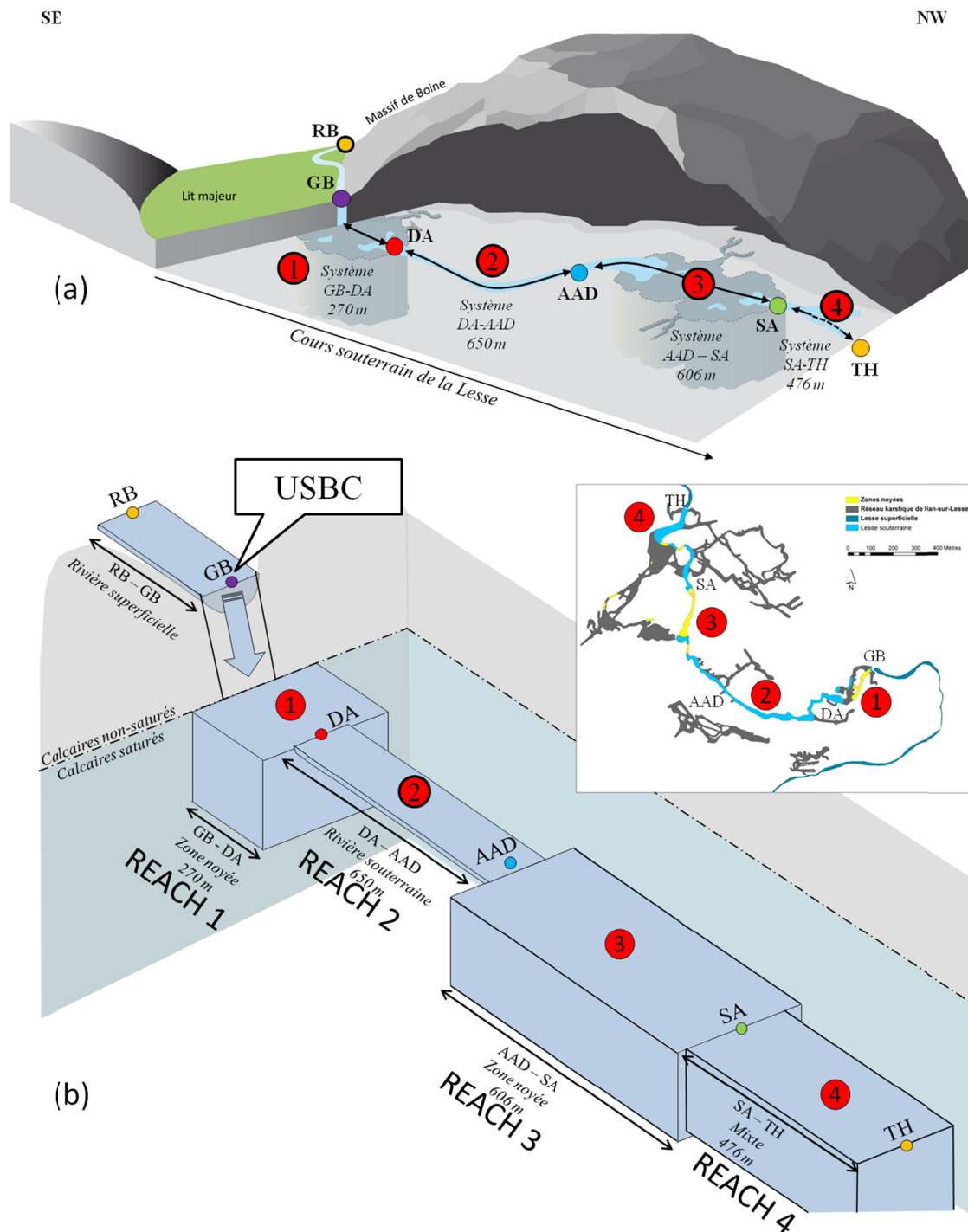


Fig.VI.14 : Construction du modèle Otis du cours souterrain de la Lesse – (a) Représentation de l'alternance de sous-systèmes de type "zone noyée" (GB-DA et AAD-SA), "rivière" (DA-AAD) et "mixte" (SA-TH) – (b) Conceptualisation du cours souterrain de la Lesse en quatre reaches correspondant chacun à un sous-système.

Les quatre sous-systèmes modélisés dans la première phase de modélisation ont été regroupés en un système unique constitué de quatre *reaches* (Fig.VI.14 b).

Chaque *reach* est construit exactement de la même façon que dans la première phase de modélisation. Une synthèse des caractéristiques du modèle est proposée au tableau Tabl. VI.5.

DISCRETISATION													
Système	Nreach	Sous - système	N° reach	Lreach (m)	Nseg	Lseg (m)	Δt (h)	Q (m ³ /sec)	USBC	Q _{LIN} (m ³ /sec ² m)	Q _{LOUT} (m ³ /sec ² m)		
GB - TH	4	GB - DA	1	270	540	0,5	0,0008	0,7	C.C.	0	0		
		DA - AAD	2	650	1300								
		AAD - SA	3	606	1212								
		SA - TH	4	476	952								
	Total				Total								
				2002	4004								
CALIBRATION													
Q (m ³ /sec)	Sous-système		A (m ²)	VOL (m ³)	Vitesse (m/sec)	Paramètres dispersifs		A _S (m ²)	VOL _S (m ³)	VOL _T (m ³)	α (sec ⁻¹)	C _r	P _e
	Site	Type				a _L (m)	D _L (m ² /sec)						
0,7	GB - DA	ZN	36	9720	0,02	7	0,1	20	5400	15120	4,0E-04	0,1	0,1
	DA - AAD	RS	17	11050	0,04	15	0,6	/	/	11050	/	0,2	0,0
	AAD - SA	ZN	42	25452	0,02	7	0,1	6	3636	29088	1,0E-05	0,1	0,1
	SA-TH	M	21	9996	0,03	6	0,2	10	4760	14756	3,5E-05	0,2	0,1

Tabl. VI.5 : Discretisation du système complet -Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, USBC : condition à la limite amont, C.C.: Concentration-continuous, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, ZN : zone noyée, RS : rivière souterraine, M : mixte, A : section, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emmagasinement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emmagasinement temporaire, VOL_T : volume total de la zone d'écoulement, α : coefficient d'emmagasinement, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.

L'introduction du soluté dans le modèle est effectuée **uniquement en GB**. La condition limite amont (USBC - Tabl. VI.5) est de type *Concentration-Continuous* et correspond à la courbe de restitution enregistrée au gouffre de Belvaux (GB).

Les sites DA, AAD, SA et TH ne constituent plus que des points d'observation de la restitution théorique du traceur.

Les courbes de restitution théoriques calculées de cette façon ont ensuite été comparées aux courbes de restitution expérimentales enregistrées en DA, AAD, SA et TH.

VI.2.2. Résultats

Les courbes de restitution résultant de la modélisation d'un système unique composé des 4 sous-systèmes précédemment décrits sont présentées à la figure (Fig.VI.15).

Un léger décalage entre les courbes modélisées et les courbes expérimentales est observé.

Dans la première phase de modélisation, la condition limite aval de chaque modèle est l'imposition d'un flux dispersif (DSBOUND) nul cent mètres à l'aval du site d'échantillonnage.

Le regroupement des quatre sous-systèmes en un modèle unique implique que le flux dispersif imposé cent mètres à l'aval d'un site d'échantillonnage n'est plus nul mais qu'il équivaut au flux dispersif associé à la restitution en cours aux sites suivants.

Le léger décalage observé entre les courbes de restitution théoriques et expérimentales est probablement imputable à ce changement des conditions à la limite aval de chaque sous-système.

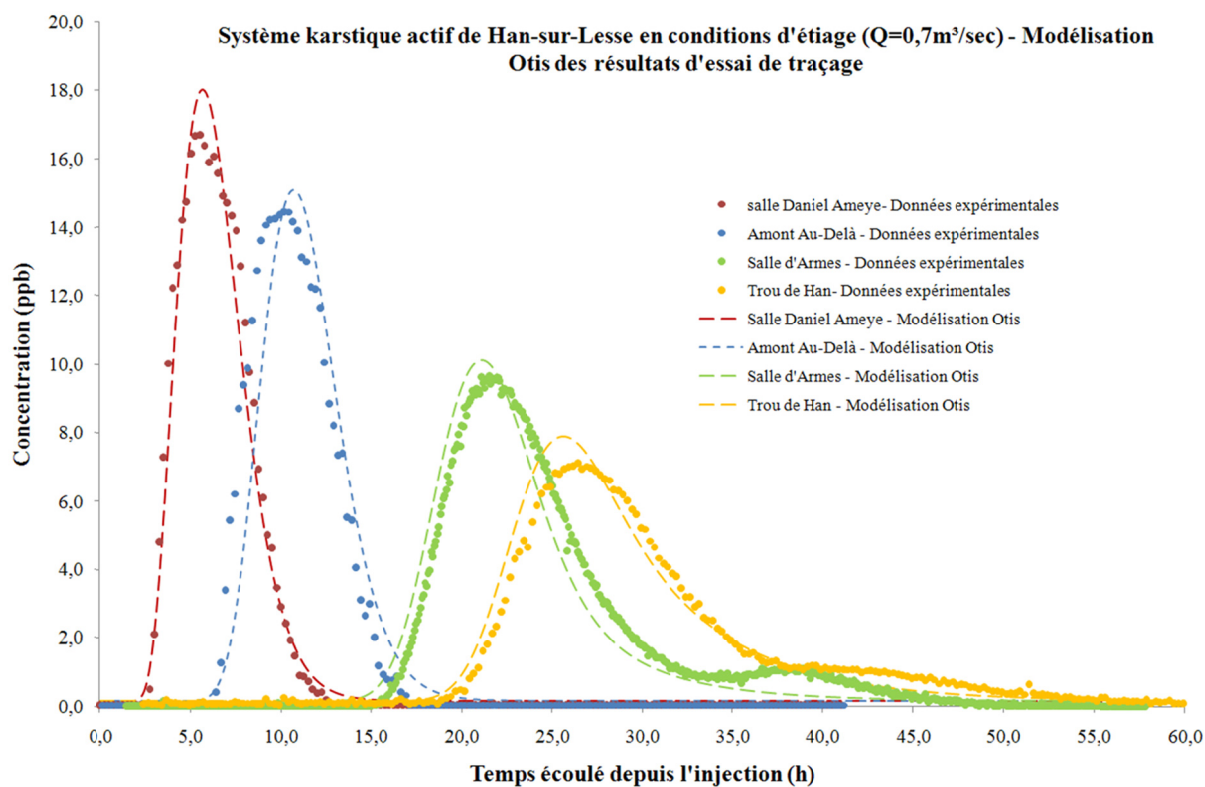


Fig.VI.15 : Résultats de la modélisation Otis pour le système complet de la Lesse souterraine.

Une première analyse des courbes de restitution expérimentales nous avait permis de supposer un triple effet des zones noyées sur le transport de soluté. Il est composé :

- d'un ralentissement du transport dû à l'augmentation de la section d'écoulement ;
- d'une augmentation de la dispersion ;
- d'une augmentation de la dissymétrie des courbes de restitution due au piégeage temporaire de traceur dans une zone d'emménagement à temps de résidence long.

La calibration du modèle Otis nous permet :

- De dimensionner la section d'écoulement principale des zones noyées. Elles sont respectivement estimées à 36 m² et 42 m² pour les systèmes GB-DA et AAD-SA. Ces sections moyennes sont effectivement supérieures à celles des tronçons de rivières estimées à 17 m² pour le système DA-AAD et 21 m² pour le système mixte SA-TH et induisent un ralentissement du transport du traceur. Les vitesses moyennes de transport sont de l'ordre de 72 m/h (0,02 m/sec) en zone noyée et de 144 m/h (0,04 m/sec) au niveau de la rivière souterraine ;
- De quantifier la dispersivité longitudinale caractérisant les différents sous-systèmes. Elle estimée à 7 m pour les deux zones noyées et 6 m pour le système mixte. Elle atteint une valeur de 15 m pour le tronçon de rivière souterraine. La rivière souterraine semblerait donc constituer un milieu plus dispersif que les zones noyées ;
- De dimensionner une zone d'emmagasinement temporaire responsable de la dissymétrie des courbes de restitution. La section de ces zones d'emmagasinement a été estimée à 20 m² pour le système GB-DA et 6 m² pour le système AAD-SA. Les coefficients d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emmagasinement des systèmes de type "zones noyées" sont respectivement de $4,0 \cdot 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ et $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$.

Le logiciel Otis nous permet donc de modéliser le cours souterrain de la Lesse en tant que système à géométrie variable, constitué d'une alternance de zones noyées et de tronçons de rivière, possédant des caractéristiques (section, zone d'emmagasinement temporaire) qui leur sont propres et qui sont déduites des observations de terrain.

VI.3. APPLICABILITE DU MODELE DANS DIFFERENTS CONTEXTES HYDROLOGIQUES

Afin de vérifier la cohérence du modèle proposé, deux calibrations supplémentaires, ont été effectuées sur les résultats des essais de traçage n° 2 et n° 3 (cfr Partie II). Ces deux essais de traçage ont été réalisés entre le gouffre de Belvaux et le trou de Han dans des conditions de débit de la Lesse respectives de 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec.

Le traçage 2 est effectué pour un degré d'activation 1 du système karstique actif. Les conditions d'écoulement sont donc similaires à celles du traçage 1. L'essai de traçage n°3 est réalisé pour un degré d'activation 2 du système karstique. Ce dernier est caractérisé par une difffluence majeure à l'aval de la salle d'Armes. Néanmoins, les conditions d'écoulement à l'amont de la salle d'Armes restent très similaires à celles observées lors de l'essai de traçage n°1. Afin de travailler sur des systèmes identiques, la modélisation se limitera au système karstique actif compris entre le gouffre de Belvaux et la salle d'Armes.

Le modèle conceptuel est donc composé de 3 sous-systèmes :

- GB-DA de type zone noyée ;
- DA-AAD de type rivière ;
- AAD-SA de type zone noyée.

Tous les postulats de départ décrits au chapitre V sont conservés, de même que la méthodologie et les principes de la discrétisation décrits au chapitre I.1.1.2. Le détail de la discrétisation est présenté au tableau Tabl. VI.6.

Q (m ³ /sec)	NREACH	Discrétisation							PRTLOC			
		NSEG			SEGLN (m)	RCHLEN			Site	DA	AD	SA
		Reach 1	Reach 2	Reach 3		Reach 1	Reach 2	Reach 3				
0,7 0,9 1,4	3	540	1300	1400	0,5	270,0	650,0	700,0	Localisation	270,0	920,0	1526,0

Tabl. VI.6 : : Discrétisation du système de la Lesse souterraine entre le gouffre de Belvaux et la salle d'Armes pour des débits de la Lesse de 0,7 m³/sec, 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec – NREACH : nombre de reaches ; NSEG : nombre de segments, SEGLN : longueur des segments, RCHLEN : longueur des reaches ; PRTLOC : localisation des sites d'échantillonnage.

L'injection de traceur est effectuée au gouffre de Belvaux et est de type "Concentration – step". L'enregistrement de la restitution a lieu à la salle d'Armes, sans aucun autre site de prélèvement intermédiaire.

Etant donné le léger décalage entre les courbes de restitution modélisées et expérimentales induit par la globalisation du système, les paramètres de la modélisation pour un débit de la Lesse de 0,7 m³/sec ont été recalibrés de manière à améliorer l'ajustement des courbes en DA, AAD et SA.

Les nouvelles courbes de restitution modélisées sont présentées à la figure Fig.VI.16.

Les paramètres du modèle sont synthétisés dans le tableau de la figure Fig.VI.18.

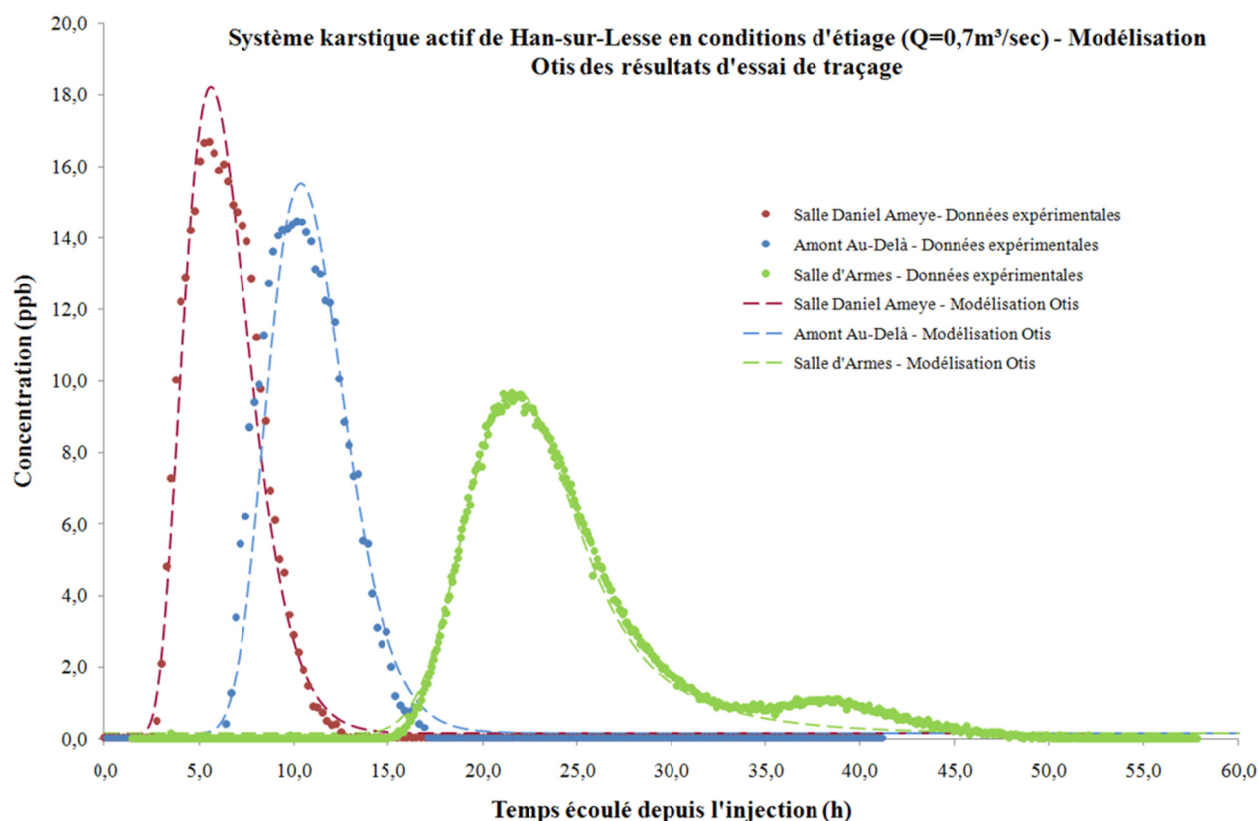


Fig.VI.16 : Seconde calibration du modèle Otis pour les courbes de restitution DA, AAD et SA du traçage n°1 (Débit : 0,7 m³/sec).

La modélisation Otis des courbes de restitution de traceur à la salle d'Armes pour un débit de la Lesse de 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec sont présentées à la figure (Fig.VI.17). Les résultats de la modélisation sont détaillés dans le tableau de la figure (Fig.VI.18).

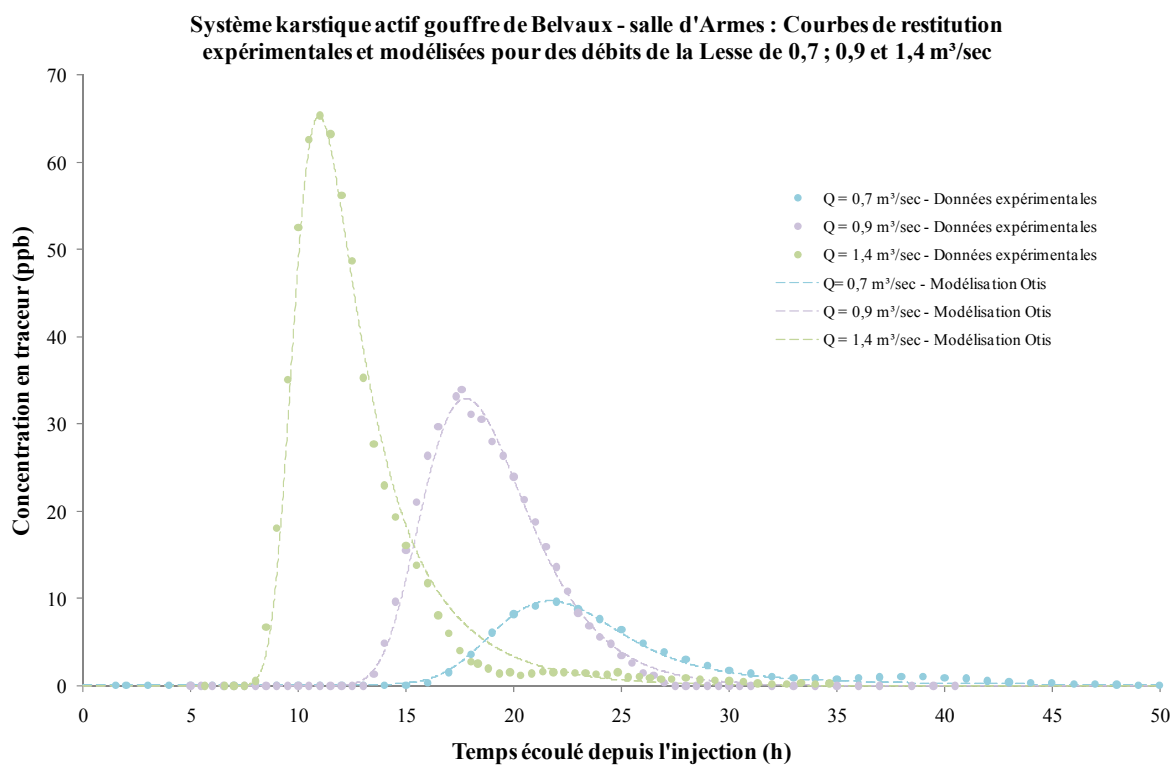
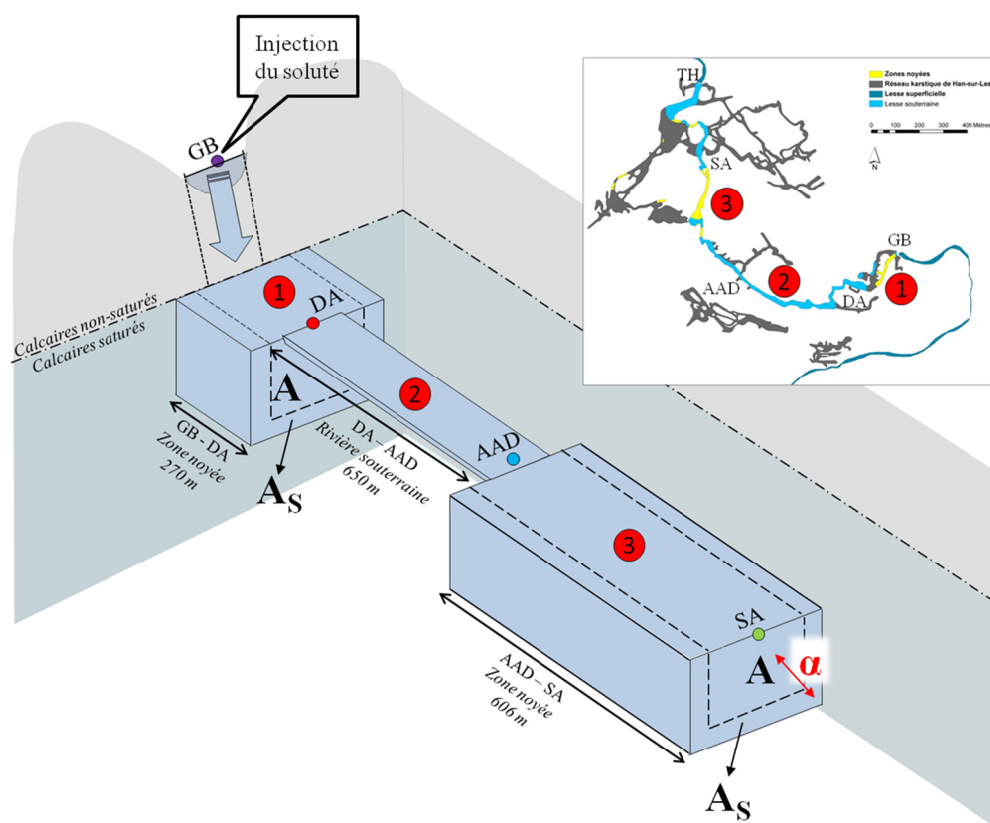


Fig.VI.17 : Modélisation Otis des courbes de restitution de traceur à la salle d'Armes pour des conditions de débit de la Lesse de 0,7 m³/sec, 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec.



Système Gouffre de Belvaux - Salle d'Armes: Résultats de la modélisation Otis

Q (m ³ /sec)	n°	REACH Site Type	A m ²	VOL m ³	Vitesse m/sec	a _L m	D m ² /sec	q _{LIN} (m ³ /sec.m)	q _{LOUT} (m ³ /sec.m)	A _S m ²	VOL _S m ³	VOL _T m ³	α s ⁻¹	C _r	P _e
0,7	1	GB - DA Zone noyée	37,0	9990	0,02	7	0,1	0	0	20	5400	15390	4,00E-04	0,1	0,1
	2	DA - AD Rivière souterraine	18,0	11700	0,04	16	0,6	0	0	0	0	11700	0	0,2	0,0
	3	AD - SA Zone noyée	45,5	27573	0,02	8	0,1	0	0	6	3636	31209	1,00E-05	0,1	0,1
0,9	1	GB - DA Zone noyée	38,0	10260	0,02	4	0,1	0	0	19,5	5265	15525	1,00E-04	0,1	0,1
	2	DA - AD Rivière souterraine	20,0	13000	0,05	9	0,4	0	0	0	0	13000	0	0,3	0,1
	3	AD - SA Zone noyée	46,0	27876	0,02	4	0,1	0	0	8,5	5151	33027	1,00E-04	0,1	0,1
1,4	1	GB - DA Zone noyée	38,0	10260	0,04	4	0,1	0	0	26	7020	17280	8,00E-05	0,2	0,1
	2	DA - AD Rivière souterraine	20,6	13390	0,07	10	0,6	0	0	0	0	13390	0	0,4	0,1
	3	AD - SA Zone noyée	46,3	28058	0,03	4	0,1	0	0	9	5454	33512	8,00E-05	0,2	0,1

Fig.VI.18 : Résultats de la modélisation Otis des courbes de restitution de traceur à la salle d'Armes pour des conditions de débit de la Lesse de 0,7 m³/sec, 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec - A : section du conduit principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D : coefficient de dispersion longitudinale, q_{LIN} : débit latéral entrant, q_{LOUT} : débit latéral sortant, A_S : section de la zone d'emmagasinement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emmagasinement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange avec la zone d'emmagasinement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.

VI.4. DISCUSSION

La modélisation Otis de l'écoulement et du transport au sein du système de la Lesse souterraine permet de démontrer les points suivants :

- La section d'écoulement effective au sein des sous-systèmes GB-DA et AAD-SA (37,0 à 46,3 m²), de type "zone noyée", serait deux fois plus grande que celle observée au niveau des sous-systèmes de type "rivière" (18 à 20,6 m²), ce qui, à débit équivalent, engendre une diminution des vitesses et donc un ralentissement du transport de soluté.
- Pour des conditions de débit d'étiage différentes (0,7 m³/sec et 1,4 m³/sec), la section d'écoulement principale modélisée du sous-système de type "rivière" augmente de 2,6 m². Sur base des enregistrements limnimétriques, le passage d'un débit de 0,7 m³/sec à 1,4 m³/sec induit une augmentation du niveau d'eau de 0,13 mètres à la salle Daniel Ameye. Ce qui, réparti sur une largeur moyenne de rivière de 8 mètres, engendre une augmentation de section de 1,1 m². La précision de la section modélisée étant estimée à +/- 5 %, cette dernière semble en adéquation avec les observations de terrain.
- Pour des débits d'étiage de la Lesse compris entre 0,7 et 1,4 m³/sec :
 - la zone d'écoulement principal de la zone noyée du gouffre de Belvaux (GB-DA) constitue 59 à 65 % du volume total de la zone noyée affectée par le nuage de traceur. Les 35 à 41 % restant constituent des volumes d'eau peu mobile responsables d'un piégeage temporaire du traceur (Tabl. VI.7) ;
 - la zone d'écoulement principal de la zone noyée de l'Au-Delà (AAD-SA) constitue 84 à 88 % du volume total de la zone noyée affectée par le nuage de traceur. Les 12 à 16 % restant constituent des volumes d'eau peu mobile responsables d'un piégeage temporaire du traceur (Tabl. VI.7) ;

Q (m ³ /sec)	REACH			VOL _T	VOL	VOL	VOL _S	VOL _S
	n°	Site	Type	m ³	m ³	%	m ³	%
0,7	1	GB - DA	Zone noyée	15390	9990	65	5400	35
	2	DA - AD	Rivière souterraine	11700	11700	100	0	0
	3	AD - SA	Zone noyée	31209	27573	88	3636	12
0,9	1	GB - DA	Zone noyée	15525	10260	66	5265	34
	2	DA - AD	Rivière souterraine	13000	13000	100	0	0
	3	AD - SA	Zone noyée	33027	27876	84	5151	16
1,4	1	GB - DA	Zone noyée	17280	10260	59	7020	41
	2	DA - AD	Rivière souterraine	13390	13390	100	0	0
	3	AD - SA	Zone noyée	33512	28058	84	5454	16

Tabl. VI.7 : Proportion relative des zones d'écoulement principal et des zones d'emménagement temporaire au sein des zones noyées.

- L'ajustement des courbes de restitution modélisées sur les données expérimentales a pu être réalisé sans introduction de volumes d'eau supplémentaires dans le système ($q_{LIN} = 0$), aucun processus de dilution n'est donc nécessaire pour obtenir les faibles concentrations modales mesurées (<20 ppb). L'échange du soluté entre la zone d'écoulement principal et les volumes d'eau peu mobile de la zone d'emmagasinement temporaire suffit à cet effet. Cette information, couplée aux analyses des hydrogrammes de la Lesse (cfr partie II), confirme que la Lesse souterraine ne joue pas un rôle de drain important à l'échelle régionale. Elle traverse simplement le massif de part en part, en équilibre avec une nappe d'eau souterraine fortement rabattue en raison de l'intense degré de karstification du massif calcaire.

La modélisation Otis nous permet donc de proposer un modèle d'écoulement et de transport du système de la Lesse souterraine en adéquation avec nos connaissances du site et respectant le schéma conceptuel du comportement hydrogéologique global du massif de Boine (Partie II).

Éléments clés

- Le modèle Otis permet de discrétiser le "système – traçage" GB – TH sur base des connaissances du terrain (longueur des sous-systèmes, section d'écoulement au niveau des secteurs accessibles). Chaque type de sous-système possède un modèle conceptuel qui lui est propre selon les caractéristiques de terrain:
 - Zone noyée: grande section d'écoulement principal, processus d'emmagasinement temporaire considérables dûs à la géométrie des sections d'écoulement;
 - Rivière souterraine: plus petite section d'écoulement principal et processus d'emmagasinement temporaire moins conséquents que dans les zones noyées.
- Les courbes de restitution étant corrigées par rapport à un taux de restitution de 100 %, les processus irréversibles de sorption et de dégradation chimique ne sont pas modélisés;
- La calibration du modèle a, dans un premier temps, été effectuée pour chaque sous-système considéré isolément par ajustement essai-erreur des paramètres A , D_L , A_S et α pour les sous-systèmes "zones noyées" et A et D_L pour les sous-systèmes "rivière souterraine". Une seconde calibration intégrant le système dans sa globalité a ensuite été réalisée;
- Deux calibrations supplémentaires ont été effectuées à partir des résultats des essais de traçage 2 et 3 afin de vérifier l'applicabilité du modèle dans diverses conditions de débit de la Lesse;
- Les résultats de la modélisation sont concluants et en accord avec la conceptualisation du milieu déduite des observations de terrain.

VII. APPLICATIONS

Le logiciel Otis permet de caractériser et de dimensionner les zones noyées inaccessibles (hormis en plongée) du cours souterrain de la Lesse par modélisation des résultats d'essais de traçage.

Le système karstique de Han-sur-Lesse comporte deux autres zones inaccessibles importantes. Il s'agit des systèmes karstiques actifs développés entre le trou des Crevés et la grotte du Père Noël et entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud.

Les connexions hydrogéologiques entre ces différents réseaux karstiques ont également fait l'objet d'essais de traçage. Pour une description complète de ces essais de traçage, se référer au chapitre II.6 de la seconde partie de cette thèse.

Les résultats de ces essais de traçage ont été modélisés à l'aide du logiciel Otis en suivant la même démarche que celle appliquée sur le système de la Lesse souterraine.

Les résultats de ces modélisations sont présentés dans ce chapitre.

Finalement le modèle Otis a été appliqué sur un système "perte-résurgence" localisé à Bouvignes-sur-Meuse (Dinant – Belgique), le chantoir de Rostène, afin de vérifier l'applicabilité de ce type de modèle en milieu karstique.

VII.1. LE SYSTEME "TROU DES CREVES – GROTTTE DU PERE NOËL"

VII.1.1. Construction du modèle

Dans le cadre de l'essai de traçage sur le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" (distance : 325 mètres), 1500 grammes de traceur ont été injectés dans la rivière permanente du trou des Crevés. 31 % de cette masse ont été restitués au niveau de la rivière de la grotte du Père Noël (Fig.VII.1). 465 grammes d'uranine ont donc été transportés d'un site à l'autre via un drain qui, sur base des résultats d'essais de traçage (cfr partie II), peut être envisagé comme un conduit :

- de faible section ;
- où l'advection est le processus de transport dominant ;
- affecté d'un emmagasinement temporaire du traceur au sein de petites vasques localisées le long du conduit principal.

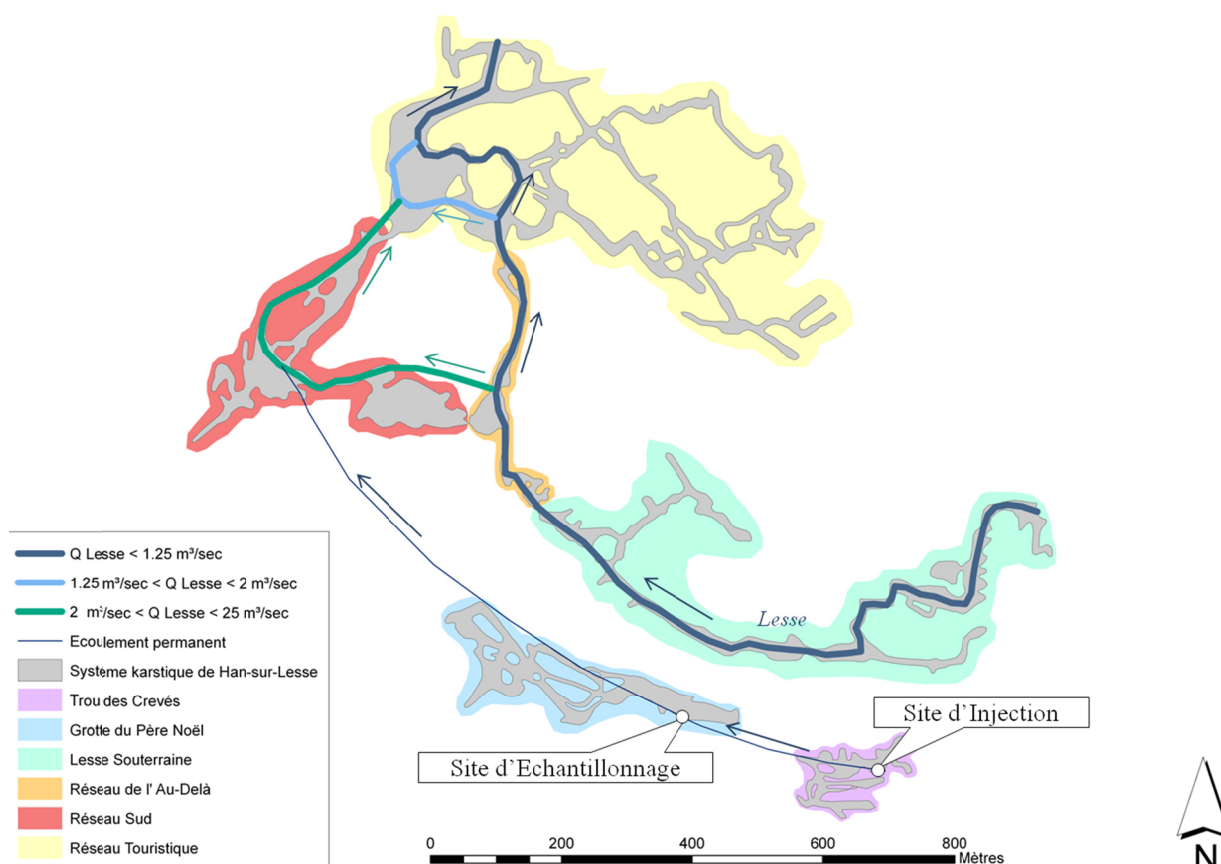


Fig.VII.1 : Essai de traçage sur le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" - Localisation des sites d'injection et d'échantillonnage

L'objectif de la modélisation est de dimensionner le drain responsable du transport de la masse de traceur effectivement restituée au site d'échantillonnage, 465 grammes seront donc introduits dans le modèle. L'introduction est de type "Concentration – step".

L'introduction dans le modèle d'une quantité de soluté correspondant à la masse de traceur effectivement restituée sur le terrain ramène le taux de restitution du modèle à 100%. Les processus chimiques irréversibles de type dégradation de premier ordre et sorption ne sont donc pas considérés dans le modèle.

Le drain est modélisé comme un conduit unique de 325 mètres de long, unidimensionnel et de section constante. Il est discrétisé en un seul *reach* subdivisé en 1500 *segments* de 0,25 m de long (Tabl. VII.1).

Les débits mesurés à l'amont et à l'aval du conduit sont respectivement de 0,009 m³/sec et 0,004 m³/sec. Le débit amont a été estimé par la méthode du flotteur, le débit aval a été mesuré par la méthode d'investigation des champs de vitesse à l'aide d'un courantomètre électromagnétique. Compte tenu des conditions et de la précision des mesures, seul le débit aval est retenu (Tabl. VII.2) et est considéré constant sur toute la longueur du drain et durant toute la restitution. Les volumes d'eau latéraux entrant et sortant du système sont considérés comme négligeables.

DISCRETISATION											
Système	Nreach	Type	Lreach (m)	Nseg	Lseg (m)	Δt (h)	USBC	Q_{LIN} (m ³ /sec*m)	Q_{LOUT} (m ³ /sec*m)		
TC-PN	1	Conduit	325	1300	0,25	0,0008	C.S.	0	0		
			Total 325	Total 1300							
	CALIBRATION										
Q (m ³ /sec)	A (m ²)	VOL (m ³)	Vitesse (m/sec)	Paramètres dispersifs		A_S (m ²)	VOL_S (m ³)	VOL_T (m ³)	α (sec ⁻¹)	C_r	P_e
0,004	?			a_L (m)	D_L (m ² /sec)	?			?		

Tabl. VII.1 : Discrétisation du système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" – Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.

Les paramètres :

- C : Concentration en soluté du conduit principal [M/L³] ;
- Q : Débit [L³/T] ;
- t : Temps [T] ;
- x : Distance [L] ;

des équations (1) et (2) (chapitre IV.2.3.3.1) sont des paramètres connus.

Les paramètres restant à calibrer sont (Tabl. VII.1) :

- A : Section transversale du conduit principal [L²] ;
- D_L : Coefficient de dispersion [L²/T] ;
- A_S : Section transversale de la zone d'emménagement [L²] ;
- α : Coefficient d'échange avec la zone d'emménagement [1/T].

VII.1.2. Calibration du modèle

La courbe de restitution modélisée pour le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" est présentée à la figure (Fig.VII.2).

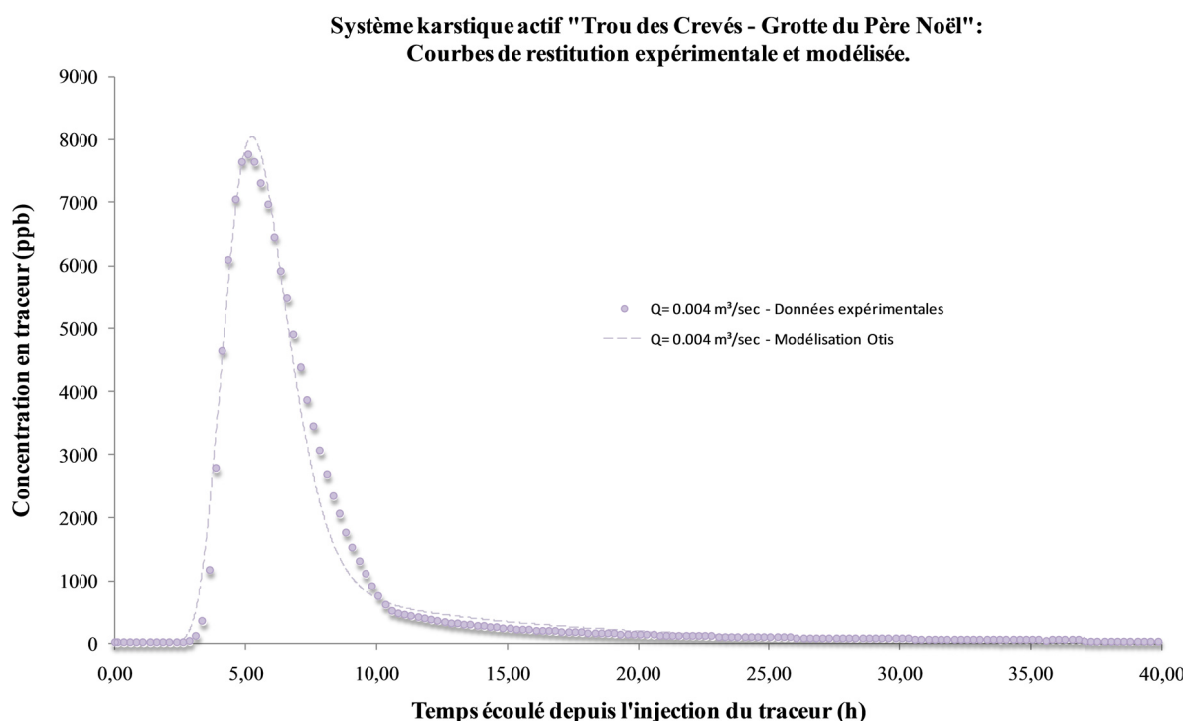


Fig.VII.2 : Résultats de la modélisation Otis pour le système karstique "trou des Crevés – grotte du Père Noël".

Pour des conditions de débit de la rivière de la grotte du Père Noël de $0,004 \text{ m}^3/\text{sec}$, la section moyenne de la zone d'écoulement principale du système karstique développé entre le trou des Crevés et la grotte du Père Noël est estimée à $0,25 \text{ m}^2$.

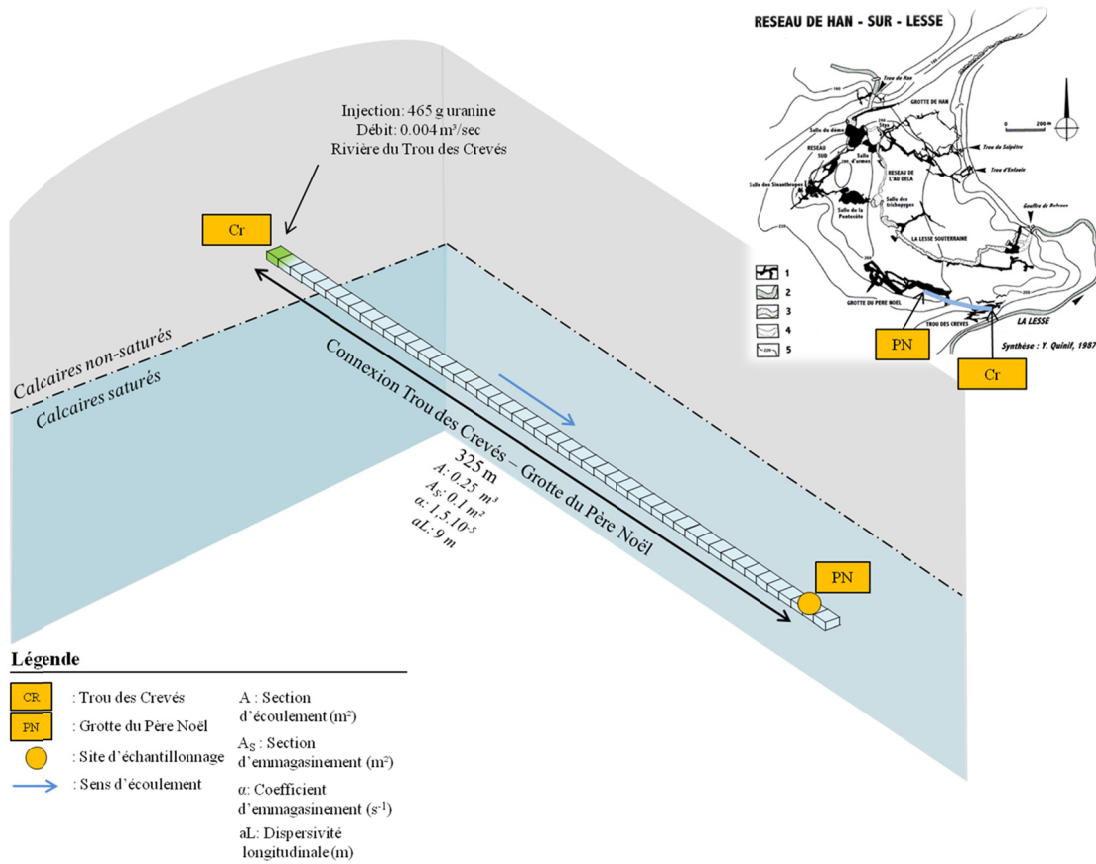
La vitesse moyenne correspondante est de $0,02 \text{ m}/\text{sec}$ ($72 \text{ m}/\text{h}$).

La dispersivité longitudinale est estimée à 9 m , ce qui correspond à un coefficient de dispersion longitudinale de $0,1 \text{ m}^2/\text{sec}$.

La section de la zone d'emmagasinement temporaire est de $0,1 \text{ m}^2$ et le coefficient d'échange avec la zone d'écoulement principal est de $1,5 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$.

Les nombres de Courant et de Peclet numériques sont respectivement de $0,2$ et $0,03$; ce qui garantit une bonne stabilité du modèle.

L'ensemble des résultats de la modélisation sont présentés à la figure Fig.VII.3.



DISCRETISATION												
Système	Nreach	Type	Lreach (m)	Nseg	Lseg (m)	Δ t (h)	USBC	Q _{LIN} (m ³ /sec*m)	Q _{LOUT} (m ³ /sec*m)			
	1	Conduit	325	1300	0,25	0,0008	C. S.	0	0			
		Total	Total	325	1300							
CALIBRATION												
TC-PN	Q (m ³ /sec)	A (m ²)	VOL (m ³)	Vitesse (m/sec)	Paramètres dispersifs		A _S (m ²)	VOL _S (m ³)	VOL _T (m ³)	α (sec ⁻¹)	C _r	P _e
					a _L (m)	D _L (m ² /sec)						
	0,004	0,3	81	0,02	9	0,1	0,1	33	114	1,5E-05	0,2	0,03

Fig.VII.3 : Résultats de la modélisation Otis du système "trou des Crevés – grotte du Père Noël"- Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.

VII.1.3. Discussion

La modélisation Otis de l'écoulement et du transport au sein du système karstique "trou des Crevés – grotte du Père Noël" permet de confirmer l'hypothèse d'un drain karstique de section faible. La section d'écoulement principal est estimée à 0,25 m², ce qui représente une section moyenne (Fig.VII.3).

L'ajustement du pic de la courbe modélisée sur les données expérimentales a pu être effectué sans insertion de volumes d'eau latéraux. Cela signifie que des processus de dilution ne sont pas nécessaires pour atteindre les concentrations modales mesurées. Cette observation, couplée avec la similitude des débits à l'amont et à l'aval du drain, permet de confirmer que ce système karstique ne draine pas la nappe d'eau souterraine. Il pourrait même être perché par rapport à celle-ci comme suggéré sur base des interprétations piézométriques (Partie II).

VII.2. LE SYSTEME "GROTTE DU PERE NOËL – RESEAU SUD"

VII.2.1. Construction du modèle

Dans le cadre de l'essai de traçage sur le système "grotte du Père Noël – réseau Sud" (distance : 1000 mètres) (Fig.VII.4), 1000 grammes de traceur ont été injectés dans la rivière permanente de la grotte du Père Noël et 22 % de cette masse ont été restitués au niveau de la rivière du réseau Sud. 220 grammes d'uranine ont donc été transportés d'un site à l'autre via un système karstique inaccessible qui, sur base des résultats d'essai de traçage (Partie II), peut être envisagé comme une zone (Fig.VII.5) :

- noyée ;
- peu transmissive comparativement aux zones noyées observées au niveau du cours souterrain de la Lesse ;
- présentant une grande section d'écoulement où le processus de transport dominant est l'advection ;
- en interaction avec un stockage d'eau souterraine.

Pour rappel, le temps d'arrivée première est de 75 heures, le temps modal de 176 heures pour une concentration modale de 5,509 ppb et la restitution du traceur a duré 500 heures (21 jours).

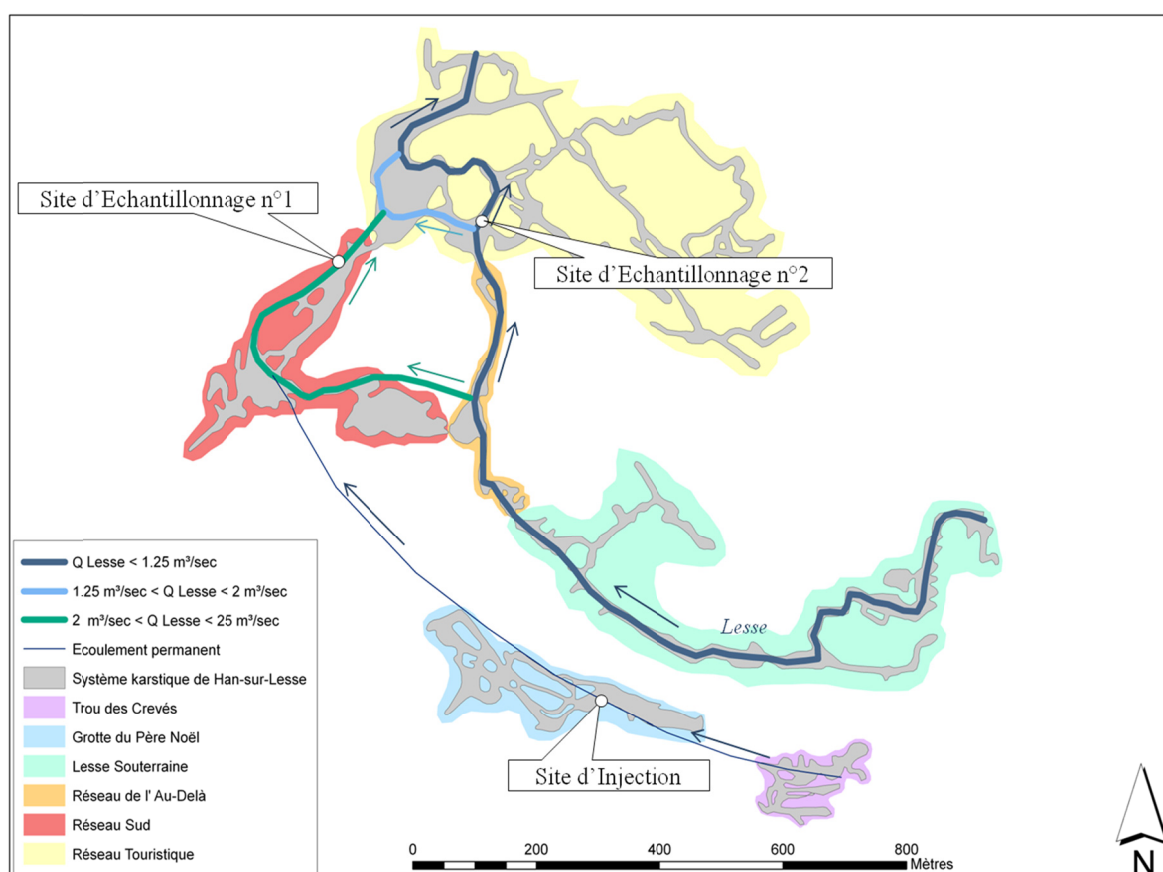


Fig.VII.4 : Essai de traçage sur le système "grotte du Père Noël – réseau Sud" - Localisation des sites d'injection et d'échantillonnage.

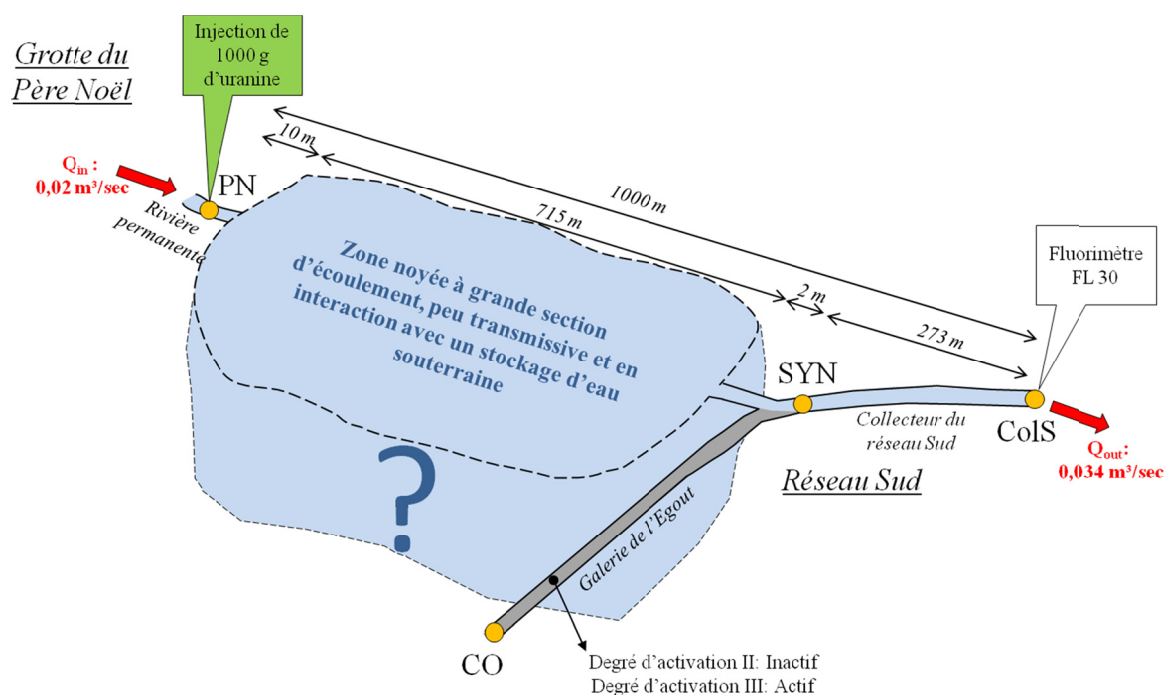


Fig.VII.5 : Conceptualisation du système karstique actif développé entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud –
 PN : rivière de la grotte du Père Noël, CO : salle du Corail, SYN : salle des Synanthropes, ColS : Collecteur du réseau Sud,
 Q_{in} : débit entrant, Q_{out} : Débit sortant.

L'objectif de la modélisation est de :

- dimensionner cette vaste section d'écoulement ;
- démontrer le drainage de la nappe d'eau souterraine par ce système karstique ;
- mettre en évidence le processus d'emmagasinement temporaire lié aux interactions entre la zone d'écoulement principal et les volumes d'eau peu mobile de la nappe d'eau souterraine.

La quantité de soluté introduite dans le modèle est de 220 grammes. Cette masse correspondant à la masse de traceur effectivement restituée sur le terrain, le taux de restitution du modèle est ramené à 100%. Les processus chimiques irréversibles de type dégradation du premier ordre et sorption ne sont donc pas considérés dans le modèle.

L'essai de traçage a été réalisé dans des conditions de débit variable (Fig.VII.6). Le jour de l'injection, le système karstique actif de la Lesse était au second degré d'activation. La galerie de l'Egout était inactive (Fig.VII.5). Les débits de la rivière de la grotte du Père Noël et du réseau Sud étaient respectivement de $0,02 \text{ m}^3/\text{sec}$ et $0,034 \text{ m}^3/\text{sec}$. Les eaux en provenance de la grotte du Père Noël possédant un faciès physico-chimique de type III regroupant les eaux résultant d'un mélange d'eau de surface et d'eau souterraine (Partie II, chapitre 5), cette différence de débit est imputée au drainage de la nappe d'eau souterraine par le système karstique.

L'évolution du débit dans le temps n'a pu être mesurée à la grotte du Père Noël mais a été enregistrée selon un pas de temps de 15 minutes au réseau Sud. L'hydrogramme (Fig.VII.6) du collecteur du réseau Sud permet de visualiser l'activation de la galerie de l'Egout, 80 heures et 325 heures après l'injection du traceur. Cette activation engendre un processus de dilution du traceur très visible sur la courbe de restitution (Fig.VII.6).

Les périodes de restitution du traceur comprises entre 0 heure et 80 heures et entre 110 heures et 325 heures après l'injection du traceur constituent **deux périodes durant lesquelles la morphologie de la courbe de restitution enregistrée à la sortie du réseau Sud est essentiellement gouvernée par la traversée de la zone noyée à dimensionner** (Fig.VII.6). La première arrivée de traceur et le passage du pic de concentration ont eu lieu durant ces périodes.

Les fluctuations de débit en cours de traçage doivent impérativement être prises en compte dans la modélisation car elles affectent considérablement l'étalement et la dissymétrie de la courbe de restitution. Qui plus est, les fluctuations de débit sont associées à des fluctuations de la section d'écoulement (Fig.VII.6). L'objectif de cette modélisation étant de dimensionner cette section, il a donc été nécessaire d'évaluer les fluctuations du débit de la rivière de la grotte du Père Noël (Q_{PN}) et d'estimer le débit en provenance de la nappe d'eau souterraine (Q_{Nappe}). Les débits du collecteur du réseau Sud (Q_{RS}) et de la galerie de l'Egout (Q_{Eg}) étant connus, Q_{PN} et Q_{Nappe} ont été estimés comme suit :

Lorsque la galerie de l'Egout est inactive :

$$Q_{RS} = Q_{PN} + Q_{nappe}$$

$$Q_{PN} = \frac{Q_{PN_0}}{Q_{RS_0}} \cdot Q_{RS}$$

$$Q_{Nappe} = Q_{RS} - Q_{PN}$$

Lorsque la galerie de l'Egout est active :

$$Q_{RS} = Q_{PN} + Q_{nappe} + Q_{Eg}$$

$$Q_{PN} = \frac{Q_{PN_0}}{Q_{RS_0}} \cdot (Q_{RS} - Q_{Eg})$$

$$Q_{Nappe} = Q_{RS} - Q_{PN} - Q_{Eg}$$

Où :

Q_{PN_0} : Débit de la rivière de la grotte du Père Noël le jour de l'injection ;

Q_{RS_0} : Débit de la rivière du réseau Sud le jour de l'injection.

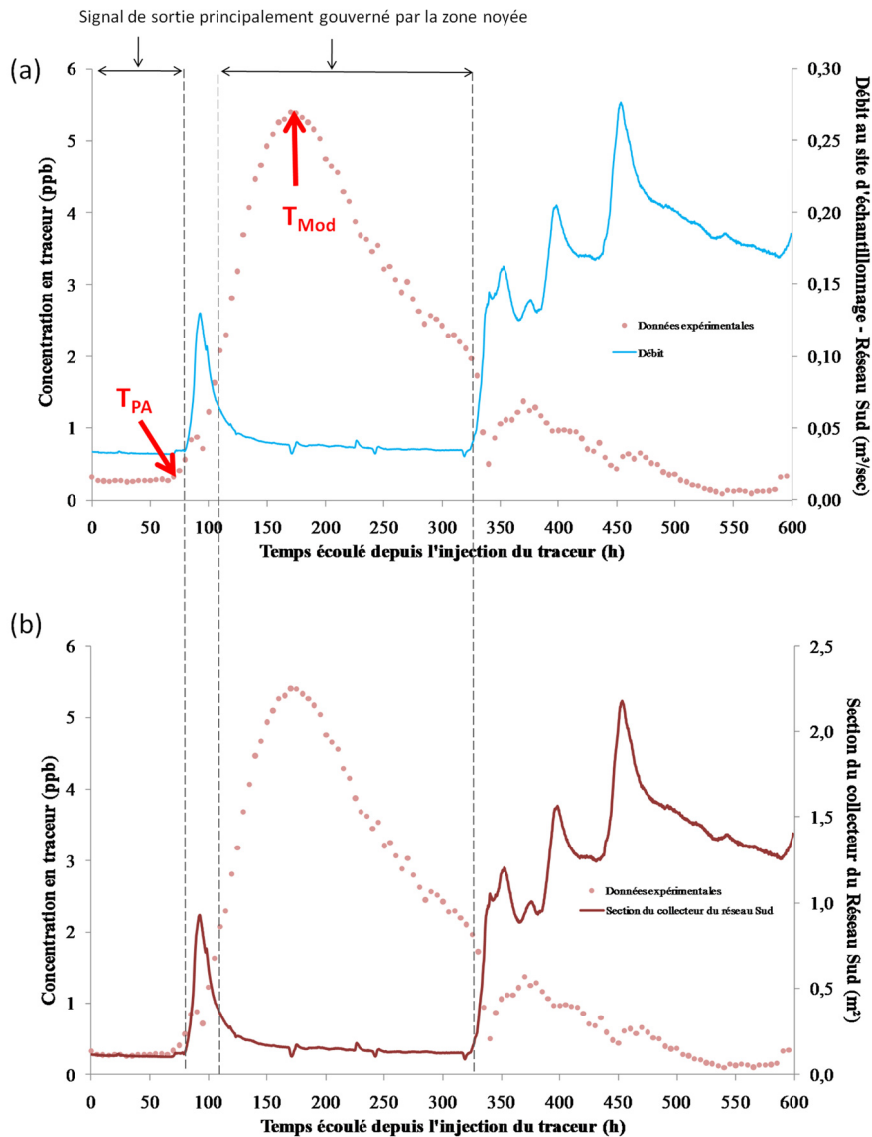


Fig.VII.6 : Courbe de restitution de l'uranine au réseau Sud dans des conditions de débit variable.

Les hydrogrammes sont présentés à la Fig.VII.7. Lors de l'activation de la galerie de l'Egout, la majorité du volume d'eau transitant via l'exutoire du réseau Sud provient de l'Egout lui-même. Les débits en provenance de la grotte du Père Noël et du drainage de la nappe d'eau souterraine restent relativement stables avec des valeurs respectives de l'ordre de $0,02 \text{ m}^3/\text{sec}$ et $0,014 \text{ m}^3/\text{sec}$. Autrement dit, en dehors des périodes d'activation de la galerie de l'Egout, le système modélisé évolue à débit et à section constants.

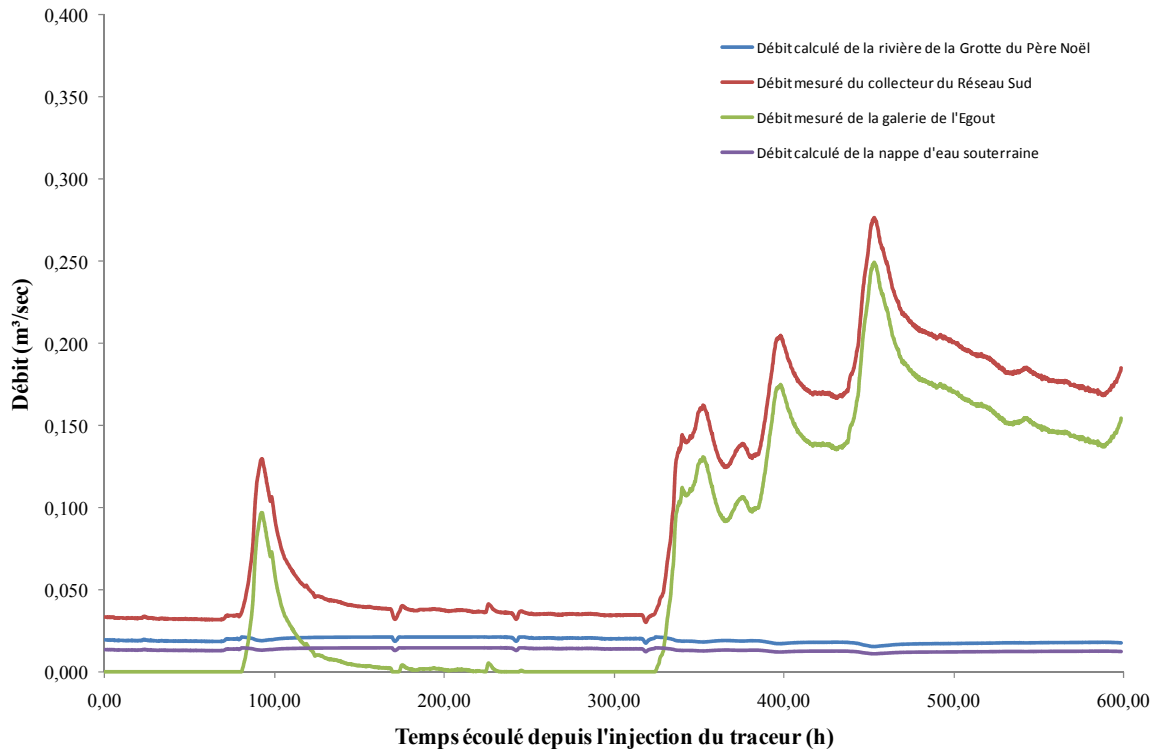


Fig.VII.7 : Hydrogrammes de la rivière de la grotte du Père Noël, de la nappe d'eau souterraine, de la galerie de l'Egout et de l'exutoire du réseau Sud durant la période de restitution.

Le système karstique développé entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud est discrétisé en un conduit unique de 1000 mètres de long, unidimensionnel et de section variable. Il est constitué de quatre *reaches* subdivisés en *segments* de 0,25 m de long (Tabl. VII.2) :

- reach 1 (10 mètres) : rivière souterraine de la grotte du Père Noël ;
- reach 2 (715 mètres) : zone noyée de grande section entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud ;
- reach 3 (2 mètres) : confluence entre l'écoulement en provenance de la grotte du Père Noël et la galerie de l'Egout ;
- reach 4 (273 mètres) : rivière souterraine du réseau Sud.

Les valeurs des sections d'écoulement des reaches 1, 3 et 4 sont fixées sur la valeur des sections de jaugeage mesurées sur le terrain et sont respectivement de 0,018 m², 0,117 m² et 0,117 m².

Le débit introduit à l'amont du modèle est l'hydrogramme de la rivière de la grotte du Père Noël.

Le débit provenant du drainage de la nappe d'eau souterraine (Q_{Nappe}) est réparti de façon homogène sur toute la longueur du système (1000 m) avec un taux de débit latéral (q_{LIN}) de 0,000014 m³/(sec.m) appliqué à chaque *segment*.

Le débit en provenance de la galerie de l'Egout n'est réparti que sur le *reach* 3 avec un taux de débit latéral (q_{LIN}) variable correspondant à l'hydrogramme de la galerie de l'Egout (Fig.VII.7).

DISCRETISATION														
Système	Nreach	Sous - système	N° reach	Lreach (m)	Nseg	Lseg (m)	Δt (h)	Q_{PN} (m³/sec)	Q_{RS} (m³/sec)	USBC	Q_{LIN} (m³/sec*m)	Q_{LOUT} (m³/sec*m)		
PN-RS	4	Rivière PN	1	10	40	0,25	0,00008	0,02	0,034	C.S.	Nappe	0		
		Zone noyée inaccessible	2	715	2860						0,000014			
		Confluence avec l'Egout	3	2	8						Egout			
		Collecteur du réseau Sud	4	273	1092						0			
			Total	Total										
			1000	4000										
CALIBRATION														
PN-RS	Sous-système		Q sortie sous-système (m³/sec)	A (m²)	VOL (m³)	Vitesse (m/sec)	Paramètres dispersifs			VOL _S (m³)	VOL _T (m³)	α (sec ⁻¹)	C _r	P _e
	Site	Type					a _L (m)	D _L (m²/sec)	A _S (m²)					
	Rivière PN	RS	0,020	0,018			?	?	?			?		
	Zone noyée inaccessible	ZN	0,030	?			?	?	?			?		
	Confluence avec l'Egout	RS	0,030	0,117			?	?	?			?		
	Collecteur du réseau Sud	RS	0,034	0,117			?	?	?			?		

Paramètres à calibrer

Tabl. VII.2 : Modélisation Otis du système grotte du Père Noël – réseau Sud - Discrétisation du système - Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.

Le processus d'emménagement temporaire n'est considéré qu'au niveau de la zone noyée (reach 2) et est considéré comme négligeable au niveau des tronçons de rivière souterraine (reaches 1, 3 et 4) (Tabl. VII.2).

Par conséquent, pour les reaches 1, 3 et 4, les paramètres :

- C : Concentration en soluté du conduit principal [M/L³] ;
- A : Section transversale du conduit principal [L²] ;
- Q : Débit [L³/T] ;
- t : Temps [T] ;
- x : Distance [L] ;

des équations (1) et (2) sont des paramètres connus.

Les paramètres restant à calibrer sont (Tabl. VII.2) :

- a_L : Dispersivité longitudinale [L] ;
- D_L : Coefficient de dispersion [L²/T].

En ce qui concerne le reach 2, les paramètres :

- C : Concentration en soluté du conduit principal [M/L^3] ;
- Q : Débit [L^3/T] ;
- t : Temps [T] ;
- x : Distance [L] ;

des équations (1) et (2) sont des paramètres connus.

Les paramètres restant à calibrer sont (Tabl. VII.2) :

- A : Section transversale du conduit principal [L^2] ;
- D_L : Coefficient de dispersion [L^2/T] ;
- a_L : Dispersivité longitudinale [L] ;
- A_S : Section transversale de la zone d'emménagement [L^2] ;
- α : Coefficient d'échange avec la zone d'emménagement [T].

VII.2.2. Calibration du modèle

La courbe de restitution modélisée pour le système "grotte du Père Noël – trou des Crevés" est présentée à la figure Fig.VII.8.

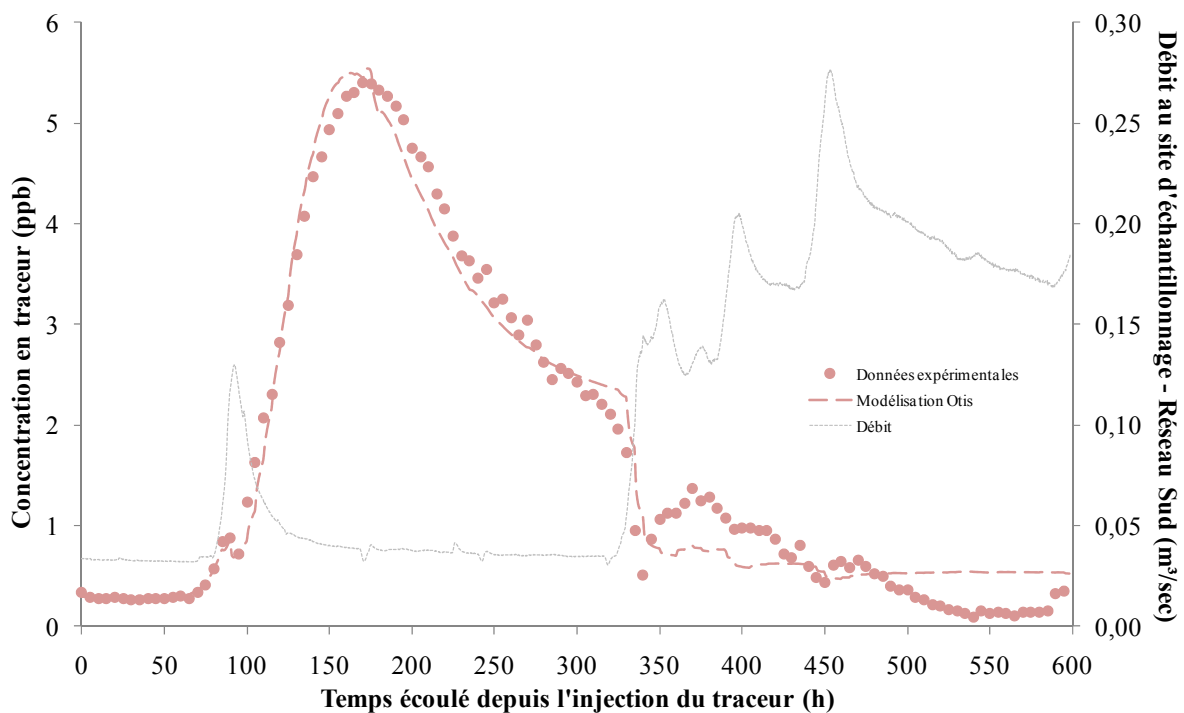


Fig.VII.8 : Courbe de restitution modélisée pour le système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud".

La calibration du modèle a été effectuée par ajustement essai-erreur de la courbe de restitution modélisée sur les données expérimentales enregistrées durant les deux périodes de désactivation de la galerie de l'Egout.

Les sections d'écoulement de la rivière de la grotte du Père Noël (*reach 1*) et du collecteur du réseau Sud (*reaches 3 et 4*) ont été mesurées sur le terrain lors du jaugeage des rivières souterraines. Leurs valeurs respectives sont de 0,018 m² et 0,117 m². Ces deux valeurs étant imposées, la calibration

de la section d'écoulement de la zone noyée a été effectuée par ajustement du temps d'arrivée première modélisé sur la valeur mesurée (Fig.VII.9).

La calibration des paramètres dispersifs (dispersivité longitudinale et coefficient de dispersion) a été réalisée par ajustement de la branche ascendante de la courbe de restitution durant la seconde période de désactivation de la galerie de l'Egout (Fig.VII.9).

La calibration des processus d'emménagement temporaire a été réalisée par ajustement essai-erreur de la branche descendante de la courbe de restitution modélisée sur les données mesurées durant la seconde période de désactivation de la galerie de l'Egout (Fig.VII.9).

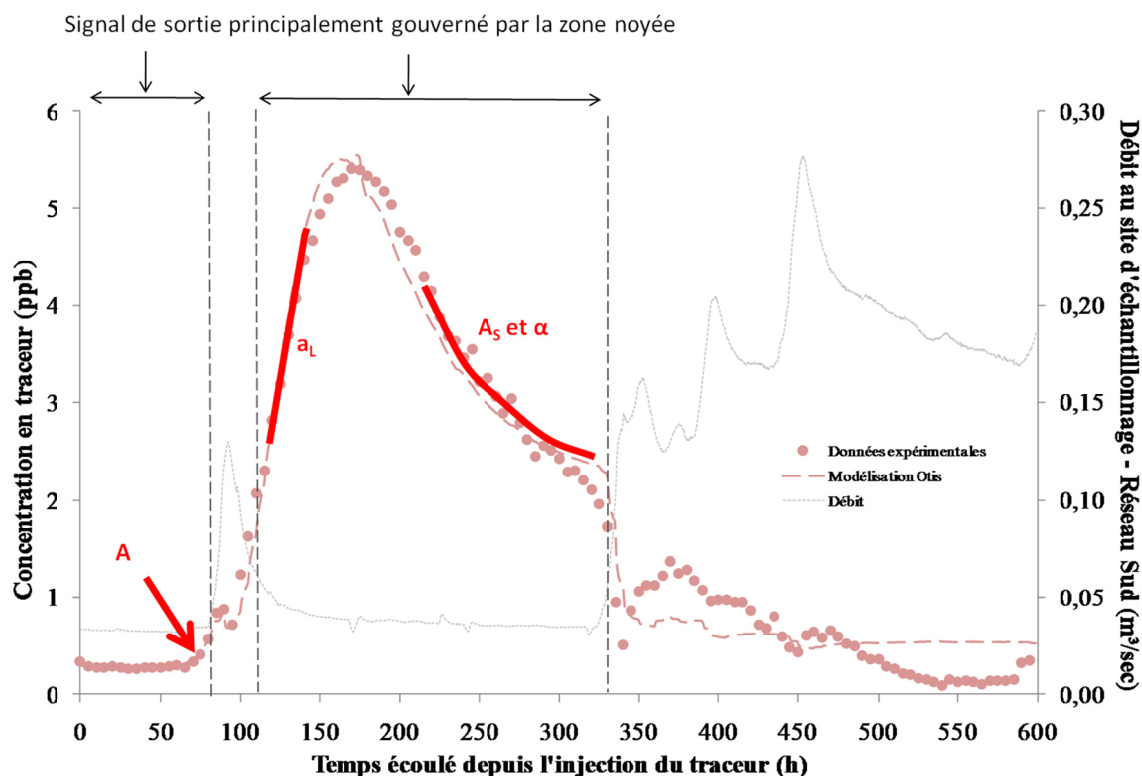


Fig.VII.9 : Calibration du modèle Otis par ajustement "essai-erreur" de la courbe de restitution théorique sur les données expérimentales enregistrées durant les deux périodes de désactivation de la galerie de l'Egout.

Pour des conditions de débit de 0,02 m³/sec à la rivière de la grotte du Père Noël et de 0,034 m³/sec au collecteur du réseau Sud, la section moyenne de la zone d'écoulement principal est estimée à :

- 25 m² pour la zone noyée.

Les sections de la rivière de la grotte du Père Noël et du collecteur du réseau Sud sont de 0,018 m² et 0,117 m² et sont des valeurs mesurées sur le terrain.

Les vitesses moyennes correspondantes sont de :

- 1,12 m/sec (4 km/h) à la rivière de la grotte du Père Noël ;
- 0,0012 m/sec (4 m/h), dans la zone noyée ;
- 0,26 m/sec (1km/h) à la confluence entre la galerie de l'Egout et le collecteur du réseau Sud ;
- 0,29 m/sec (1km/h) à l'exutoire du réseau Sud.

Les vitesses élevées caractérisant le collecteur du réseau Sud sont conformes aux vitesses du courant mesurées sur le terrain à l'aide du courantomètre électromagnétique.

La dispersivité longitudinale est de :

- 5 m à la rivière de la grotte du Père Noël ;
- 25 m dans la zone noyée ;
- 11 m à la confluence entre la galerie de l'Egout et le collecteur du réseau Sud ;
- 15 m à l'exutoire du réseau Sud.

Cela correspond à des coefficients de dispersion longitudinale respectifs de :

- 5,43 m²/sec ;
- 0,03 m²/sec ;
- 2,76 m²/sec ;
- 4,36 m²/sec.

La section de la zone d'emménagement temporaire de la zone noyée est estimée à 40 m² avec un coefficient d'échange de $2,0 \cdot 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$.

Les nombres de Courant et de Peclet numérique respectivement inférieurs à 1 et 2 garantissent une bonne stabilité du modèle.

L'ensemble des résultats de la modélisation Otis du système karstique actif développé entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud sont présentés à la figure Fig.VII.10.

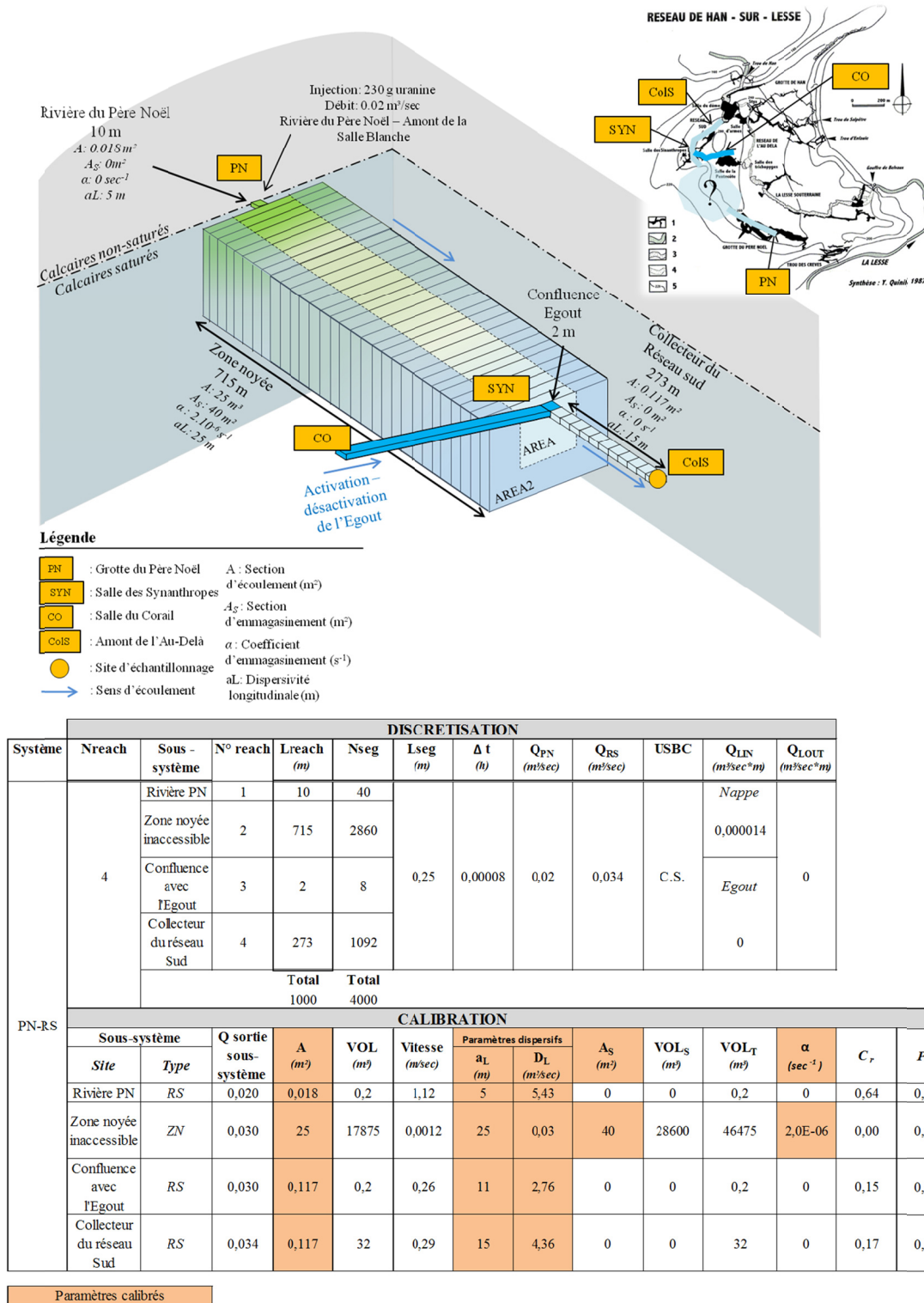


Fig.VII.10 : Résultats de la modélisation Otis pour le système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud" - Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emmagasinement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emmagasinement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emmagasinement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Pecllet numérique.

VII.2.3. Discussion

La modélisation Otis du système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud" a permis de :

- démontrer que la zone noyée inaccessible doit présenter une section moyenne d'écoulement de l'ordre de 25 m² pour obtenir un temps de première arrivée de 75 heures. Pour un débit de 0,02 m³/sec, cela correspond à une vitesse d'écoulement très faible (0,001 m/sec) comparativement aux vitesses observées au niveau des rivières souterraines (Père Noël : 1,12 m/sec ; réseau Sud : 0,26 à 0,29 m/sec) ;
- démontrer que la faible concentration modale (seulement 5,5 ppb) est due à des processus de dilution liés au drainage de la nappe d'eau souterraine. Celui-ci a été considéré comme continu et homogène sur tout le système à raison de 0,000014 m³/(sec.m). Cela correspond à un drainage mensuel de l'ordre de 37500 m³ ;
- mettre en évidence l'importante dilution du nuage de traceur lors d'une arrivée d'eau ponctuelle comme c'est le cas lors de l'activation de la galerie de l'Egout ;
- démontrer que les effets de retard observables sur la courbe de restitution sont liés aux interactions entre la zone d'écoulement principal et une zone d'emménagement temporaire de 40 m² de section moyenne. La longueur du système étant connue, il est possible de calculer le volume de ces deux aires conceptuelles :
 - zone d'écoulement principal : 17907 m³.
 - zone d'emménagement temporaire : 28600 m³.

Sur base des hydrogrammes (Fig.VII.7), le débit à l'entrée du système et le débit de la nappe d'eau souterraine peuvent être considérés comme constants :

- un débit constant de 0,02 m³/sec à l'entrée du système correspond à l'introduction d'un volume d'eau journalier de 1728 m³ dans le système ;
- un débit constant de 0,014 m³/sec pour le drainage de la nappe souterraine correspond à l'introduction d'un volume d'eau journalier de 1209 m³ dans le système.

Si on considère que le renouvellement :

- de la zone d'écoulement principal est majoritairement effectué par l'apport en eau de la rivière souterraine (0,02 m³/sec) ;
- de la zone d'emménagement est principalement effectué par l'apport en eau de la nappe d'eau souterraine (0,014 m³/sec) ;

le temps de renouvellement de ces deux aires peut être calculé comme suit :

$$T_{ZEP}(j) = \frac{V_{ZEP} (m^3)}{V_{PN} (m^3 \cdot j^{-1})} = \frac{17907}{1728} = 10,4 \text{ jours}$$

$$T_{ZET}(j) = \frac{V_{ZET} (m^3)}{V_{Nappe} (m^3 \cdot j^{-1})} = \frac{28600}{1210} = 23,6 \text{ jours}$$

Où

T_{ZEP} : Temps de renouvellement de la zone d'écoulement principal [j];

V_{ZEP} : Volume de la zone d'écoulement principal [m^3];

V_{PN} : Volume d'eau journalier introduit dans le système via la rivière de la grotte du Père Noël [$m^3.j^{-1}$];

T_{ZET} : Temps de renouvellement de la zone d'emménagement temporaire [j];

V_{ZET} : Volume de la zone d'emménagement temporaire [m^3];

V_{Nappe} : Volume d'eau journalier introduit dans le système via le drainage de la nappe d'eau souterraine [$m^3.j^{-1}$].

Le temps de renouvellement de la zone d'écoulement principal (10,4 jours, soit 250 heures) est très proche du temps moyen de séjour de 295 heures estimé à l'aide du logiciel Qtracer2 (Field, 2002) (Partie II). Le temps de renouvellement de la zone d'emménagement temporaire (23,6 jours, soit 566 heures) est légèrement supérieur à la durée de la restitution du traceur au site d'échantillonnage (500 heures – 21 jours). Les similitudes entre ces valeurs confortent la calibration du modèle Otis.

Toutes ces observations permettent de concevoir le système karstique actif "grotte du Père Noël – réseau Sud" comme un volume noyé à haute porosité de fissure. L'écoulement s'effectue lentement ($\sim 0,001$ m/sec) le long d'une multitude de fractures élargies par les processus de karstification. La somme de toutes ces sections d'écoulement donne lieu à la section d'écoulement principal estimée à 25 m^2 . Cette zone d'écoulement principal draine également la nappe d'eau souterraine. Cette dernière constitue un volume d'eau peu mobile comparativement à la zone d'écoulement principal et est responsable d'un piégeage temporaire du traceur.

VII.3. LE SYSTEME "CHANTOIR DE ROSTÈNE – SOURCE DE BOUVIGNES"

VII.3.1. Contexte géologique et hydrogéologique

Le réseau karstique actif du chantoir de Rostène consiste en un système pertes – résurgence localisé au sein du vaste aquifère des calcaires carbonifères (Fig.VII.11).

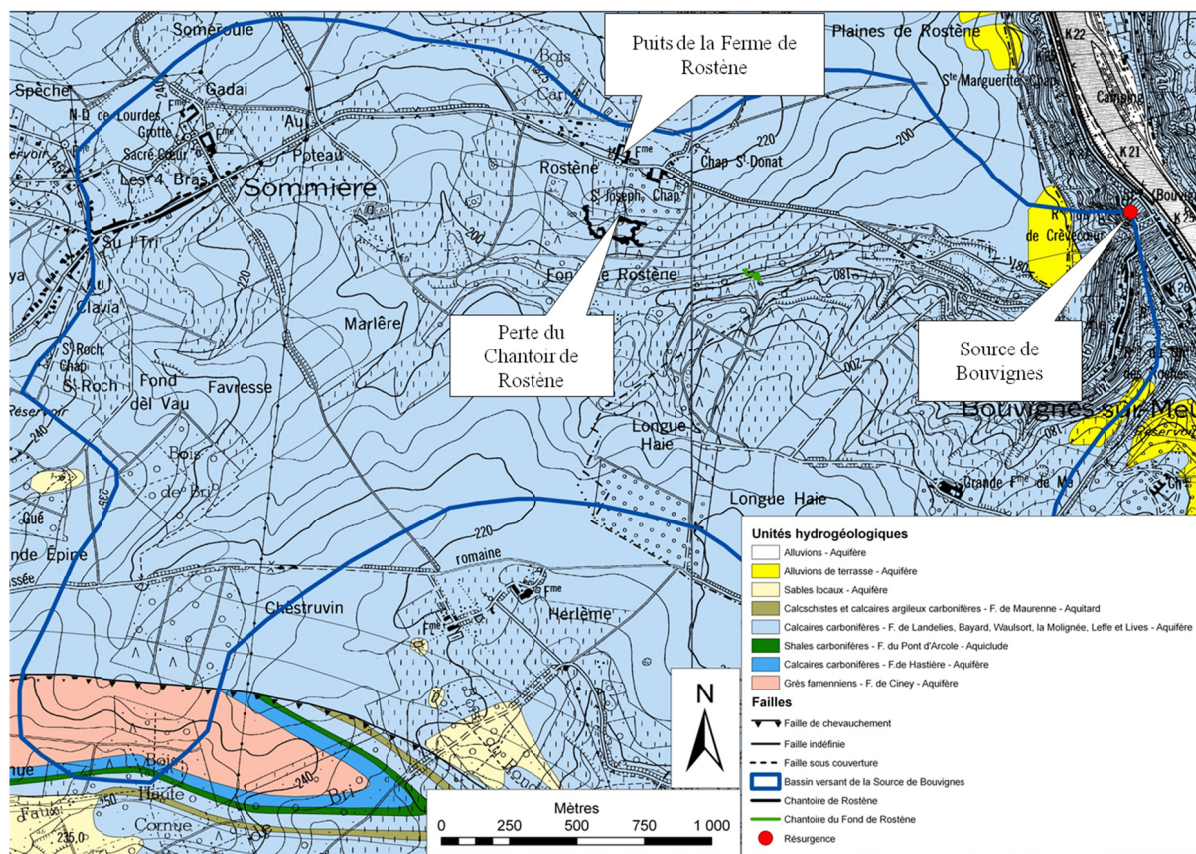


Fig.VII.11 : Contexte hydrogéologique du chantoir de Rostène.

La seule perte quasiment permanente est le chantoir de Rostène ; il ne se désactive qu'en période d'été. Les autres pertes, localisées dans la partie amont du bassin, ne s'activent qu'en période de fortes précipitations. La résurgence, nommée source de Bouvignes, débite en permanence. Elle est localisée en pied de versant à une distance de 100 mètres de la rive gauche de la Meuse et se situe environ 8 mètres plus haut (Fig.VII.11)

Le chantoir de Rostène donne accès à une grotte du même nom de 1170 mètres de développement (Fig.VII.12). Celle-ci est parcourue par un ruisseau permanent dont le débit, de 0,5 l/sec en mai 2008, est significativement supérieur au débit s'infiltrant au niveau de la perte (0,062 l/sec) (Fig.VII.12). Cette dernière ne constitue donc pas l'unique point d'alimentation en eau du système. Ce ruisseau souterrain constitue un drain unique accessible sur 423 mètres ; il aboutit à un siphon actuellement infranchissable. Après 1880 mètres d'écoulement souterrain aux caractéristiques inconnues, les eaux du système de Rostène émergent au niveau de la source de Bouvignes, exutoire principal du système (Fig.VII.11).

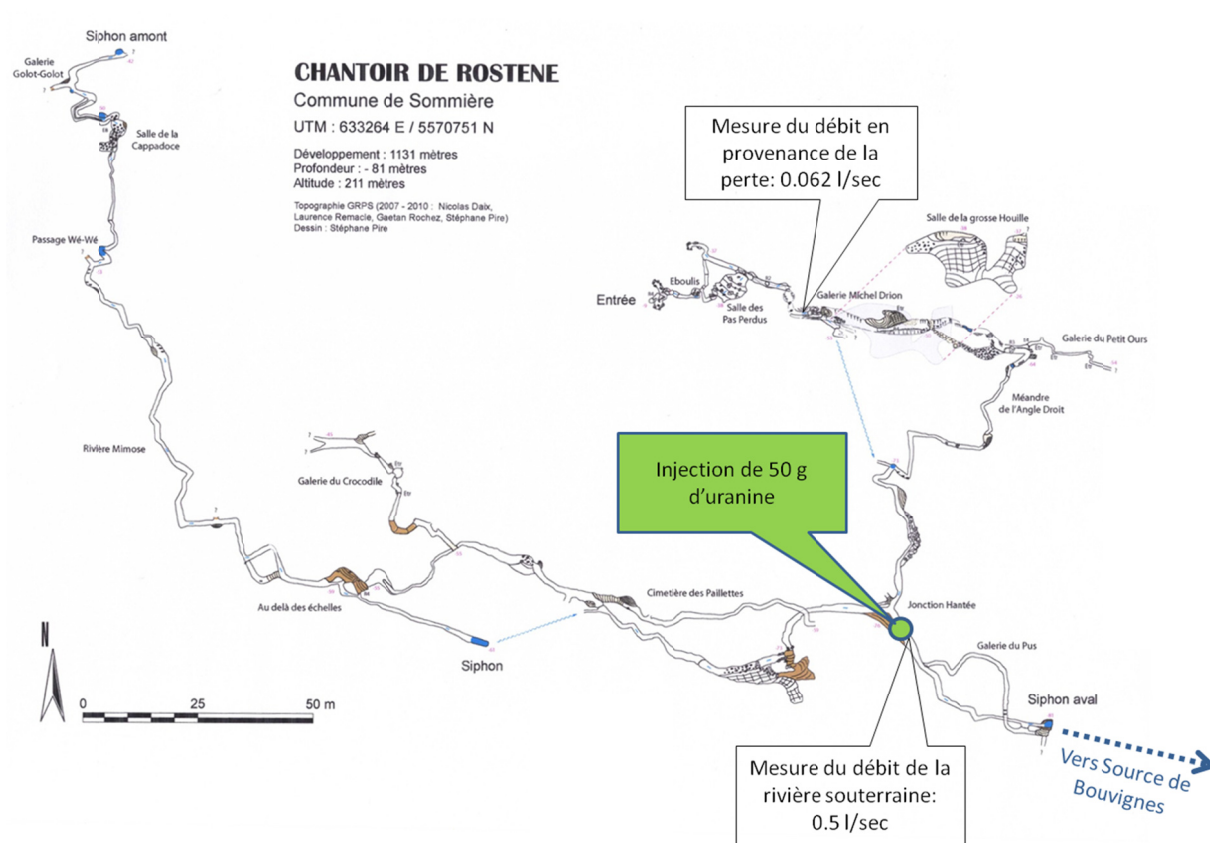


Fig.VII.12 : Topographie du chantoir de Rostène – Site d'injection, mesures de débit.

D'un point de vue piézométrique, malgré l'absence d'accès à la nappe d'eau souterraine (piézomètres, forages, regards de nappe, ...), la partie amont du système karstique actif de Rostène peut être considérée comme étant localement perchée (Fig.VII.13). En effet, les calcaires carbonifères du Condroz fortement karstifiés et perméables entraînent un rabattement important des nappes d'eau souterraines. L'absence d'alimentation de la rivière souterraine par suintements diffus dans la partie accessible de la grotte confirme qu'elle s'écoule au-dessus du niveau de la nappe (situation perchée). La partie aval du système deviendrait, quant à elle, progressivement drainante à proximité de la Meuse qui constitue le niveau de base régional des écoulements souterrains (nappe, drains karstiques). Cette hypothèse est argumentée par le fait que le débit de la résurgence est considérablement supérieur (~100X) à celui du ruisseau souterrain du chantoir de Rostène.

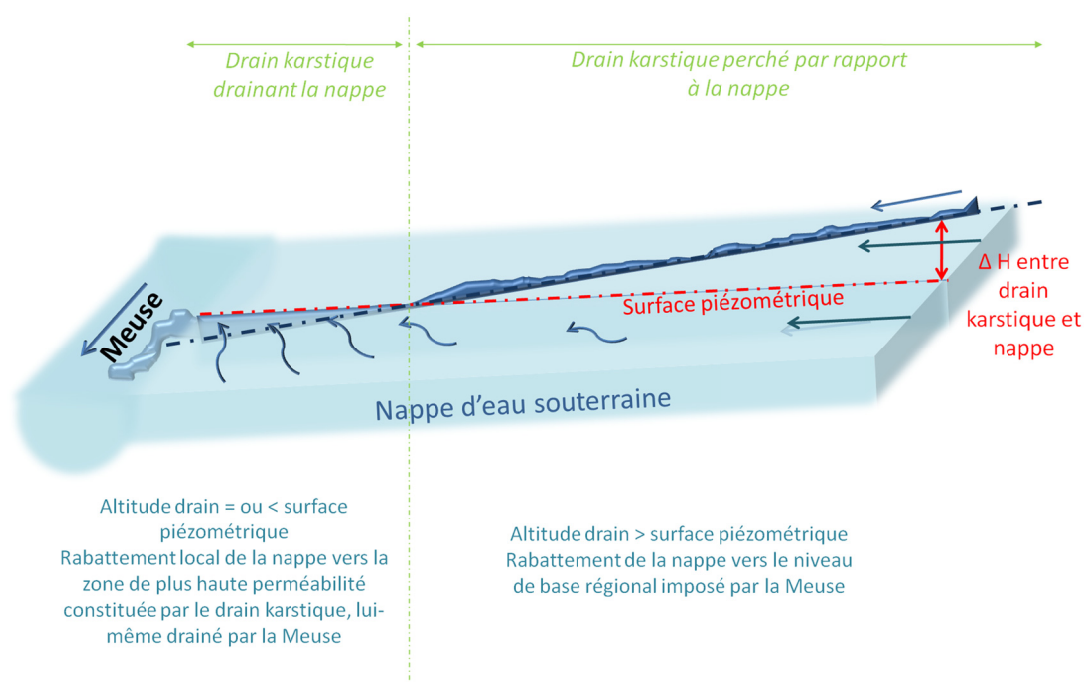


Fig.VII.13 : Conceptualisation du contexte hydrogéologique du système karstique du chantoir de Rostène.

Des mesures de conductivité électrique ont été réalisées le 06/04/2007 à la perte du chantoir de Rostène et à la source de Bouvignes dans l'espoir de mettre en évidence une composante de type "nappe d'eau souterraine" à la résurgence, ce qui conforterait la thèse du drainage de nappe. Malheureusement, ces mesures ne sont pas contrastées :

perte du chantoir de Rostène : 633 $\mu\text{S}/\text{cm}$;
source de Bouvignes : 674 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La différence de conductivité électrique n'est pas significative. La valeur élevée enregistrée à la perte témoigne probablement d'un certain degré de pollution de l'eau de surface, ce qui n'est pas impossible au vu du développement de l'habitat, en amont du système, dont les eaux usées sont rejetées directement dans le ruisseau alimentant la perte. Vu ce bruit de fond élevé, il devient difficile de distinguer tout apport d'eau d'origine souterraine uniquement sur base de ce paramètre.

VII.3.2. Description et résultats de l'essai de traçage

Une première caractérisation hydrogéologique du système karstique actif de Rostène a été effectuée du 17 au 23 mai 2008 par la réalisation d'un essai de traçage. Les périodes de tarissement des nappes débutant généralement en mai et ce mois de mai 2008 ayant été relativement sec (hormis trois à quatre jours de faibles précipitations avant l'expérience), les conditions hydrologiques de l'essai de traçage peuvent être qualifiées de "moyennes" eaux.

Le dispositif instrumental utilisé dans le cadre de l'essai de traçage de mai 2008 consistait en 1 point d'injection, situé une quarantaine de mètres à l'amont du siphon aval de la rivière souterraine du chantoir de Rostène (Fig.VII.12). Le point d'échantillonnage est localisé 20 mètres à l'aval de la source de Bouvignes (Fig.VII.11). La particularité de ce site d'échantillonnage est qu'il est localisé dans un réseau de collecte des eaux de la résurgence dans lequel se déversent également des eaux usées. Néanmoins, les eaux restent relativement propres, indiquant que la majorité du débit au point d'échantillonnage provient bien de la résurgence. Remarquons que le site d'échantillonnage est situé à

l'aval d'une citerne d'un volume d'environ 10 m³. La distance à vol d'oiseau séparant le point d'injection du site d'échantillonnage est de 1880 mètres.

L'injection de 50 grammes d'uranine a été effectuée le 17 mai 2008 à 15h15 directement dans la rivière souterraine. Le débit de la rivière, mesuré par empotement, était d'une valeur de 0,5 l/sec.

Le site d'échantillonnage était équipé d'un fluorimètre de terrain FL30 enregistrant la restitution du traceur selon un pas de temps de 15 minutes.

Le débit à l'exutoire du système a été mesuré par la méthode d'exploration des champs de vitesse. Le 17 mai 2008, le débit à la source de Bouvignes était de 54 l/sec ; soit un peu plus de 100 fois supérieur à celui mesuré dans la rivière du chantoir de Rostène. Le débit est resté constant durant toute la période de restitution.

La courbe de restitution du traceur à la source de Bouvignes est présentée à la figure Fig.VII.14. Les principaux résultats de l'essai de traçage sont synthétisés dans le tableau Tabl. VII.3.

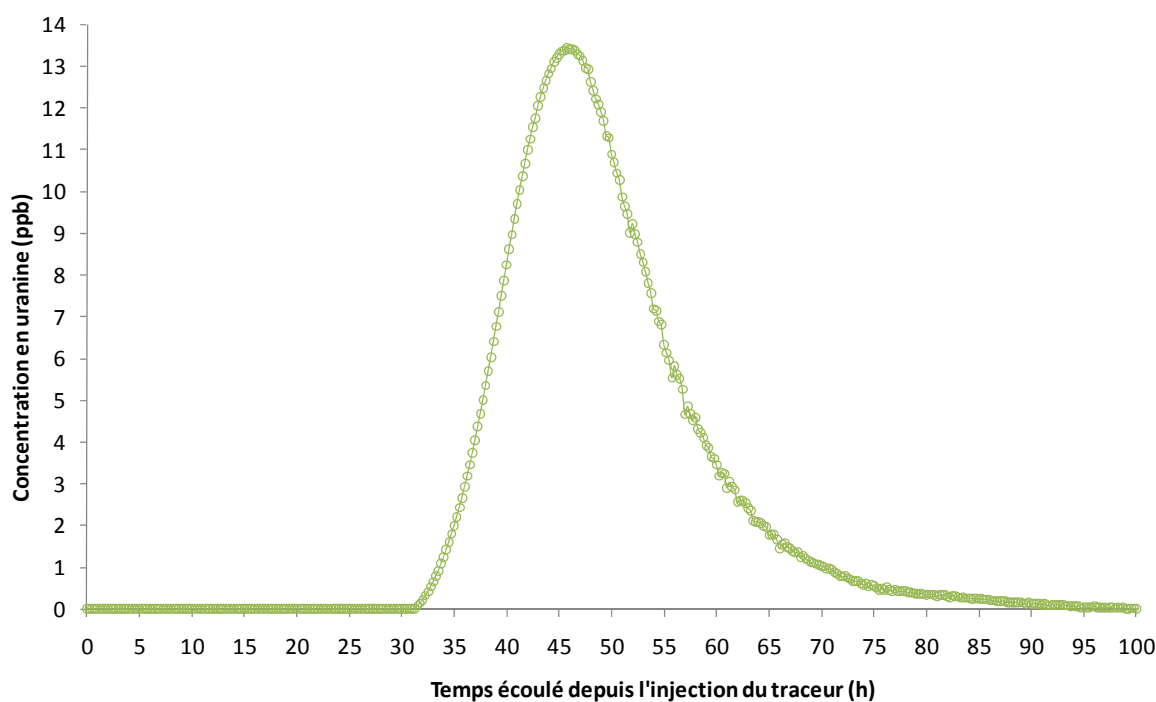


Fig.VII.14 : Courbe de restitution de l'uranine enregistrée à la source de Bouvignes.

Débit au site d'injection (l/sec)	Site d'échantillonnage	Débit au site d'échantillonnage (l/sec)	Constance du débit	Distance (m)	Traceur	Quantité injectée (g)
0,5	Source de Bouvignes	54	oui	1880	Uranine	50
Arrivée première (h)	Vitesse maximale (m/h)	Temps modal (h)	Concentration modale (ppb)	Vitesse Modale (m/h)	Durée de la restitution (h)	Taux de restitution (%)
31	60	46	13,4	41	68	94

Tabl. VII.3 : Résultats de l'essai de traçage du système karstique "chantoir de Rostène – source de Bouvignes".

Le bruit de fond en uranine enregistré à la source de Bouvignes avant injection était de l'ordre de 0,01 ppb ou $\mu\text{g/l}$. La première arrivée de traceur a été enregistrée 31 heures après injection, ce qui correspond à une vitesse de déplacement maximale de 60 mètres/heure. Le pic de concentration (concentration modale) a été enregistré 46 heures après injection, ce qui correspond à une vitesse modale de 41 mètres/heure et a atteint une valeur de 13,4 ppb. La fin de la restitution a été enregistrée 99 heures après injection, ce qui correspond à une durée de restitution de 68 heures. 94 % de la masse d'uranine injectée a été récupérée au site d'échantillonnage, ce taux de restitution élevé en fait, dans ces conditions de moyennes eaux, l'unique exutoire des eaux transitant via le siphon du chanoir de Rostène.

Le pic de restitution relativement étroit et sa dissymétrie peu prononcée témoignent d'un milieu où advection et dispersion sont les principaux processus de transport.

La faible dissymétrie de la courbe de restitution peut être imputée aux effets de retard liés à la traversée de la citerne d'environ 10 m³ localisée quelques mètres à l'amont du site d'échantillonnage. Ce volume d'eau étant immobile comparativement au flux de traceur issu du drain karstique, il sera progressivement contaminé par diffusion du produit.

VII.3.3. Construction du modèle

Dans cette modélisation Otis, le système karstique actif est envisagé comme un drain unique de 1880 m, unidimensionnel et rectiligne (Fig.VII.15). Il est composé de 1880 *segments* de 1 mètre de long. Il est arbitrairement découpé en 5 *reaches*. Les sections des *reaches* 1 et 5 valent respectivement 0.015 m² et 0.26 m² et correspondent aux sections mouillées effectivement mesurées sur le terrain aux sites d'injection et d'échantillonnage. Les valeurs de sections intermédiaires sont attribuées de manière à obtenir une section d'écoulement croissant progressivement vers l'aval.

Le débit à l'injection est de 0.5 l/sec, celui à l'exutoire est de 54 l/sec. La différence entre les deux, soit 53.5 l/sec, peut provenir soit du drainage de la nappe d'eau souterraine, soit de la présence d'un ou plusieurs affluents, soit des deux à la fois. Vu le contexte hydrogéologique et la proximité de la Meuse qui impose le niveau de base, cette première modélisation considère que l'entièreté de l'apport latéral en eau est issu du drainage diffus de la nappe d'eau souterraine. Les flux sont dès lors répartis de manière uniforme dans la zone drainante. L'ajustement du modèle est possible en faisant intervenir le drainage de la nappe à partir du quatrième tronçon, soit 880 mètres à l'aval du point d'injection. La valeur de débit latéral, représentant le drainage de la nappe d'eau souterraine, correspond à la différence entre le débit au point d'échantillonnage et le débit au site d'injection divisé par la longueur du tronçon drainant, soit 1000 mètres. Cette valeur de débit latéral est, par conséquent, exprimée en m³/sec*m ou en l/sec*m et est attribuée à chaque maille constituant les tronçons 4 et 5.

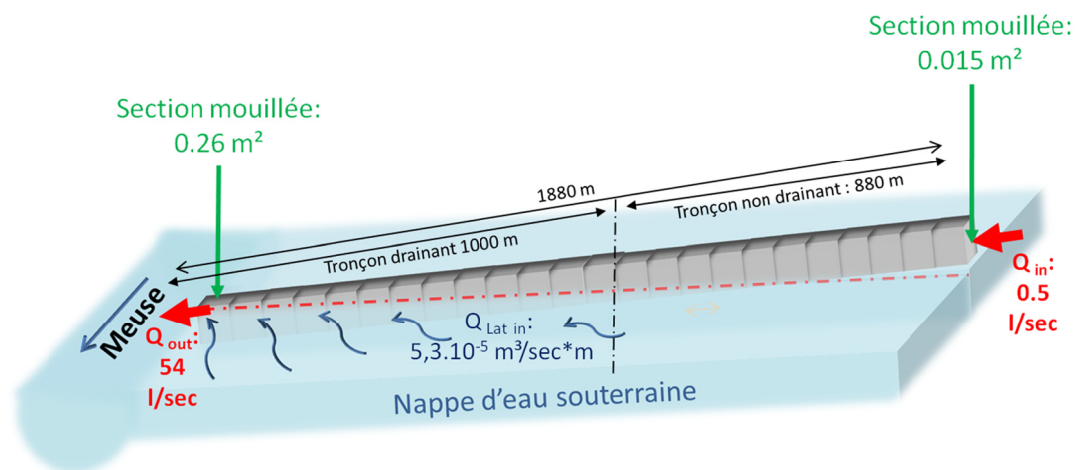


Fig.VII.15 : Modélisation Otis - Modèle conceptuel du système karstique "chantoir de Rostène – source de Bouvignes" – Q_{in} : Débit au site d'injection, Q_{out} : débit au site d'échantillonnage, $Q_{Lat in}$: Débit latéral entrant.

La calibration du modèle a été réalisée en ajustant progressivement la valeur du coefficient de dispersion, la valeur de la section d'écoulement de chacun des 5 tronçons et la distance sur laquelle le drain karstique présente un caractère drainant et récolte donc les 53.5 l/sec en provenance de la nappe. Dans cette modélisation, seuls les processus d'advection, de dispersion et de dilution par un apport d'eau latéral ont été considérés.

VII.3.4. Calibration du modèle

Les résultats de la calibration sont présentés à la figure Fig.VII.16 et dans le tableau Tabl. VII.4).

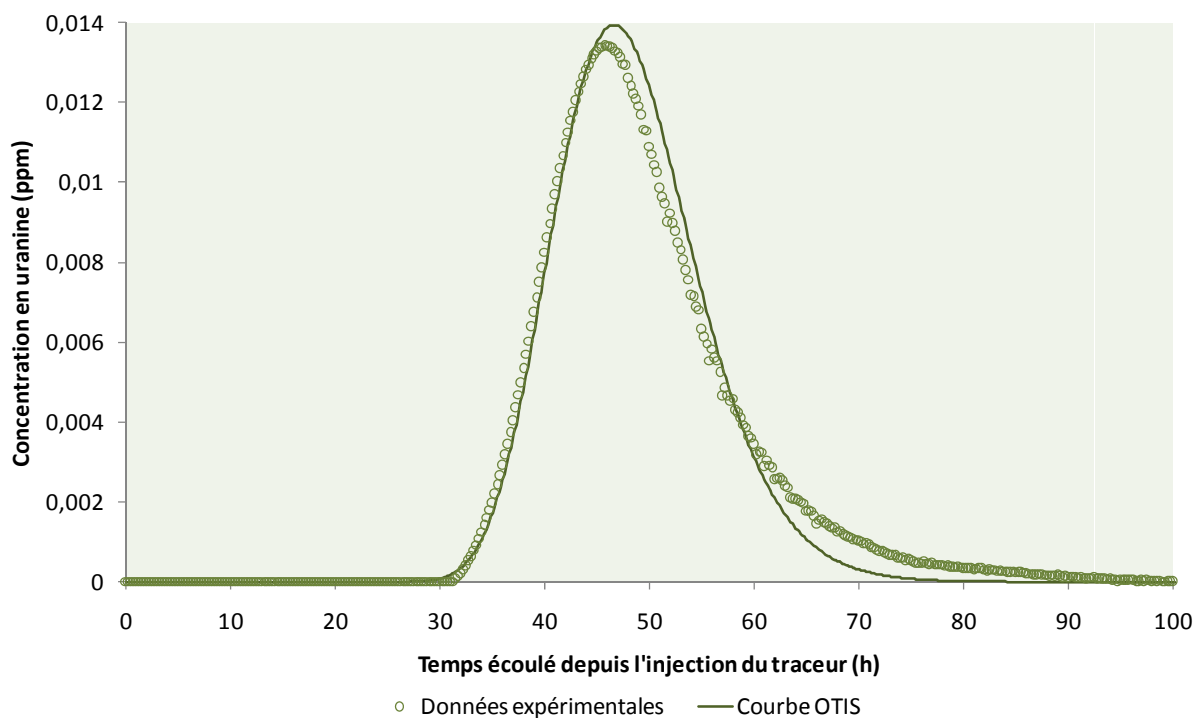


Fig.VII.16 : Courbe de restitution modélisée pour le système karstique "chantoir de Rostène – source de Bouvignes".

Tronçon	Longueur de tronçon (m)	Section (m ²)	Débit Latéral (m ³ /sec*m)	Débit à l'extrémité amont du tronçon (m ³ /sec)	Débit à l'extrémité avale du tronçon (m ³ /sec)	Débit moyen (m ³ /sec)	Vitesse (m/sec)	Dispersivité longitudinale (m)	Dispersion (m ² /sec)
1	100	0,015	0	0,0005	0,0005	0,0005	0,03	9	0,30
2	530	0,080	0	0,0005	0,0005	0,0005	0,01	9	0,06
3	250	0,150	0	0,0005	0,0005	0,0005	0,00	9	0,03
4	450	0,200	5,35E-05	0,0005	0,025	0,0125	0,06	9	0,56
5	550	0,260	5,35E-05	0,0246	0,054	0,0393	0,15	9	1,36
Longueur totale (m)	1880								

Paramètres de calibration
Mesures de terrain

Tronçon
perché

Tronçon
drainant

Tabl. VII.4 : Résultats de la modélisation Otis pour le système karstique "chanoir de Rostène – source de Bouvignes" –
Tronçon = reach

Les résultats de cette modélisation permettent d'envisager le système karstique actif à l'aval du siphon terminal du chanoir de Rostène comme :

- un drain karstique ;
- à tendance rectiligne (parallèle à la direction des couches géologiques), unidimensionnel ;
- où l'advection et la dispersion sont les processus de transport dominants ;
- de section moyenne d'écoulement croissant progressivement, de l'amont vers l'aval, de 0.015 m² à 0.26 m² ;
- perché par rapport à la nappe d'eau souterraine sur les premiers 880 mètres ;
- drainant la nappe d'eau souterraine le long des 1000 mètres restants ;
- d'une dispersivité longitudinale de l'ordre de 9 m ;
- d'autres perspectives de modélisation avec l'outil Otis sont envisageables ; comme, par exemple, un modèle où la totalité de l'apport d'eau latéral proviendrait d'un drain unique ou encore d'une répartition entre un affluent et un drainage de la nappe d'eau souterraine.

VII.3.5. Discussion

L'essai de traçage réalisé sur le système karstique actif du chanoir de Rostène, entre le siphon terminal de la rivière souterraine et la source de Bouvignes, distants de 1880 mètres, a permis de démontrer que, pour des conditions hydrologiques de type " moyennes eaux " ($Q_{\text{Perte}} : 0.5 \text{ l/sec}$; $Q_{\text{source de Bouvignes}} : 54 \text{ l/sec}$), les vitesses de transfert maximale (60 m/h) et modale (41 m/h) sont relativement élevées et caractéristiques d'un milieu de type "drain karstique".

Le taux de restitution élevé du traceur (94 %) indique que, dans ces conditions, la source de Bouvignes constitue l'unique émergence des eaux transitant via le siphon.

Le modèle Otis permet de concevoir un drain karstique dont la section d'écoulement croît progressivement de l'amont vers l'aval. La section extrême amont (site d'injection) est de 0.015 m², la section extrême aval (site d'échantillonnage) est de 0.26 m² ; ce qui correspond aux sections mesurées sur le terrain.

Il permet également de considérer la différence de débit entre le point d'injection et le site d'échantillonnage (53.5 l/sec) comme un apport d'eau latéral issu du drainage de la nappe d'eau souterraine. Le conduit karstique étant considéré comme perché par rapport à la nappe dans sa partie amont (nappe fort rabattue en raison de la forte perméabilité des calcaires karstifiés, absence

d'alimentation de la rivière souterraine par suintement diffus dans la grotte), le drainage de la nappe ne devient effectif qu'à partir d'une certaine distance du point d'injection. Le modèle Otis permet d'estimer cette distance à 880 mètres.

Un apport d'informations concernant la piézométrie au sein du massif calcaire de Rostène permettrait de conforter l'ensemble des hypothèses émises dans ce travail de modélisation.

VIII. CONCLUSIONS

Le modèle Otis a été appliqué sur quatre types de systèmes karstiques actifs :

- le système de la Lesse souterraine constitué d'une alternance de tronçons de rivière souterraine et de zones noyées ;
- le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" de type conduit karstique perché par rapport à la nappe ;
- le système "grotte du Père Noël – réseau Sud" de type zone noyée ;
- le système perte-résurgence du chantoir de Rostène de type conduit karstique drainant.

Les modèles conceptuels établis pour chacun de ces systèmes ont été construits sur base de leur contexte géologique et d'une première interprétation des résultats d'essais de traçage (modélisation Qtracer2).

Pour chaque système étudié, les objectifs de la modélisation étaient de dimensionner la section d'écoulement (principal et zone d'emménagement) et de quantifier les paramètres d'écoulement et de transport.

La calibration des paramètres des modèles a été effectuée par ajustement "essai-erreur" de la courbe modélisée sur les données expérimentales d'essai de traçage. La calibration a été effectuée systématiquement de la même façon et en 3 étapes consécutives :

- ajustement du temps d'arrivée première conditionné par la section d'écoulement du conduit principal ;
- ajustement de la branche ascendante de la courbe de restitution conditionné par le processus de dispersion ;
- ajustement de la phase de tarissement de la courbe de restitution conditionné par le volume de la zone d'emménagement et la valeur du coefficient d'échange.

En ce qui concerne la Lesse souterraine, septante-cinq pourcents de son cours souterrain sont de type "rivière", les 25 % restant sont de type "zones noyées". Ces dernières sont définies comme de grands volumes de roches, intensément fracturés et karstifiés, hautement transmissifs. Elles peuvent présenter par endroits des tronçons de galerie très large (15 m) (Pauwels, 1988). Elles ont un effet indéniable sur le transport de soluté au sein du système. Etant inaccessibles, hormis en plongée, une méthode indirecte de dimensionnement de ces zones a été développée par la modélisation des résultats d'essais de traçage.

Un essai de traçage avec échantillonnage à l'amont et à l'aval de deux zones noyées (GB-DA et AAD-SA) a été réalisé dans des conditions de débit de la Lesse de 0,7 m³/sec. Une injection de 200 grammes d'uranine a été effectuée dans le lit de la Lesse 260 mètres à l'amont du gouffre de Belvaux. Le dispositif d'échantillonnage mis en place a permis la subdivision du système en 4 sous-systèmes :

- GB-DA : de type "zone noyée" ;
- DA-AAD : de type "rivière souterraine" ;
- AAD-SA : de type "zone noyée" ;
- SA-TH : de type dominant "rivière souterraine".

Etant donné que les conditions d'écoulement de la Lesse à l'étiage sont assimilables à un écoulement unidimensionnel en milieu de type rivière, le logiciel Otis (One-dimensional transport with inflow and storage) (Runkel, 1998) reposant sur le modèle d'emménagement temporaire (Bencala et Walters, 1983) a été sélectionné pour réaliser la modélisation de l'écoulement et du transport par le cours souterrain de la Lesse.

Les sous-systèmes de type "rivière" ont été discrétisés comme des tronçons de section constante où le transport de soluté est effectué par advection et dispersion. Les processus d'emménagement temporaire et les processus chimiques irréversibles tels que la dégradation du premier ordre et la sorption y sont considérés comme négligeables.

Les sous-systèmes de type "zone noyée" ont été définis comme des tronçons de section constante systématiquement plus grande que la section des sous-systèmes "rivières". Le transport y est effectué par advection et dispersion. Les processus d'emménagement y sont considérés comme importants comparativement aux tronçons de type "rivière". Les processus chimiques irréversibles tels que la dégradation du premier ordre et la sorption y sont négligeables.

Une première phase de modélisation de chaque sous-système considéré isolément a été réalisée. Une seconde phase de modélisation consistait à regrouper l'ensemble des sous-systèmes en un système unique tenant compte de l'alternance des tronçons de type rivière et des zones noyées. Une troisième phase de modélisation consistait en une validation du modèle par son application sur les résultats des essais de traçage réalisés entre le gouffre de Belvaux et la salle d'Armes pour des conditions de débit de la Lesse de 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec.

L'ajustement des courbes modélisées sur les courbes de restitution expérimentales est concluant et permet de proposer un modèle d'écoulement et de transport en accord avec les connaissances du milieu.

Les grands traits du modèle sont les suivants :

- les sections d'écoulement des sous-systèmes de type "zones noyées" sont significativement plus grandes que les sections des sous-systèmes de type "rivière". A débit équivalent, la traversée des zones noyées va donc engendrer un ralentissement de transport de soluté ;
- l'augmentation de la section d'écoulement principal pour un débit passant de 0,7 à 1,4 m³/sec est de l'ordre de 1 à 2 m² ;
- les processus d'emménagement temporaire ont principalement lieu au sein des zones noyées ;
- pour des débits d'étiage de la Lesse compris entre 0,7 et 1,4 m³/sec :
- la zone d'écoulement principal de la zone noyée du gouffre de Belvaux (GB-DA) constitue 59 à 65 % du volume total de la zone noyée affectée par le nuage de traceur.

Les 35 à 41 % restants constituent des volumes d'eau peu mobile responsables d'un piégeage temporaire du traceur ;

- la zone d'écoulement principal de la zone noyée de l'Au-Delà (AAD-SA) constitue 84 à 88 % du volume total de la zone noyée affectée par le nuage de traceur. Les 12 à 16 % restants constituent des volumes d'eau peu mobile responsables d'un piégeage temporaire du traceur ;
- aucun volume d'eau supplémentaire n'a dû être introduit dans le modèle pour obtenir les faibles concentrations modales observées (<20 ppb). Cette information, combinée à l'analyse des hydrogrammes de la Lesse, confirme l'hypothèse que la Lesse ne joue pas un rôle de drain majeur à l'échelle régionale.

Sur base de ce modèle, il est intéressant de constater que la présence des zones noyées le long du cours de la Lesse souterraine permet d'atténuer de façon significative la concentration d'un contaminant soluble introduit à l'entrée du système simplement par dispersion et piégeage temporaire du soluté et retardement de la restitution, sans aucun processus de dilution. La concentration à la sortie du système (<10 ppb) est 50 fois inférieure à celle introduite au gouffre de Belvaux (569,7 ppb). Ce processus s'effectue a priori sans perte de traceur par contamination de la nappe d'eau souterraine étant donné que, d'après les analyses piézométriques, la Lesse et la nappe semblent en équilibre et que la quasi-totalité de la masse de traceur est restituée à la sortie du système (100 % à la salle d'Armes et 83 % au trou de Han – valeurs mesurées).

Les résultats de cette modélisation étant probants, la méthodologie a été appliquée sur les systèmes karstiques annexes de la Lesse souterraine : le système "trou des Crevés-grotte du Père Noël" et le système "grotte du Père Noël – réseau Sud".

La modélisation Otis des résultats de l'essai de traçage réalisé entre le trou des Crevés et la grotte du Père Noël permet d'envisager ce système comme un drain karstique de section faible. La section moyenne d'écoulement principal est estimée à 0,25 m². Ce système karstique ne draine pas la nappe d'eau souterraine, et pourrait même être perché par rapport à celle-ci comme suggéré sur base des interprétations piézométriques.

La modélisation Otis des résultats de l'essai de traçage réalisé entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud permet d'envisager ce système karstique inaccessible comme un volume noyé à haute porosité de fracture. L'écoulement s'effectue lentement (~0,001 m/sec) le long d'une multitude de fractures élargies par les processus de karstification. La somme de toutes ces sections d'écoulement donne lieu à la section d'écoulement principal estimée à 25 m². Cette zone d'écoulement principal draine également la nappe d'eau souterraine. Cette dernière constitue un volume d'eau peu mobile comparativement à la zone d'écoulement principal et est responsable d'un piégeage temporaire du traceur.

Un troisième système karstique, totalement étranger au réseau de Han-sur-Lesse, a fait l'objet d'une modélisation Otis : le système karstique du chantoir de Rostène (Bouvignes-sur-Meuse). Une fois de plus, cet outil permet de proposer un modèle d'écoulement et de transport en accord avec nos connaissances du contexte hydrogéologique du site. Le système karstique de Rostène a été modélisé comme un drain unique perché à l'amont du système et devenant progressivement drainant vers l'aval.

Sur base des calibrations obtenues pour chaque système modélisé, nous pouvons conclure que l'outil Otis nous permet d'approximer la réponse d'un système karstique actif à une sollicitation impulsionnelle de type "injection instantanée de soluté" et d'atteindre les objectifs définis dans le cadre de cette étude, à savoir :

- dimensionner les volumes noyés du réseau karstique de Han-sur-Lesse ;
- caractériser l'interaction entre la rivière souterraine et la nappe d'eau souterraine au niveau des zones noyées.

La réponse du système à une sollicitation (ou forçage) impulsionnelle étant connue, la réponse du système à tout type de forçage peut être construite (Deleersnijder, com.pers.).

Effectivement, les courbes de restitution de traceur mesurées résultent de l'injection d'une masse M d'un traceur inerte, à l'instant $t = 0$ et au point $x = 0$, dans un milieu initialement dépourvu de traceur. Elles constituent une évolution temporelle de la concentration $[M/L^3]$ de ce traceur aux points x_n ($n = 1, 2, \dots, N$) notée $C_M(t, x_n)$.

La calibration, à débit constant, des courbes de restitution à l'aide du modèle Otis, gouverné par l'équation d'advection-dispersion (Runkel et Broshears, 1991), démontre que le transport de soluté via les systèmes étudiés est régi par un système d'équations linéaires dont les coefficients sont indépendants du temps.

On appelle réponse impulsionnelle ou fonction de Green le quotient :

$$G(t, x_n) = \frac{C_M(t, x_n)}{M}$$

Les travaux de Georges Green (1793-1841) et de ses successeurs démontrent que pour toute injection, en $x = 0$, d'un traceur inerte avec un taux d'injection $q(t)$, la concentration qui en résulte, $C(t, x_n)$, peut s'exprimer comme le *produit de convolution* du *taux d'injection* et de la *réponse impulsionnelle* :

$$C(t, x_n) = \int_0^t q(t - t') G(t', x_n) dt'$$

Où la fonction $q(t)$ représente la quantité de traceur injectée par unité de temps ; dès lors, dans un intervalle $[t, t + \Delta t]$, la masse de traceur injectée tend vers $q(t)\Delta t$ si Δt tend vers zéro.

Si le taux d'injection est constant, $q(t) = Q$ (où Q est une constante) et

$$C(t, x_n) = Q \int_0^t G(t', x_n) dt'$$

Si le taux d'injection est proportionnel au temps écoulé, $q(t) = Qt/\tau$ (où τ est une échelle de temps appropriée) et

$$C(t, x_n) = \frac{Q}{\tau} \int_0^t (t - t') G(t', x_n) dt' = \frac{Qt}{\tau} \int_0^t G(t', x_n) dt' - \frac{Q}{\tau} \int_0^t t' G(t', x_n) dt'$$

Dès lors, tant que le système étudié demeure paramétrisable par un système d'équations linéaires à coefficients constants, la réponse générale à tout type de forçage peut être reconstruite.

En cas de coefficients variables, une approximation raisonnable de la réponse du système peut être obtenue si l'hydrodynamique du système varie lentement par rapport au forçage.

CONCLUSIONS GENERALES

Les investigations géologiques et hydrogéologiques réalisées dans le cadre de cette thèse ont permis d'identifier et de caractériser plusieurs phénomènes contribuant à une meilleure compréhension du comportement hydrogéologique du massif de Boine.

Trois unités hydrogéologiques ont été définies sur base des caractéristiques lithologiques et structurales du massif calcaire ainsi que sur base des chroniques limnimétriques et piézométriques. La présence de ces trois unités démontre le rôle de compartimentation hydrogéologique considérable joué par les interstratifications argileuses telles que le Membre de Flohimont.

Chaque unité hydrogéologique est caractérisée par la présence d'un "système-traçage" hautement transmissif présentant un degré d'interaction avec la nappe d'eau souterraine plus au moins prononcé selon l'unité et les conditions hydrogéologiques.

La très forte transmissivité du massif induit, dans un délai de 4 à 6 semaines après les périodes de recharge, un rabattement de la nappe dont le gradient devient proche de 0,1 %. En conséquence, comme l'a démontré l'étude des hydrogrammes, le massif de Boine contribue très peu au soutien du débit d'étiage de la Lesse.

Par ailleurs, l'étude du comportement du système de "la Lesse Souterraine" nous a permis de démontrer que les fluctuations piézométriques de la nappe d'eau souterraine pouvaient directement conditionner la limnimétrie de la rivière souterraine impliquant, qu'en milieu karstique, l'établissement d'une courbe de tarage, nécessitant l'unicité des couples "hauteurs d'eau-débits", peut être problématique. Si elle n'est pas prise en compte, cette contrainte, imposée par le terrain, risque d'affecter considérablement toutes les applications intégrant l'interprétation de chroniques de débits mesurés en grotte.

Grâce à l'ensemble des essais de traçage effectués sur ces systèmes, nous avons obtenus plusieurs données inédites comme : la précision du temps moyen de séjour de la Lesse au sein du massif de Boine (de 4 h à 25 h selon le débit de la Lesse), la démonstration de l'existence d'une connexion hydrogéologique entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud, l'identification du site de résurgence des eaux s'infiltrant au chantoir de la Laide Fosse et la quantification de la vitesse de transfert (10 m/h) de l'eau via les fissures à haute conductivité hydraulique de la zone épikarstique du massif de Boine.

En recoupant les informations issues des diverses méthodes d'investigation du système (limnimétrie, piézométrie, essais de traçage, analyses des paramètres physico-chimiques), nous avons proposé une évaluation du degré de fonctionnalité du système karstique de Han-sur-Lesse.

La dimension transmissive de chaque unité hydrogéologique a été modélisée à l'aide du modèle Otis (One dimensional Transport with Inflow and Storage) (Runkel, 1998). Les divers modèles réalisés nous permettent de conclure que cet outil propose une bonne approximation de la réponse du système à une sollicitation impulsionnelle rendant possible le dimensionnement de "systèmes-traçage" inaccessibles.

Selon les tests de sensibilité des paramètres, nous considérons ce type de modèle comme fiable dans une optique de dimensionnement des sections d'écoulement d'un "système traçage" assimilable à un drain unidimensionnel. La limite principale du modèle réside dans l'impossibilité de simuler le transport au sein d'un système présentant des dérivations.

Les diverses modélisations ont permis de mettre en évidence que les volumes d'eau peu mobiles générés par la géométrie complexe des axes de drainage des zones noyées pouvaient, par un simple processus d'emménagement temporaire et indépendamment de toute dilution, diminuer considérablement la concentration d'un soluté et donc atténuer l'intensité d'une éventuelle contamination.

En ce qui concerne l'étude des transferts verticaux au sein de la zone vadose, le massif de Boine constitue un site de choix de par l'accessibilité des zones de percolation d'eau à proximité de la zone épinoyée. Les premières expériences réalisées dans le cadre de cette thèse (débitmétrie et essais de traçage à partir de la surface) offrent des résultats très prometteurs. Dans une optique appliquée, cette approche est probablement la plus pertinente car elle permettrait de faire de considérables avancées dans la compréhension des processus de recharge des aquifères karstiques de Haute Belgique mais également de mieux estimer leur vulnérabilité.

En termes de perspective, il serait intéressant de mieux caractériser la dimension capacitive du massif de Boine. Cette approche demanderait néanmoins des investigations complémentaires nécessitant des moyens financiers nettement plus importants que ceux utilisés dans le cadre de cette thèse. Néanmoins des pistes peuvent être raisonnablement proposées.

L'insertion des données de levés géologiques superficiels et souterrains de Blockmans et Dumoulin (soumis, com.pers.) et des cotes altimétriques du réseau karstique actif (cotes limnimétriques, cotes piézométriques, points bas des plongées) au sein du modèle géologique tridimensionnel gOcad proposé par Henrion et al (2009) permettrait une meilleure visualisation de l'extension de ces niveaux argileux et de l'organisation hydrogéologique du système karstique de Hansur-Lesse. Peut-être permettrait-il de préciser le rôle imputable à ces niveaux argileux dans les processus de karstogenèse. Par exemple, dans quelle mesure la présence de la Formation des Terres d'Haus pourrait-elle contraindre le développement en profondeur d'une zone noyée hautement karstifiée comme le réseau de l'Au-Delà?

L'équipe de recherche du CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de l'ENSG (Ecole Nationale Supérieure de Géologie) de Nancy (France) effectue actuellement ces travaux de modélisation.

Les hypothèses quant à la fonctionnalité du système karstique pourraient être vérifiées au moyen d'une analyse systémique du milieu (Mangin, 1998, 2008). Cependant, ce type de traitement nécessitent de bien contraindre la totalité des débits du système et de s'assurer que ces données en traduisent bien le fonctionnement. L'application de ces méthodes nécessiterait l'obtention d'hydrogrammes couvrant toute la gamme de débits de la Lesse. Le jaugeage de la Lesse en crue pourrait être envisagé par la méthode de dilution de traceur ou par capteurs à ultrason doppler mais les conditions du terrain compliquent malgré tout la manipulation. En ce qui concerne l'acquisition de chroniques de débits en grotte, les conditions de terrain ne permettront sans doute pas l'acquisition de données satisfaisantes. En effet, outre l'influence de la piézométrie sur le comportement des rivières, les sections de jaugeage sont très variables en raison de l'envasement important du site lors des épisodes de crues et, surtout, de nombreux sites sont inaccessibles en période de hautes eaux.

Une caractérisation de la géométrie des réseaux inaccessibles pourrait également être envisagée via une méthode de simulation stochastique de système karstique (Pellerin et al., 2008; Henrion et al., 2010). Cette méthode permet de générer aléatoirement la géométrie de réseaux

karstiques à partir d'un réseau de fractures. Ce dernier est conçu à l'aide d'un modèle géologique construit à partir de données de terrain (densité de fractures, orientation, profondeur, extension). Des premiers essais de modélisation ont été effectués par l'équipe de recherche du CRPG (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de l'ENSG (Ecole Nationale Supérieure de Géologie) de Nancy à l'aide de l'outil ODSIM (Object-Distance Simulation Method) (Abasq et al., 2009 ; Henrion et al, 2009). L'objet modélisé est le cours souterrain de la Lesse et le réseau Touristique. Les premiers essais de modélisation offrent des résultats très prometteurs en générant un système karstique représentatif de la géométrie connue du réseau karstique de Han-sur-Lesse.

Je conclurai cette thèse en soulignant que ces sept années de terrain et de travail au sein du massif de Boine nous ont permis d'en constater la complexité. Nous espérons que cette étude hydrogéologique du massif de Boine ajoutera une petite pierre supplémentaire au vaste édifice que constitue la compréhension des systèmes karstiques.

BIBLIOGRAPHIE

OUVRAGES, PERIODIQUES, PROCEEDINGS ET RAPPORTS TECHNIQUES

- ABASQ L., HENRION V. ET CAUMON G. (2009) *Modélisation du système karstique d'Han-sur-Lesse*. Projet de laboratoire 2008-2009. Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy, France, 24 p.
- ATKINSON T.C., SMITH D.I., LAVIS J.J., WHITAKER R.J. (1973) Experiments in tracing underground waters in limestones. *J. Hydrol.*, 19, pp. 323 – 349.
- AVERBUCH O., LACQUEMENT F., MANSY J.L., SZANIAWSKI R. ET LEWANDOWSKI M. (2006) Déformations au front septentrional de la chaîne varisque : l'exemple des Ardennes franco-belges dans la région de Givet. *Géologie de la France*, 1-2, pp. 85-90.
- BARCHY L., DEJONGHE L. ET MARION J.M. (soumis) *Rochefort – Nassogne 59/3-4. Carte géologique de Wallonie*. Ed. Ministère de la Région Wallone.
- BASTIN J.P. (1989) Belvaux 88 : La traversée. Traversée en plongée du gouffre de Belvaux. *Lapiaz*, 7, pp. 23-27.
- BEAR J. ET VERRUIJT A. (1987) *Modeling groundwater flow and pollution*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 414 p.
- Behrens H., Benischke R., Bricelj M., Harum T., Käss W., Kosi G., Leditsky H.P., Leibundgut Ch., Maloszewski P., Maurin V., Rajner V., Rank D., Reichert B., Stadler H., Stichler W., Trimborn P., Zojer H. et Zupan M. (1992) Investigations with natural and artificial tracers in the karst aquifer of the Lurbach system (Peggau-Tanneben-Semriach, Austria) – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie. *6th International Symposium on Water Tracing, Karlsruhe, Transport Phenomena in Different Aquifers*, ATH ed., 43, pp. 9-158.
- BENCALA K.E. (1983) Simulation of solute transport in a mountain pool-and-riffle stream with a kinetic mass transfer model for sorption. *Water Resources Research*, 19(3), pp. 732-738.
- BENCALA K.E. ET WALTERS R.A. (1983) Simulation of solute transport in a mountain pool-and-riffle stream : a transient storage model. *Water Resources Research*, 19(3), pp. 718-724.
- BEVAN T.G. ET HANCOCK P.L. (1986) A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Journal of the Geological Society*, 143(2), pp. 355-362.
- BIRK S., GEYER T., LIEDL R. ET SAUTER M. (2005) Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers. *Ground Water*, 43(3), pp. 381-388.
- BLOCKMANS S. ET DUMOULIN V. (soumis) *Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2. Carte géologique de Wallonie*. Ed. Ministère de la Région Wallone.
- BONNIVER I., ROCHEZ G. ET HALLET V. (2010a) Hydrogéologie du massif de Boine (Han-sur-Lesse). Synthèse des essais de traçage réalisés dans le cadre d'une caractérisation hydrogéologique des calcaires givétiens du massif de Boine. *Eco-karst*, 81, pp. 1-4.
- BONNIVER I., ROCHEZ G. ET HALLET V. (2010b) Essais de traçage sur le système karstique du Chantoir de la Laide Fosse. *Regard*, 73, pp. 5-9.
- BOULVAIN F. ET COEN-AUBERT M. (1997) Le sondage de Focant: lithostratigraphie et implications structurales. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, 43, 74 p.
- BRAVARD J.P. ET PETIT F. (1997) *Les cours d'eau – Dynamique du système fluvial*. Masson et Armand Collin Ed., Paris, 221 p.

- BROCHET P. ET GERBIER N. (1968) L'évapotranspiration, aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. Monographie n°65 de la Météorologie Nationale, 67 p.
- BULTYNCK P. ET DEJONGHE L. (2001) Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1-2) (Lithostratigraphic scale of Belgium), pp. 39-68.
- CAMELBEEK T. ET VAN EYCK T. (1994) The Roer Valley Graben earthquake of 13 April 1992 and its seismotectonic setting. *Terra Nova*, 6(3), pp. 291-300.
- CAMELBEEK T. ET MEGHRAOUI M. (1996) Large Earthquakes in Northern Europe More Likely Than Once Thought. *EOS*, 77(42), pp. 405-409.
- CASTANY G. (1963) *Traité pratique des eaux souterraines*, Dunod, Paris, 657 p.
- CASTANY G. ET MARGAT J. (1977) *Dictionnaire français d'hydrogéologie*, BRGM Service Géologique National, Orléans, 569 p.
- CHAPRA S.C. ET CANALE R.P. (1988) *Numerical methods for engineers* (2nd Ed.) McGraw-Hill, NY, 812 p.
- CHATWIN P.C. (1971) On the interpretation of some longitudinal dispersion experiments. *J. Fluid. Mech.*, 48(4), pp. 689-702.
- COEN M. (1977) La klippe du Bois Niau. *Bull. Soc. Belge Geol.*, 86(1), pp. 41-44.
- COEN M. ET COEN-AUBERT M. (1971) L'Assise de Fromelennes aux bords sud et est du Bassin de Dinant et dans le Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. Belg.*, 94(1), pp. 5-20.
- DAVIS P.M., ATKINSON T.C. ET WIGLEY T.M.L. (2000) Longitudinal dispersion in natural channels : 2, The roles of shear flow dispersion and dead zones in the River Severn, U.K. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(3), pp. 355-371.
- DAY T.J. (1975) Longitudinal dispersion in natural channels. *Water Resources Research*, 11(6), pp. 909 – 918.
- DAUTREBANDE S., DEWEZ A., CASSE C., HENNEBERT P. (1999). Nitrates leaching at regional scale with EPIC : an implicit example of the hydrotope concept application. In : *Modelling of Transport Processes in Soils at various Scales in Time and Space*, Institute for Land and Water Management, ed. J. Feyen and K. Wiyo - KUL - Leuven (Belgium), 24-26 November 1999, pp.765-774.
- DE BROYER C., THYS G., FAIRON J. ET MICHEL G. (2002) *Atlas du Karst Wallon (Akwa), Inventaire cartographique des sites karstiques et des rivières souterraines de Wallonie*. DGRNE (Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement) – CWEPSS (Commission Wallonne d'Etude et de Protection des Sites Souterrains asbl. (<http://www.cwepss.org/atlasKarst.htm>).
- DE MARSILY G. (1986) Quantitative hydrogeology. Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press Ed., New-York, 440 p.
- DEFLANDRE G. (1986) *La grotte du Père Noël*. De la Meuse à l'Ardenne 2, Ed. Entre Ardenne et Meuse A.S.B.L., 56 p.
- DEFLANDRE G. (1989) Han-sur-Lesse et ses grottes. Les 100 plus belles photos de la Lesse secrète. Ed. Didier Hatier, Bruxelles, 156 p.

- DELABY S., VANDYCKE E., DEJONGHE L., QUINIF Y. ET DUBOIS Y. (2002) Le système karstique de la Grotte de Hotton (Belgique) : apport de l'étude structurale et cartographique à la karstogenèse et implication paléoseismologique. *Aardkundige Mededelingen*, 12, pp. 17-20.
- DELBROUCK R. (1971) Les phénomènes karstiques des régions de Han – Rochefort, Ed. L'Electron, Bruxelles, 55 p.
- DELBROUCK R. (1974) *Expérience de traçage des eaux souterraines de la Wamme et de la Lhomme*. Ministère de l'Agriculture, Serv. Hydraulique Agricole, District V, Namur, 127 p.
- DELVAUX DE FENFFE D. (1985). Géologie et tectonique du parc de Lesse et Lomme au bord Sud du bassin de Dinant (Rochefort, Belgique). *Bulletin de la Société belge de géologie*, 94(1), pp. 81-95.
- DELVAUX DE FENFFE D. (1989) Structures tardi- et post- hercyniennes dans le bord sud du Synclinorium de Dinant, entre Han-sur-Lesse et Beauraing (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112(2), pp. 317-325.
- DELVAUX DE FENFFE D. (1997). Post-Variscan right-lateral wrench faulting in the Ardenne Allochthon and the Variscan Front (Belgium). *Aardkundige Mededelingen*, 8, pp. 57-60.
- DELVAUX DE FENFFE D. (1998). Structure and tectonic evolution of the Lesse-et-Lomme region. *Spéléochronos*, n° hors-série, pp. 49-51.
- DUBOIS Y. (2001) Relations entre la fracturation, l'organisation des écoulements et la morphologie des conduits, à Mont Godinne (Belgique). *Geologica Belgica*, 4(3-4), pp. 231-239.
- DUPUIS C. (1992) Mesozoic kaolinized giant regoliths and Neogene halloysitic cryptokarsts: two striking paleoweathering types in Belgium. In: Schmitt et Gall, (éd.), *Mineralogical and Geochemical Records of paleoweathering*. ENSMP. *Mémoires des Sciences de la Terre*, 18, pp. 61-68.
- DUPUIS C. (1995). Karstic induced silcretes related to an upper palaeocene paleosurface in Northern France and Southern Belgium. *14th International Sedimentology Congress*, Recife, S8-6.
- FETTER C.W (1992) *Contaminant Hydrogeology*. MacMillan Publishing Co, New-York, 458 p.
- FETTER C.W. (2001) *Applied hydrogeology (4th Ed.)*, Prentice-Hall, Inc. Upper Saddle River, New Jersey, 598 p.
- FIELD M.S. (1999) *The Qtracer program for tracer-breakthrough curve analysis for karst and fractured-rock aquifers*. Rep. EPA/600/R-98/156a and Rep. EPA/600/R-98/156b, United States Environmental Protection Agency, Washington, D.C., 137p.
- FIELD M.S. (2002) The Qtracer2 program for tracer-breakthrough curve analysis for tracer tests in karstic aquifers and other hydrologic systems. Rep. EPA/600/R-02/01, United States Environmental Protection Agency, Washington, D.C., 179 p.
- FIELD M.S. AND NASH S.G. (1997) Risk assessment methodology for karst aquifers, 1, Estimating karst conduit-flow parameters. *Environ. Monitor. Assess*, 47, pp. 1-21.
- FIELD M.S. ET PINSKY, P.F. (2000) A two-region non-equilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers. *J. Contam. Hydrol.*, 44, pp. 329-351.
- FILIPPONI M., JEANNIN P.Y. ET TACHER L. (2009) Evidence of inception horizons in karst conduit networks. *Geomorphology*, 106, pp. 86-99.

- FORD D.C. ET WILLIAMS P. (1989) *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman Ed., London, 601 p.
- FORD T.D. ET CULLINGFORD C.H.D. (1976) *The Science of Speleology*. Academic Press, London, 593 p.
- FORIR H. (1897). Carte géologique de la Belgique « Houyet - Han-sur-Lesse » (n° 185). Commission géologique de Belgique.
- FOUCAULT A. ET RAOULT J.F. (1980) *Dictionnaire de géologie*. Masson, Paris, 334 p.
- GASPAR E. (1987 a) *Modern trends in tracer hydrology. Vol.I*. CRC Press. Bocan Raton, Fla, 145 p.
- GASPAR E. (1987 b) *Modern trends in tracer hydrology. Vol. II*. CRC Press. Bocan Raton, Fla, 137 p.
- GENTY D. ET DEFLANDRE G. (1998) Drip flow variations under a stalactite of the Père Noël cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *Journal of Hydrology*, 211, pp. 208-232.
- GEVAERTS H. (1970) Répertoire des pertes, cavernes, résurgences dans la vallée de la Lesse et de ses affluents. Professional Paper, 14, 129p. + annexes.
- GEYER T., BIRK S., LICHA T., LIEDL R. ET SAUTER M. (2007) Multitracer test approach to characterize reactive transport in karst aquifers. *Ground Water*, 45(1), pp. 36-45.
- GOLDSCHIEDER N. (2008) A new quantitative interpretation of the long-tail and plateau-like breakthrough curves from tracer tests in the artesian karst aquifer of Stuttgart, Germany. *Hydrogeol. J.*, 16 (7), pp. 1311-1317.
- GOTTARDI G. (1998) Polf: Two-dimensional finite-element model for predicting the areal flow of pollutant in confined and unconfined aquifers. *Computers and Geosciences*, 24(6), pp. 509-522.
- GOUISSET, Y. (1981) *Le karst superficiel: genèse, hydrodynamique et caractéristiques hydrauliques*. Univ. des Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, France, 218 p.
- GRANIER A. (1996) Evaporation des forêts. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 82, pp. 119-132.
- GRANIER A. BREDA N., BIRON P. ET VILLETTE S. (1999) A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological Modelling*. 116 (2-3), pp. 269-283.
- GRAY W.G. ET PINDER G.F. (1976) An analysis of the numerical solution of the transport equation. *Water Resources Research*, 12 (3), pp. 547-555.
- HARVEY J.W., WAGNER B.J. AND BENCALA K.E. (1996) Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface exchange. *Water Resources Research*, 32(8), pp. 2441-2451.
- HAUNS M., JEANNIN P.Y. ET ATTEIA O. (2001) Dispersion, retardation and scale effect in tracer breakthrough curves in karst conduits. *Journal of Hydrology*, 241(3-4), pp. 177-193.
- HAVRON C., VANDYCKE S. ET QUINIF Y. (2007) Interactivité entre tectonique méso-cénozoïque et dynamique karstique au sein des calcaires dévoniens de la région de Han-sur-Lesse (Ardenne, Belgique). *Geologica Belgica*, 10(1-2), pp. 93-108.

- HENRION V., ABASQ L., BONNIVER I. ET CAUMON G. (2009) Integrated characterization and modeling of cave network : application to the karstic aquifer of Han-sur-Lesse (Belgium). *29th GOCAD-meeting*, Nancy.
- HENRION V., CAUMON G. ET CHERPEAU N. (2010) ODSIM: An Object-Distance Simulation Method for Conditioning Complex Natural Structures. *Math Geosciences*, 42, pp. 911-924.
- HUBER W.C. (1993) Contaminant transport in surface water. In: Maidment D.R. (Ed.), *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, NY, pp 14-43.
- JACKMAN A.P., WALTERS R.A. AND KENNEDY V.C. (1984) Transport and concentration controls for chloride, strontium, potassium and lead in Uvas Creek, a small cobble-bed stream in Santa Clara County, California, USA, 2. Mathematical modeling. *Journal of Hydrology*, 75, pp. 111-141.
- JAMIER D. (1976) Interprétation des essais de traçage des eaux karstiques – Ann. Sc. Université de Besançon, 2^{ème} Colloque d'hydrogéologie en Pays Calcaire, Géologie, fasc. 25, 3^{ème} série, pp 229-240.
- JOBSON H.E. (1987) Estimation of dispersion and first-order rate coefficients by numerical routing. *Water Resources Research*, 23(1), pp. 169 – 180.
- KAISIN F. ET DE PIERPONT E. (1939) *Hydrogéologie des calcaires de la Belgique*. Monog. Sc. Nat., Soc. Scient. Bruxelles, 54, 109 p.
- KAUFMANN O., BINI A., QUINIF Y. ET TOGNINI P. (1999) Etude microscopique d'une altérite de type fantôme de roche. *Etudes de géographie physique*, Travaux 1999 – suppl. XXVIII, Cagap, Université de provence, pp. 159-164.
- KILPATRICK F.A. ET WILSON J.F. JR (1989) *Measurement of time travel and dispersion in streams by dye tracing*. USGS-TWRI reports, book 3, chap. A9, 27 p.
- KINZELBACH W. (1986) *Groundwater modelling: An introduction with Sample Programs in BASIC*. Elsevier, Amsterdam, 333 p.
- KIRALY L. (2002). Karstification and Groundwater. In: Gabrovšek, F. (Ed.), *Evolution of karst: from prekarst to cessation*. Postojna-Ljubljana, Založba ZRC, pp. 155-190.
- KIRALI L. ET SIMEONI G. (1971) Structure géologique et orientation des cavités karstiques : La grotte de « Chez le Brandt » (Jura, Neufchâtellois). *Bulletin de la Société Neufchâtelloise de Sciences Naturelles*, 94(1), pp. 91-97.
- KLIMCHOUK A.B. (2004). Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2(1), 13 p.
- KREFT A. ET ZUBER A. (1978) On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions. *Chem. Eng. Sci.* 33(11), pp. 1471-1480.
- KUYPERS J.P., DANHEUX CH., GOOSENS J. ET LEDERER F. (1972) Hydrologie souterraine par prospection directe : contribution à l'étude des karsts aquifères de Belgique. *Premier colloque national de plongée souterraine*, SCUCL-CTS-GBRS(L), Louvain, 29 novembre 1970, *Professional Paper*, 8.
- LACQUEMENT F. (2001) L'Ardenne varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. Ed. Société géologique du Nord, 29, 285p.
- LEPILLER M. ET MONDAIN P.H. (1986) Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. Mise en œuvre et interprétation. *Hydrogéologie*, n°1, pp. 33-52.

- LOUIS C. (1968) Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. Thèse, Université de Karlsruhe, 131 p.
- LOWE D. (1992) *The origin of limestone caverns : an inception horizon hypothesis*. PhD Thesis, Manchester Polytechnic, United Kingdom.
- LOWE D. (2000) Role of stratigraphic elements in speleogenesis : the speleo inception concept. In : Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N., Dreybrodt, W (Eds.), *Speleogenesis, evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville (Alabama), pp. 65-76.
- MACAR P. (1938) Contribution à l'étude morphologique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 61, pp. 224-237.
- MAIRE R. (1980) Elements de Karstologie physique, *Spélunca*, 3, 56 p.
- MALOSZEWSKI P., HARUM T. ET BENISCHKE R. (1992) Mathematical modelling of tracer experiments in the karst of Lurbach System. *Steirische Beiträge zur Hydrogeol.*, 43(3), pp. 116-143.
- MALOSZEWSKI P. ET ZUBER A. (1990) Mathematical modeling of tracer behavior in short-term experiments in fissured rocks. *Water Resources Research*, 26(7), pp 1517-1528.
- MALOSZEWSKI P. ET ZUBER A. (1992) On the calibration and validation of mathematical models for the interpretation of tracer experiments in groundwater. *Adv. Water Resour.*, 15, pp. 47 – 62.
- MANGIN A. (1974) Notion de systèmes karstiques, *Spelunca Mém.*, 8, pp. 65-68.
- MANGIN A. (1975) *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse de Docteur ès Sciences, Université de Dijon, (Ann.Spéol., 1974, 29, 3, pp 283-332; 1974, 29, 4, pp 99 495-601; 1975,30,1, pp 21-124).
- MANGIN A. (1982b) L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Reunion Monografica sobre el Karst, Larra*, pp. 141-157.
- MANGIN A. (1998) L'approche hydrogéologique des karsts. *Spéléochronos*, 9, pp. 3-26.
- MANGIN A. (2008) Caractérisation des propriétés des systèmes karstiques d'après l'étude des écoulements. *Colloque national d'hydrogéologie: Hydrogéologie et karst au travers des travaux de Michel Lepiller*, Orléans, 17 mai 2008.
- MARSAUD B. (1997) Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir de résultats expérimentaux. Thèse Université Paris XI Orsay, Editions BRGM, 301 p.
- MARTIN J. ET MCCUTCHEON STEVEN C. (1998) *Hydrodynamics and transport for water quality modeling*. Lewis, London, 794 p.
- MASSEI N., WANG H.Q., FIELD M.S., DUPONT J.P., BAKALOWICZ M. ET RODET J. (2006) Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer. *Hydrology Journal*, 14, pp. 849-858.
- MEUS PH. (1993) Hydrogéologie d'un aquifère karstique dans les calcaires carbonifères (Néblon-Anthisnes, Belgique). Apports des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstiques. Thèse de doctorat, Thèse fac. Des Sciences, Univ. Of Liège, Belgium, 323 p.
- MONTEITH J. (1965) Evapotranspiration and environment. In: *The state and movement of water in living organisms*. Cambridge University Press. XIXth Symposia of the Soc. For Exp. Biol., pp. 205-234.

- MORALES T., URIARTE J.A., OLAZAR M., ANTIGÜEDAD I. ET ANGULO B. (2010) Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *Journal of Hydrology*, 390, pp. 182-189.
- MULL D.S., LIEBERMANN T.D., SMOOT J.L. AND WOOSLEY L.H. (1988) *Application of dye-tracing techniques for determining solute-transport characteristics of ground water in karst terranes*, Rep. EPA 904/6-88-001, United States Environmental Protection Agency, Atlanta, Ga, 103 p.
- NOGAREDE P., REKK S., CORNET C. ET HALLET V. (2004) *Carte hydrogéologique de Wallonie – Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2*. Ed. Ministère de la Région Wallone.
- NORDIN C.F. AND TROUTMAN B.M. (1980) Longitudinal dispersion in rivers, the persistence of skewness in observed data. *Water Resources Research*, 16(1), pp. 123 – 128.
- PAUWELS M. (1988) Han-sur-Lesse: une plongée dans l'histoire. *Lapiaz*, n° hors série (Spécial Han), pp. 5-10.
- PAUWELS M. (1988) La traversée subaquatique – Explorations 85-86 en siphons. *Lapiaz*, n° hors série (Spécial Han), pp.19-26.
- PALMER A.N. (1974) Geologic influence on cave passage orientation in Ludington cave, Greenbarrier County, West Virginia. *Proceedings Of the West Virginia 4th Conference on Karst Geology and Hydrology*, West Virginia Geological Survey, pp. 33-40.
- PALMER A.N. (1975) The origin of maze caves. *NSS Bulletin*, 37, pp. 56-76.
- PALMER A.N. (1989) Stratigraphic and structural control of cave development and groundwater flow in the Mammoth Cave Area. In: White W.B., White E.L. (Eds.), *Karst Hydrology, Concepts from the Mammoth Cave Area*, Von Nostrand Reinhold, New-York, pp. 293-316.
- PELLERIN J., HENRION V. ET CAUMON G. (2008) Stochastic simulation of cave systems with ODSIM. In *Proc. 28th Gocad Meeting*, Nancy, France.
- PENMAN H.L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. London*, A193, pp. 120-146.
- PISSART A. (1962) Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du Sud-Ouest. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 85, pp.71-150.
- PUYOO S. (1976) *Étude hydrogéologique du massif karstique d'Arbas (Haute Garonne)*. Thèse présentée à l'Université Pierre-et-Marie-Curie, Géologie dynamique, Sciences de l'eau, 68p.
- QUINIF Y. (1977) Essai d'étude synthétique des cavités karstiques de Belgique. *Revue Belge de géographie*, 101(1-3), pp. 115-173.
- QUINIF Y. (1988) Structure hydrogéologique du massif de Boine. *Lapiaz*, n° hors série (Spécial Han), pp. 11-14.
- QUINIF Y. (1988b) Nouvelle topographie de la grotte de Han. *Lapiaz*, n° hors série (Spécial Han), pp. 15-18.
- QUINIF Y. (1998) Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31, pp. 1-11.
- QUINIF Y. (1999) Karst et évolution des rivières : le cas de l'Ardenne. *Geodynamica Acta*, 12(3-4), pp. 267-277.

- QUINIF Y. (1999b) Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, la tryptique de la karstification. *Etudes de géographie physique*, Travaux 1999 – Suppl. XXVIII, Capeg, Univ. de Provence, pp. 205-208.
- QUINIF Y., VANDYCKE S. ET VERGARI A. (1997) Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts créacés du Hainaut (Belgique). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(4), pp. 463-472.
- QUINIF Y. ET VANDYCKE, S. (2001) Les phénomènes karstiques de la région de Han-sur-Lesse – Rochefort (Belgique). *Bulletin d'Information du Bassin de Paris*, 38(1), pp. 6-19.
- QUINIF Y. ET BASTIN B. (1984) Topographie de la Salle du Dôme. *Speleoflash*, 145, pp. 7-12.
- QUINIF Y., VERGARI A., DOREMUS P., HENNEBERT M. ET CHARLET J.M. (1993) Phénomènes karstiques affectant le calcaire du Hainaut. *Bulletin de la Société belge de géologie*, 102, pp. 379-394.
- RAUCH H.W. ET WHITE W.B. (1970) Lithologic controls on the development of solution porosity in carbonate aquifers. *Water Resources Research*, 6, pp. 1175-1192.
- RAUCH H.W. ET WERNER E. (1974) Geological influence upon cave-passages orientation in Ludington Cave, Greenbrier County, West Virginia. *Proceedings of the 4th Conference on Karst Geology and Hydrology*, West Virginia Geological and Economic Survey, pp. 33-40.
- REICHERT P. AND WANNER O. (1991) Enhanced one-dimensional modeling of transport in rivers. *J. Hyd. Eng.*, 117, pp. 1165-1183.
- RENAULT P. (1970) *La formation des cavernes*. Presses Universitaires de France, Paris., 124 p.
- ROSSIER Y. ET KIRALY L. (1992) Effet de la dilution sur la détermination des dispersivités par interprétation des essais de traçage dans les aquifères karstiques. *Bull. du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, 11, pp. 1-15.
- RUNKEL R.L. (1998) One-dimensional transport with inflow and storage (OTIS) : a solute transport model for streams and rivers. USGS - Water -Resources Investigations Report, 98-4018, 73 p.
- RUNKEL R.L. ET BROSHEARS R.E. (1991) *One-dimensional transport with inflow and storage (OTIS): a solute transport model for small streams*. Boulder, Colo., University of Colorado, CADSWES Technical Report 91-01, 85 p.
- RUNKEL R.L. ET CHAPRA S.C. (1993) An efficient numerical solution of the transient storage equations for solute transport in small streams. *Water Resources Research*, 29(1), pp. 211-215.
- RUTHERFORD J.C. (1994) *River mixing*. John Wiley and sons, Chichester, England 347 p.
- SALOMON J.N. (2000) *Précis de karstologie*. Presses universitaires de Bordeaux, 250 p.
- SCHIESSER W.E. AND SILEBI C.A. (1997) *Computation transport phenomena: numerical methods for the solution of transport problems*. Cambridge University Press; Cambridge, 457 p.
- SCHNEGG P. & DOERFLIGER N. (2000) An inexpensive flow-through field fluorometer – Description de la méthode. <http://www-geol.unine.ch/geomagnetisme/tract.html>.
- SCHUDEL B., BIAGGI D., DERVEY T., KOZEL R., MÜLLER I., ROSS J.H. ET SCHINDLER U. (2002) *Einsatz künstlichen Tracer in der Hydrogeologie – Praxishilfe*. *Berichte des BWG*, Serie Geologie Nr.3. Egalement publié en français et en anglais.

SCUCL (1971) Bulletin d'Information du SCUCL, 39, 13 p.

SERVAIS A. (2006) *Contribution à l'étude hydrogéologique des calcaires givetiens du bassin versant de la Lesse* – Mémoire de Licence en sciences géologiques, Université Libre de Bruxelles, 89 p.

SMART, P.L. AND FRIEDERICH, H. (1986). Water movement and storage in the unsaturated zone of a maturely karstified carbonate aquifer, Mendip Hills, England. In: D. National Water Well Association, Ohio, Editor, *Proceedings of the Conference on Environmental Problems of Karst Terrains and their Solutions*, pp. 59–87.

SOROTCHINCKY C. (1939) Un accident tectonique éclairant la genèse de la salle du Dôme dans la grotte de Han. *Annales de la Société Scientifique de Bruxelles*, 59(2), pp. 97-106.

SOCIETE SPELEOLOGIQUE DE WALLONIE (S.S.W.) (1982), *Inventaire spéléologique de la Belgique*, S.S.W. asbl éd., Liège, 521 p.

SUKHODOLOV A.N., NIKORA V.I., ROWINSKI P.M. & CZERNUSZENSKO W. (1997) A case study of longitudinal dispersion in small lowland rivers. *Water Environ. Resour.*, 97, pp. 1246 – 1253.

SULLIVAN P.J. (1971) Longitudinal dispersion within a two-dimensional turbulent shear flow. *J.Fluid Mech.*, 49, pp. 551 – 576.

THACKSTON E.L. ET KRENKEL P.A. (1967) Longitudinal mixing in natural streams. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, American Society of Civil Engineers, 93, n° SA5, pp. 67-90.

THACKSTON E.L. ET SCHNELLE K.B. (1970) Predicting effects of dead zones on stream mixing. *Journal of the Sanitary Engineering Division*, American Society of Civil Engineers, 96, n° SA2, pp. 319-331.

THORNTHWAITE C.W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, pp. 55–94.

TIMPERMAN M. (1978) Les phénomènes karstiques de la vallée du Ry des Boyes et de la rive droite de la Lesse. Ecole Normal Charles Buls, section des Régents, 67 p.

TIMPERMAN M. (1985) Le mystère du gouffre de Belvaux. *De la Meuse à l'Ardenne*, 1, pp. 49-62.

TIMPERMAN M. (1987) La grotte de Han au fil des siècles (première partie). *De la Meuse à l'Ardenne*, 4, pp. 63-79.

TIMPERMAN M. (1987) La grotte de Han au fil des siècles (deuxième partie). *De la Meuse à l'Ardenne*, 5, pp. 27-40.

TIMPERMAN M. (1988) La grotte de Han au fil des siècles (troisième partie). *De la Meuse à l'Ardenne*, 6, pp. 33-50.

TIMPERMAN M. (1989). *La Grotte de Han au fil des Siècles*. Ed. Duculot, Gembloux, 66pp.

VALENTINE E.M. ET WOOD I.R. (1977) Longitudinal dispersion with dead zone. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 103, n° HY9, pp. 975-990.

VAN DEN BROECK E. , MARTEL E.A. ET RAHIR E. (1910) *Les cavernes et les rivières souterraines de Belgique (tome I)*. H. Lamertin, Bruxelles, 786 p. + annexes.

VANDYCKE S. (2002) Paleostress records in Cretaceous formations in NW Europe : extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous-Tertiary inversion tectonics. *Tectonophysics*, 357, pp. 119-136.

VERGARI A. (1998) Nouveau regard sur la spéléogénèse : le pseudo-endokarst du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, 31, pp. 12-18.

VERGARI A. ET QUINIF, Y. (1997) Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *Geodynamica Acta*, 10(4), pp. 175-187.

WALTHAM A.C. (1971) Controlling factors in the development of caves. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 13, pp. 73-80.

WILLIAMS, P.W. (1985). Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29, pp. 463-482.

WHITE W.B. ET DEIKE G.H. (1976) Hydraulic geometry of solution conduits. *Proc. 1976 Nat. Speleol. Soc. Convention*, pp. 57-60.

WOLFF H.J., RADEKE K.H. AND GELBIN D. (1979) Heat and mass transfer in packed beds, IV, Use of weighted moments to determine axial dispersion coefficients. *Chem. Eng. Sci.*, 34, pp. 101 – 107.

WORTHINGTON S.R.H. (1991) *Karst hydrology of the Canadian rocky mountains*. Ph.D. Dissertation. McMaster University, Hamilton, Ontario, Canada, 380 p.

WORTHINGTON, S.R.H., FORD, D.C. AND BEDDOWS, P.A. (2000) Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution. In: Klimchouk A., Ford D., Palmer A. and Dreybrodt W. (eds.), *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville: National Speleological Society, pp.463-472.

TOPOGRAPHIES DES RESEAUX KARSTIQUES

BASTIN J.P. ET PAUWELS M. (1988) *Croquis d'exploration du gouffre de Belvaux – Topographie de base*: Couteaux et Voisin (1959), Vandersleyen P. (1967) et Coen M. (1972).

COEN M. ET VAN HILLE M. (1972-1973) Topographie en plan de la Lesse Souterraine.

DAIX N., REMACLE L., ROCHEZ G. ET PIRE S. (2007-2010) *Topographie du Chantoir de Rostène*.

PAUWELS M (1987) Topographie du réseau de l'Au-Delà.

QUINIF Y. (1986) Topographie en plan de la grotte de Han et du réseau Sud.

QUINIF Y. (1987) Topographie de synthèse du réseau karstique de Han-sur-Lesse.

VANDERSLEYEN P. (1961-1962) Topographie en plan et en coupe du trou des Crevés.

VANDERSLEYEN P. ET C.Y.R.E.S. (1967) Topographie en plan et en coupe de la grotte du Père Noël.

SITES INTERNET

GEOMAGNETISM GROUP, University of Neuchâtel. Flow-trough field fluorimeters for tracer tests in hydrogeology. [en ligne]. Disponible sur: < <http://www-geol.unine.ch/geomagnetisme/tract.html> > (dernière consultation le 03/08/2011).

RESEAU FRANCOPHONE SUR L'EAU ET L'ASSAINISSEMENT. [**en ligne**]. Disponible sur: < <http://www.oieau.fr/ReFEA/>> (dernière consultation le 14/09/2011).

SPELEOCLUB AVALON VZW, The Avalon Site [**en ligne**]. Disponible sur: < <http://www.scavalon.be/>> (dernière consultation le 03/08/2011).

UIS COMMISSION ON KARST HYDROLOGY AND SPELEOGENESIS, Speleogenesis. [**en ligne**]. Disponible sur: < www.speleogenesis.info> (dernière consultation le 04/08/2011).

CWEPSS, Atlas du Karst Wallon (Akwa) [**en ligne**]. Disponible sur: < <http://www.cwepss.org/atlasKarst.htm>> (dernière consultation le 04/08/2011).

ANNEXES

Annexe 2 – Descriptif du matériel

Limnimétrie et piézométrie

Nom Type Marque	CDT - Diver Sonde pressiométrique Eijklkamp			Mini - Diver Sonde pressiométrique Eijklkamp			Baro- Diver Sonde pressiométrique Eijklkamp		
		Gamme	Précision		Gamme	Précision		Gamme	Précision
Paramètres	Niveau d'eau	0 m à 10 m	+/- 0,005 m	Niveau d'eau	0-5, 0-10 & 0-20 m	+/- 0,005 à 0,01 m*	Pression atmosphérique	1,5 m H ₂ O	+/- 0,005 m
	Température	- 20 à + 80 °C	+/- 0,1 °C	Température	- 20 à + 80 °C	+/- 0,1 °C	Température	- 20 à + 80 °C	+/- 0,1 °C
	Conductivité électrique	10 à 120 µS/cm	+/- 1 µS/cm						
Pas de temps	1 sec à 99 h			0,5 sec à 99 h			0,5 sec à 99 h		
Mémoire	16000 données			24000 données			24000 données		
Compensation	Baromètre externe			Baromètre externe			/		
Logiciel	Logger Data Manager (LDM)			Logger Data Manager (LDM)			Logger Data Manager (LDM)		

* selon la gamme de mesure

Nom Type Marque	Mini Troll Sonde pressiométrique In Situ		
		Gamme	Précision
Paramètres	Niveau d'eau	0-11, 0-21 & 0-70 m	+/- 0,2 ; 0,1 & 0,08 %
	Température	- 5 à + 50 °C	+/- 0,25 °C
Pas de temps	Programmable		
Mémoire	1 MB		
Compensation	Baromètre interne (câble)		
Logiciel	Win-Situ 4.0		

Mesure de débit

Nom Type Marque	Flo-Mate modèle 2000 Courantomètre Marsh-McBirney			
		Gamme	Résolution	Précision
Paramètres	Vitesse du courant	-0,15 à + 20 m/sec	0,01 m/sec	+/- 0,2 %
Mémoire	19 mesures			

Annexe 2 – Descriptif du matériel

Essais de traçage

Nom	Fluorimètre GGUN - FL30					
Type	Fluorimètre de terrain					
Marque	Groupe géomagnétisme Neuchâtel					
Paramètres		Gamme	Précision	Limite de détection	Seuil de saturation	Bruit de fond électronique
	Détection Uranine	/	/	10^{-3} µg/l	2500 mV	0,01 mV
	Détection Rhodamine	/	/	10^{-2} µg/l		
	Détection Naphtionate	/	/	10^{-1} µg/l		
	Turbidité	0,02 à 400 NTU	/	/	/	/
	Conductivité électrique	/	/	/	/	/
	Température	> 2 °C	+/- 0,1 °C	/	/	/
Pas de temps	5 sec minimum - programmable					
Mémoire	32 MB (Compact Flash)					
Logiciel	Fluo - Axiome Basic - Axiome Editor					

Nom	Préleveur échantillonneur portable 3700 Isco
Type	Préleveur échantillonneur d'eau
Marque	Isco
Nombre d'échantillons	24 de 1 litre maximum
Vitesse d'aspiration	0,76 m/sec à 3,1 m
Dénivellation	7,9 m
Pas de temps	Programmable

Annexe 3 : Photographies



1. Gouffre de Belvaux (GB) (Basses eaux)



2. Gouffre de Belvaux (GB) (Haute eaux)



3. Contournement de la zone noyée du GB via la drève aux Etançons



4. Salle D.Ameyer – R. de la Lesse souterraine – Photographie G. Rochez

Annexe 3 : Photographies



5. Salle du Corail (Réseau Sud) – Photographie G. Rochez



6. Galerie de l'Egout (Réseau Sud) – Photographie G. Rochez



7. Collecteur du réseau Sud (ColS) – Photographie G. Rochez



8. Installation d'un fluorimètre de terrain à la salle Cornet

Annexe 3 : Photographies



9. Salle d'Armes (SA) (R. Touristique) – Photo ©Patondel



10. Salle d'Embarquement (EMB) (R. Touristique) – Photo ©Patondel



11. Relevé d'un échantillonneur automatique (EMB)



12. Préparation des kits de matériel pour l'essai de traçage PN - RS

Annexe 3 : Photographies



13. Etude de la zone vadose – Collecteur auto-siphonnant (PN)



14. Salle de la Chambre à coucher (Grotte du PN)



15. Mesure du débit par empotement de la rivière de la grotte du PN



16. Equipement du regard de nappe de la grotte du PN

Annexe 3 : Photographies



17. Regard de nappe de la Grande Fontaine (GF)



18. Relevé des données enregistrées au GB – Retour à la voiture



19. Résultat de la recherche du regard de nappe du Coccyte



20. Trou de Han (TH) – Photographie ©Patondel

Annexe 4: Analyses chimiques



Faculté des Sciences Appliquées
Département d'Architecture, Géologie, Environnement & Constructions
Géotechnologies, Hydrogéologie, Prospection géophysique



Laboratoire d'hydrogéologie
Bernard BELOT, ingénieur technicien en chef
Tél.: 04/366.20.41 Fax: 04/366.22.02 E-mail : bbelot@ulg.ac.be

Projet
FUNDP

A l'attention de
Madame I. BONNIVER
F.U.N.D.P.

Référence ordinateur Echantillon.....	D4428 Rivière PN	D4429 HANsLESSE GB	D4430 HANsLESSE TH	D4431 HANsLESSE Pros	D4432 HANsLESSE Ours	D4433 HANsLESSE GF	D4434 SIPHON PN	D4435 PLUVIO PN	D4436 HANsLESSE DER	D4437 HANsLESSE T.Boine
Numéro de commande..	646	646	646	646	646	646	646	646	646	646
Date de prélèvement.	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008	11/01/2008
Conduct. 25°(µS/cm).	301,9	145,4	204,7	452,3	597	566	309,7	556	462	577
Résist. 25°(Ω-cm)..	3312	6878	4885	2211	1675	1767	3229	1799	2165	1733
pH.....	7,74	7,14	7,51	7,83	7,85	7,8	7,88	7,73	7,84	7,8
pHs (de saturation).	7,82	8,9	8,37	7,3	7,23	7,09	7,81	7,09	7,23	7,18
Indice de LANGELIER.	-0,08	-1,76	-0,86	0,53	0,62	0,71	0,07	0,64	0,61	0,62
Caractère.....	Agressif	Agressif	Agressif	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (°fr)	14,0	5,1	8,3	24,9	30,1	31,5	14,3	31,7	25,3	29,9
Dureté perman. (°fr)	3,1	2,6	3,2	3,1	8,4	4,9	3,1	2,8	2,9	6,4
Dureté tempor. (°fr)	10,9	2,5	5,1	21,8	21,7	26,6	11,2	28,9	22,4	23,5
TA (°fr.).....	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
TAC (°fr.).....	10,9	2,5	5,1	21,8	21,7	26,6	11,2	28,9	22,4	23,5
Ca++ (mg/L)....	47,43	14,89	26,50	83,71	101,73	112,20	48,21	105,37	96,82	104,91
(méq/L)...	2,37	0,74	1,32	4,18	5,08	5,60	2,41	5,26	4,83	5,23
Mg++ (mg/L)....	5,14	3,23	3,96	9,61	11,38	8,46	5,43	13,06	2,62	9,02
(méq/L)...	0,42	0,27	0,33	0,79	0,94	0,70	0,45	1,07	0,22	0,74
Na+ (mg/L)....	7,92	7,14	7,36	2,71	9,98	6,76	7,98	2,99	3,93	8,53
(méq/L)...	0,34	0,31	0,32	0,12	0,43	0,29	0,35	0,13	0,17	0,37
K+ (mg/L)....	1,63	1,61	1,53	0,43	2,73	0,92	1,58	0,31	0,38	1,23
(méq/L)...	0,04	0,04	0,04	0,01	0,07	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03
Fe+++ sol.(mg/L)....	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fer total (mg/L)....	3,58	3,92	0,23	0,23	1,60	0,09	0,92	0,40	0,12	0,14
Mn++ sol. (mg/L)....	0,004	<= 0,001	<= 0,001	0,001	0,010	0,002	0,001	0,001	<= 0,001	<= 0,001
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn++total (mg/L)....	0,78	0,64	0,02	0,04	0,07	0,00	0,15	0,07	0,01	0,00
NH4+ (mg/L)....	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100	<= 0,100
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl- (mg/L)....	14,90	13,56	14,19	6,53	19,55	14,72	15,40	5,24	8,27	18,85
(méq/L)...	0,42	0,38	0,40	0,18	0,55	0,42	0,43	0,15	0,23	0,53
SO4-- (mg/L)....	11,86	9,54	11,27	18,74	32,76	23,87	12,32	13,80	17,21	22,34
(méq/L)....	0,25	0,20	0,23	0,39	0,68	0,50	0,26	0,29	0,36	0,47
NO2- (mg/L)....	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NO3- (mg/L)....	14,45	16,17	18,25	0,98	51,65	5,39	14,26	0,75	0,84	29,60
(méq/L)...	0,23	0,26	0,29	0,02	0,83	0,09	0,23	0,01	0,01	0,48
F- (mg/L)....	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	0,22	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
H2PO4- (mg/L)....	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200	<= 0,200
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO3-- (mg/L)....	0,40	0,02	0,11	0,98	1,03	1,12	0,57	1,04	1,03	0,99
(méq/L)...	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03
HCO3- (mg/L)....	132,05	30,42	61,94	263,80	262,46	322,02	135,35	350,25	270,99	284,47
(méq/L)...	2,16	0,50	1,01	4,32	4,30	5,28	2,22	5,74	4,44	4,66
CO2 libre (mg/L)....	1,7	1,5	1,3	2,7	2,6	3,6	1,2	4,6	2,7	3,2
SiO2 (mg/L)....	5,68	6,06	5,65	4,08	6,79	5,87	5,98	3,58	3,98	6,16
Tot. cations (méq/L)	3,17	1,36	2,01	5,10	6,52	6,61	3,25	6,47	5,23	6,37
Tot. anions (méq/L)	3,07	1,34	1,93	4,94	6,39	6,34	3,16	6,22	5,07	6,17

Annexe 4: Analyses chimiques



Projet
FUNDP

Faculté des Sciences Appliquées
Département d'Architecture, Géologie, Environnement & Constructions
Géotechnologies, Hydrogéologie, Prospection géophysique



Laboratoire d'hydrogéologie
Bernard BELOT, ingénieur technicien en chef
Tél.: 04/366.20.41 Fax: 04/366.22.02 E-mail: bbelot@ulg.ac.be



A l'attention de
Madame I. BONNIVER
F.U.N.D.P.

Référence ordinateur	D4438
Echantillon.....	HANSLESSE
	Halage
Numéro de commande..	646
Date de prélèvement.	11/01/2008
Conduct. 25°(µS/cm).	428,3
Résist. 25°(Ω-cm)..	2335
pH.....	7,93
pHs (de saturation).	7,39
Indice de LANGELIER.	0,54
Caractère.....	Incrustant
Dureté totale (°fr)	22,8
Dureté perman. (°fr)	3,9
Dureté tempor. (°fr)	18,9
TA (°fr.).....	0,1
TAC (°fr.).....	18,9
Ca++ (mg/L)....	76,766
(méq/L)...	3,83
Mg++ (mg/L)....	8,932
(méq/L)...	0,73
Na+ (mg/L)....	5,254
(méq/L)...	0,23
K+ (mg/L)....	1,3
(méq/L)...	0,03
Fe+++ sol.(mg/L)....	0,025
(méq/L)...	0
Fer total (mg/L)....	2,54
Mn++ sol. (mg/L)....	0,029
(méq/L)...	0
Mn++total (mg/L)....	0,208
NH4+ (mg/L)....	<= 0.100
(méq/L)...	0
Cl- (mg/L)....	10,374
(méq/L)...	0,29
SO4-- (mg/L)....	22,533
(méq/L)....	0,47
NO2- (mg/L)....	<= 0.200
(méq/L)...	0
NO3- (mg/L)....	4,927
(méq/L)...	0,08
F- (mg/L)....	<= 0.200
(méq/L)...	0
H2PO4- (mg/L)....	<= 0.200
(méq/L)...	0
CO3-- (mg/L)....	1,072
(méq/L)...	0,04
HCO3- (mg/L)....	228,196
(méq/L)...	3,74
CO2 libre (mg/L)....	1,9
SiO2 (mg/L)....	7,85
Tot. cations (méq/L)	4,82
Tot. anions (méq/L)	4,62

Annexe 4: Analyses chimiques



FUNDP - NAMUR

Faculté des Sciences Appliquées
Département d'Architecture, Géologie, Environnement & Constructions
Géotechnologies, Hydrogéologie, Prospection géophysique



Laboratoire d'hydrogéologie
Bernard BELOT, ingénieur technicien en chef
Tél.: 04/366.20.41 Fax: 04/366.22.02 E-mail: bbelot@ulg.ac.be



A l'attention de
Mme I. Bonniver

Référence ordinateur Echantillon.....	D5231 TH	D5232 Chambre coucher	D5233 CO	D5234 pGF	D5235 pSafari	D5236 pBelvaux	D5237 GF	D5238 Crevés	D5239 SA	D5240 Puits SM
Numéro de commande..	684	684	684	684	684	684	684	684	684	684
Date de prélèvement..	21/08/2009	27/08/2009	17/08/2009	21/08/2009	21/08/2009	21/08/2009	21/08/2009	27/08/2009	21/08/2009	21/08/2009
Conduct. 25°(µS/cm).	194	496	171	331	506	282	532	259	465	600
Résist. 25°(Ω-cm)..	5149	2016	5862	3021	1976	3545	1880	3860	2151	1667
pH.....	7,80	8,05	7,94	8,14	8,33	8,21	8,11	8,09	8,32	8,24
pHs (de saturation)	8,32	7,49	8,44	7,70	7,28	7,76	7,37	7,88	7,42	7,27
Indice de LANGELIER.	-0,52	0,56	-0,50	0,44	1,05	0,45	0,74	0,21	0,90	0,97
Caractère.....	Agressif	Incrustant	Agressif	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (*fr)	7,9	20,1	6,6	15,4	26,0	13,4	22,8	11,9	21,7	25,1
Dureté perman. (*fr)	1,9	1,0	1,2	2,9	3,2	0,2	3,0	1,2	2,7	1,7
Dureté tempor. (*fr)	6,0	19,1	5,4	12,5	22,8	13,2	19,8	10,7	19,0	23,4
TA (*fr.).....	0,0	0,1	0,0	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
TAC (*fr.).....	6,0	19,1	5,4	12,5	22,8	13,2	19,8	10,7	19,0	23,4
Ca++ (mg/L)....	25,17	60,25	20,78	55,20	84,19	45,76	77,08	42,02	72,44	84,24
(méq/L)....	1,26	3,01	1,04	2,75	4,20	2,28	3,85	2,10	3,61	4,20
Mg++ (mg/L)....	3,74	12,30	3,35	3,89	12,00	4,83	8,66	3,34	8,87	10,00
(méq/L)....	0,31	1,01	0,28	0,32	0,99	0,40	0,71	0,27	0,73	0,82
Na+ (mg/L)....	8,79	3,37	8,21	7,38	9,94	10,10	8,04	8,56	7,27	5,70
(méq/L)....	0,38	0,15	0,36	0,32	0,43	0,44	0,35	0,37	0,32	0,25
K+ (mg/L)....	1,87	0,36	2,05	0,50	1,38	1,79	0,75	1,40	0,76	0,89
(méq/L)....	0,05	0,01	0,05	0,01	0,04	0,05	0,02	0,04	0,02	0,02
Fe+++ sol.(mg/L)....	<= 0,01	<= 0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01
(méq/L)....	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fer total (mg/L)....	0,80	0,07	0,29	0,02	0,53	0,17	0,13	0,23	0,08	0,35
Mn++ sol. (mg/L)....	<= 0,01	0,01	<= 0,01	0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01
(méq/L)....	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn++total (mg/L)....	0,10	0,02	0,07	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04
NH4+ (mg/L)....	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1
(méq/L)....	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl- (mg/L)....	14,10	5,80	12,33	12,03	13,04	8,05	13,49	14,12	12,03	7,55
(méq/L)....	0,40	0,16	0,35	0,34	0,37	0,23	0,38	0,40	0,34	0,21
SO4-- (mg/L)....	9,40	17,52	8,43	27,45	29,14	10,49	26,00	10,08	26,22	19,61
(méq/L)....	0,20	0,36	0,18	0,57	0,61	0,22	0,54	0,21	0,55	0,41
NO2- (mg/L)....	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20
(méq/L)....	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NO3- (mg/L)....	10,78	1,48	9,10	3,50	10,44	5,87	2,78	5,32	2,60	2,89
(méq/L)....	0,17	0,02	0,15	0,06	0,17	0,09	0,04	0,09	0,04	0,05
F- (mg/L)....	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	0,21	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20
(méq/L)....	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
H2PO4- (mg/L)....	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20
(méq/L)....	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO3-- (mg/L)....	0,25	1,42	0,31	1,14	3,20	1,41	1,69	0,87	2,61	2,68
(méq/L)....	0,01	0,05	0,01	0,04	0,11	0,05	0,06	0,03	0,09	0,09
HCO3- (mg/L)....	72,61	229,90	65,17	150,04	271,36	157,96	237,89	128,64	226,25	279,77
(méq/L)....	1,19	3,77	1,07	2,46	4,45	2,59	3,90	2,11	3,71	4,58
CO2 libre (mg/L)....	0,80	1,40	0,50	0,80	0,90	0,70	1,30	0,70	0,80	1,10
SiO2 (mg/L)....	2,63	1,59	1,85	2,61	3,18	2,58	1,98	2,64	3,68	1,96
Tot. cations (méq/L)	2,00	4,18	1,73	3,40	5,66	3,17	4,93	2,78	4,68	5,29
Tot. anions (méq/L)	1,97	4,36	1,76	3,47	5,71	3,18	4,93	2,84	4,73	5,34

Annexe 4: Analyses chimiques



FUNDP - NAMUR

Faculté des Sciences Appliquées
Département d'Architecture, Géologie, Environnement & Constructions
Géotechnologies, Hydrogéologie, Prospection géophysique



Laboratoire d'hydrogéologie
Bernard BELOT, ingénieur technicien en chef
Tél.: 04/366.20.41 Fax: 04/366.22.02 E-mail: bbelot@ulg.ac.be



A l'attention de
Mme I. Bonnier

Référence ordinateur Echantillon.....	D5241 Rivière PN	D5242 Siphon PN	D5243 Ours	D5244 GB	D5245 Halage	D5246 FSM	D5247 AffS
Numéro de commande..	684	684	684	684	684	684	684
Date de prélèvement.	27/08/2009	27/08/2009	27/08/2009	27/08/2009	27/08/2009	21/08/2009	17/08/2009
Conduct. 25°(µS/cm).	285	270	432	181	403	615	222
Résist. 25°(Ω-cm)..	3511	3706	2315	5534	2481	1625	4513
pH.....	8,20	8,29	8,17	8,14	8,31	8,21	8,23
pHs (de saturation).	7,83	7,89	7,46	8,46	7,64	7,31	8,13
Indice de LANGELIER.	0,37	0,40	0,71	-0,32	0,67	0,90	0,10
Caractère.....	Incrustant	Incrustant	Incrustant	Agressif	Incrustant	Incrustant	Incrustant
Dureté totale (*fr)	13,1	12,3	20,3	6,7	18,1	25,2	9,4
Dureté perman. (*fr)	1,6	1,7	2,6	1,5	3,8	2,3	1,5
Dureté tempor. (*fr)	11,5	10,6	17,7	5,2	14,3	22,9	7,9
TA (*fr.).....	0,1	0,1	0,2	0,0	0,2	0,2	0,1
TAC (*fr.).....	11,5	10,6	17,7	5,2	14,3	22,9	7,9
Ca++ (mg/L)...	44,04	41,27	70,56	20,91	56,56	79,07	30,57
(méq/L)...	2,20	2,06	3,52	1,04	2,82	3,95	1,53
Mg++ (mg/L)...	5,02	4,79	6,56	3,63	9,59	13,20	4,17
(méq/L)...	0,41	0,39	0,54	0,30	0,79	1,09	0,34
Na+ (mg/L)...	8,78	8,78	6,91	9,08	5,77	6,96	8,57
(méq/L)...	0,38	0,38	0,30	0,39	0,25	0,30	0,37
K+ (mg/L)...	1,65	1,61	0,87	2,06	0,44	0,52	1,89
(méq/L)...	0,04	0,04	0,02	0,05	0,01	0,01	0,05
Fe+++ sol.(mg/L)...	0,02	0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01	<= 0,01
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fer total (mg/L)...	0,40	26,50	0,42	0,27	1,07	0,03	0,17
Mn++ sol. (mg/L)...	<= 0,01	<= 0,01	0,01	0,01	0,01	<= 0,01	<= 0,01
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn+++total (mg/L)...	0,07	5,56	0,03	0,03	0,14	0,01	0,02
NH4+ (mg/L)...	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1	<= 0,1
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl- (mg/L)...	13,59	13,84	7,89	13,98	9,34	8,99	13,13
(méq/L)...	0,38	0,39	0,22	0,39	0,26	0,25	0,37
SO4-- (mg/L)...	10,67	10,48	24,63	9,11	34,61	29,40	10,02
(méq/L)...	0,22	0,22	0,51	0,19	0,72	0,61	0,21
NO2- (mg/L)...	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NO3- (mg/L)...	7,93	8,95	7,63	11,10	2,62	7,37	8,85
(méq/L)...	0,13	0,14	0,12	0,18	0,04	0,12	0,14
F- (mg/L)...	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H2PO4- (mg/L)...	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20	<= 0,20
(méq/L)...	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO3-- (mg/L)...	1,20	1,36	1,73	0,48	1,92	2,45	0,89
(méq/L)...	0,04	0,05	0,06	0,02	0,06	0,08	0,03
HCO3- (mg/L)...	137,66	126,38	212,22	62,37	170,34	274,16	94,44
(méq/L)...	2,26	2,07	3,48	1,02	2,79	4,49	1,55
CO2 libre (mg/L)...	0,60	0,50	1,00	0,30	0,60	1,20	0,40
SiO2 (mg/L)...	3,07	2,52	4,24	3,24	4,33	5,33	6,77
Tot. cations (méq/L)	3,03	2,87	4,38	1,78	3,87	5,35	2,29
Tot. anions (méq/L)	3,03	2,87	4,39	1,80	3,87	5,55	2,30

Liste des figures

<i>Fig. II.1 : Positionnement de ce travail par rapport aux trois principales approches scientifiques du karst (selon Marsaud, 1997 – modifié).</i>	22
<i>Fig.I.1 : Localisation du village de Han-sur-Lesse.</i>	29
<i>Fig.I.2 : Localisation de la Calestienne en région naturelle de Haute Belgique.</i>	30
<i>Fig.I.3 : Localisation des affluents de la Lesse dans la région de Han-sur-Lesse.</i>	30
<i>Fig.II.1 : Contexte géologique du synclinorium de Dinant (Bultynck et Dejonghe, 2001).</i>	31
<i>Fig.II.2 : Transect Nord-Sud de l'allochtone ardennais (Bultynck et Dejonghe, 2001)</i>	33
<i>Fig.II.3 : Localisation de Han-sur-Lesse au sein de la zone de virgation structurale de la vallée de la Meuse (Averbuch et al., 2006).</i>	34
<i>Fig.II.4 : Carte structurale du parc de Lesse et Lomme (Delvaux de Fenffe, 1985).</i>	37
<i>Fig.II.5 : Extrait de la nouvelle carte géologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blocmans et Dumoulin, soumis) – Localisation des failles longitudinales FL1, FL2 et FL3</i>	38
<i>Fig.II.6 : Extrait de la nouvelle carte géologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blocmans et Dumoulin, en cours) – Localisation des failles transversales FT1, FT2 et FT3</i>	39
<i>Fig.II.7 : Coupe schématique du pli-faille de la salle du Dôme (grotte de Han-sur-Lesse) décrit par Sorotchinsky (1939).</i>	39
<i>Fig.II.8 : Echelle stratigraphique de Belgique - Ere Paléozoïque.</i>	40
<i>Fig.II.9 : Vue aérienne du massif de Boine – Dépression étroite liée à l'affleurement du Membre de Flohimont – Image Google Earth – Image du 08 avril 2007.</i>	43
<i>Fig.II.10 : Colonne stratigraphique des formations affleurant au sein de l'anticlinal de Wavreille (d'après Havron et al, 2007 ; modifié selon les données de Blockmans et Dumoulin, en cours).</i>	46
<i>Fig.II.11 : Extrait de la nouvelle carte géologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Blockmans et Dumoulin, en cours) – Formations géologiques affleurant au sein de l'anticlinal de Wavreille.</i>	47
<i>Fig.III.1 : Délimitation du bassin versant étudié et de ses sous-bassins.</i>	49
<i>Fig.III.2 : Bassin versant du tronçon de Lesse traversant le massif de Boine – Fond géologique (Forir, 1897) Ancienne nomenclature des étages : Coblencien = Lochkovien, Praguien et Emsien inférieur ; Burnotien= Emsien supérieur ; Couvinien = Eifelien. – Nomenclature des axes de plis (Delvaux de Fenffe, 1985) – Topographie du réseau karstique de Han-sur-Lesse (Quinif, 1987).</i>	50
<i>Fig.III.3 : Extrait de la carte hydrogéologique de Wallonie Houyet – Han-sur-Lesse 59/1-2 (Nogarède et al. (2004)</i>	52
<i>Fig.IV.1 : Localisation des phénomènes karstiques recensés par l'atlas du karst wallon (De Broyer et al., 2002) en région naturelle de Haute Belgique.</i>	53
<i>Fig.IV.2 : Recoupement souterrain du méandre de la Lesse à Han-sur-Lesse.</i>	56
<i>Fig.IV.3 : Géométrie des joints préférentiellement karstifiés au sein du massif calcaire de Boine – D'après Havron et al., 2007.</i>	57
<i>Fig.IV.4 : Evolution tectonique et karstologique du massif calcaire de Boine à Han-sur-Lesse – D'après Havron et al., 2007 – T : régime tectonique T_a : Compression N-S, T_c : Compression NE-SW, T_d : Décrochement NE-SW, T_e : Extension N-S.</i>	58
<i>Fig.IV.5 : Modélisation géologique 3D de l'anticlinal de Wavreille (a) insertion des données de cartographie géologique (cartes et coupes) de Delvaux de Fenffe (1985) dans le geomodeleur gOcad, (b) interpolation des limites stratigraphiques, (c) modèle volumétrique 3D, (d) corrélation entre un horizon structural et le conduit d'écoulement principal suggérant l'existence d'un "horizon préférentiel de karstification" – Henrion et al., 2009.</i>	59
<i>Fig.IV.6 : Tracé souterrain du Membre de Flohimont à la cote altimétrique 155 m – Ce membre matérialise la limite entre la Formation de Mont d'Hairs et la Formation de Fromelennes.</i>	60

Liste des figures

<i>Fig.IV.7 : Différents réseaux du système karstique de Han-sur-Lesse – Topographie du réseau karstique de Han-sur-Lesse (Quinif, 1987) - La topographie du trou Picot n'est pas représentée sur cette figure.</i>	<i>63</i>
<i>Fig.IV.8 : Degrés d'activation I à IV du système karstique actif de la Lesse souterraine – Topographie de la Lesse Souterraine : Coen et Vandersleyen (1972-1973), topographie du réseau de l'Au-Delà : Pauwels (1987), topographie de la grotte de Han et du réseau Sud : Quinif (1987).</i>	<i>65</i>
<i>Fig.IV.9 : Conceptualisation du système karstique actif de la Lesse souterraine – Alternance de zones noyées et de tronçons de rivière souterraine – Schéma sans échelle.</i>	<i>66</i>
<i>Fig.IV.10 : Plan et profil topographiques de la partie explorée de la zone noyée du gouffre de Belvaux.</i>	<i>66</i>
<i>Fig.IV.11 : Schéma conceptuel des zones noyées du système karstique de Han-sur-Lesse – Schéma sans échelle.</i>	<i>68</i>
<i>Fig.IV.12 : Inondation progressive de la grotte de Han lors de la montée en crue de la Lesse (Débit supérieur à 25 m³/sec).</i>	<i>70</i>
<i>Fig.IV.13 : Topographie en plan du trou des Crevés.</i>	<i>71</i>
<i>Fig.IV.14 : Profil topographique du trou des Crevés (Vandersleyen, 1961-1962).</i>	<i>72</i>
<i>Fig.IV.15 : Topographie de la grotte du Père Noël.</i>	<i>73</i>
<i>Fig.IV.16 : Croquis de la position relative de la rivière et du regard sur la zone noyée de la grotte du Père Noël.</i>	<i>73</i>
<i>Fig.IV.17 : Localisation des regards de nappe au sein de la grotte de Han. – Topographie de la Lesse Souterraine : Coen et Van Hille (1972-1973), topographie du réseau de l'Au-Delà : Pauwels (1987), topographie de la grotte de Han et du réseau Sud : Quinif (1987).</i>	<i>74</i>
<i>Fig.IV.18 : Localisation des écoulements principaux par rapport aux particularités géologiques du massif de Boine.</i>	<i>78</i>
<i>Fig.IV.19 : Localisation des autres phénomènes karstiques étudiés dans le cadre de ce travail.</i>	<i>81</i>
<i>Fig.I.1 : Schéma d'organisation du karst du massif de Boine – Système de la Lesse souterraine.</i>	<i>85</i>
<i>Fig.I.2 : Processus fondamentaux gouvernant le comportement hydrogéologique du massif de Boine.</i>	<i>86</i>
<i>Fig.II.1 : Localisation des stations d'enregistrement au sein du bassin versant étudié (Fond géologique : Forir, 1897)</i>	<i>89</i>
<i>Fig.II.2 : Localisation des stations d'enregistrement au sein du massif de Boine – Trait rouge : Tracé du Membre de Flohimont à la cote altimétrique 155 m (Fond géologique : Blockmans et Dumoulin, 2010)</i>	<i>91</i>
<i>Fig. II.3 : Topographie en Z des sites de mesure – Méthode et précision.</i>	<i>92</i>
<i>Fig.II.4 : Précipitations et températures quotidiennes enregistrées à la station météorologique IRM de Han-sur-Lesse.</i>	<i>93</i>
<i>Fig.II.5 : Période de sécheresse enregistrée à la station météorologique de Han-sur-Lesse du 27/12/08 au 12/01/09.</i>	<i>94</i>
<i>Fig.II.6 : Evolution des quantités d'eau utile mensuelles pour les années 2008 et 2009.</i>	<i>97</i>
<i>Fig.II.7 : Localisation des stations de jaugeage de la Lesse en VB, GB et TH – Délimitation du bassin versant de la Lesse à l'amont du massif de Boine – Subdivision du bassin versant étudié en deux sous-bassins.</i>	<i>99</i>
<i>Fig.II.8 : Localisation de la station de jaugeage Aqualim de la Lesse à Resteigne.</i>	<i>101</i>
<i>Fig.II.9 : Courbe de tarage de la Lesse au village de Belvaux (VB) – FUNDP : valeurs de débit mesurées entre 0 et 4 m³/sec – Minitroll et Diver : type de sonde utilisé.</i>	<i>102</i>
<i>Fig.II.10 : Courbe de tarage de la Lesse au trou de Han (TH) – FUNDP : valeurs de débit mesurées entre 0 et 4 m³/sec – Minitroll et Diver : type de sonde utilisé.</i>	<i>103</i>
<i>Fig.II.11 : Courbe de tarage de la Lesse au gouffre de Belvaux (GB) – FUNDP : valeurs de débit mesurées entre 0 et 4 m³/sec – Minitroll : type de sonde utilisé.</i>	<i>104</i>
<i>Fig.II.12 : Second point d'inflexion avec dédoublement de la courbe de tarage de la Lesse au gouffre de Belvaux.</i>	<i>104</i>

Liste des figures

Fig.II.13 : Hydrogramme de la Lesse aux stations de jaugeage du village de Belvaux, du gouffre de Belvaux et du trou de Han – Année 2008.	107
Fig.II.14 : Hydrogramme de la Lesse aux stations de jaugeage du village de Belvaux, du gouffre de Belvaux et du trou de Han – Année 2009.	108
Fig.II.15 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/01/2008 au 30/06/2008.	111
Fig.II.16 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/07/2008 au 31/12/2008.	112
Fig.II.17 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/01/2009 au 30/06/2009.	113
Fig.II.18 : Chronique limnimétrique du système karstique actif de Han-sur-Lesse du 01/07/2009 au 31/12/2009.	114
Fig.II.19 : Cote altimétrique des plans d'eau en SA et CO pour un débit de la Lesse de 1,5 m ³ /sec au gouffre de Belvaux (Degré d'activation II du système karstique actif)	115
Fig.II.20 : Cote altimétrique des plans d'eau en SA et CO pour un débit de la Lesse de 10 m ³ /sec au gouffre de Belvaux (Degré d'activation IV du système karstique actif sans débordement du gouffre de Belvaux)	116
Fig.II.21 : Chroniques piézométriques enregistrées au sein du massif de Boine entre le 15/08/2008 et le 15/09/2008 –Période de basses eaux.	119
Fig.II.22 : Chroniques piézométriques enregistrées au sein du massif de Boine entre le 01/02/2009 et le 01/03/2009 –Période de hautes eaux.	119
Fig.II.23 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse à la salle Daniel Ameye (DA).	122
Fig.II.24 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse à la salle d'Armes (SA).	123
Fig.II.25 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse à la salle du Corail (CO).	124
Fig.II.26 : Influence de la piézométrie sur la limnimétrie de la Lesse en DA, SA et CO entre les mois de novembre 2005 et décembre 2009.	126
Fig.II.27 : Schéma piézométrique de basses eaux du massif de Boine.	128
Fig.II.28 : Interprétation du siphon d'entrée du trou des Crevés.....	129
Fig.II.29 : Schéma piézométrique de hautes eaux du massif de Boine.	131
Fig.II.30 : Evolution de la température de l'eau du système karstique de Han-sur-Lesse entre le 01/06/2008 et le 31/05/2009.	133
Fig.II.31 : Classification des eaux du système karstique de Han-sur Lesse sur base de leur conductivité électrique standard – GB: gouffre de Belvaux, CO: salle du Corail, TH: trou de Han, AffS: affluent du réseau Sud, PN (riv) rivière de la grotte du Père Noël,Crevés: siphon d'entrée du trou des Crevés, PN (siph): regard de nappe de la grotte du Père Noël, pGF: stalactite de la Grande Fontaine, Syn: arrivée d'eau de la salle des Synanthropes, Hal: regard de nappe du halage, Ours: puits de la fosse aux Ours, Pros: stalactite de la salle du Dôme, pSA: stalactite de la salle d'Armes, pPN: stalactite de la grotte du Père Noël, GF: regard de nappe de la Grande Fontaine, T de Boine: trou de Boine, FSM: fontaine Saint-Martin.	135
Fig.II.32 : Evolution de la limnimétrie, de la conductivité électrique standard et de la température pour les sites SA et CoLS du 26/10/2007 au 19/11/2007.	137
Fig.II.33 : Faciès hydrochimiques des eaux du système karstique de Han-sur-Lesse – Janvier 2008 – Période de hautes eaux.	138
Fig.II.34 : Faciès hydrochimiques des eaux du système karstique de Han-sur-Lesse – Août 2009 – Période de hautes eaux.	138
Fig.II.35 : Classification des systèmes karstiques actifs selon Atkinson et al. (1973) et Gaspar (1987b) modifié in Field (2002).	139

Liste des figures

Fig.II.36 : Localisation des systèmes karstiques ayant fait l'objet d'essais de traçage.	141
Fig.II.37 : Courbe de restitution type d'un essai de traçage (Meus, 1993).....	143
Fig.II.38 : Définition du temps moyen de séjour à partir de la distribution des temps de séjour (Meus, 1993). .	143
Fig.II.39 : Schématisation du fonctionnement type " boîte noire " du logiciel Qtracer2	146
Fig.II.40 : Mélange latéral et dispersion longitudinale – Distribution des concentrations de traceur en fonction de la distance parcourue pour une injection de traceur unique et centrale (Kilpatrick et Wilson, 1989).	149
Fig.II.41 : Site d'injection et dispositif d'échantillonnage des essais de traçage 2 à 5	154
Fig. II.42 : Définition du "système – traçage" GB – TH à partir des représentations schématiques du système karstique (Mangin, 1975) et du "système – traçage" (Lepiller et Mondain, 1986).	155
Fig.II.43 :Traçage n°2 – Degré d'activation 1 – Courbes de restitution du naphthionate à la salle d'Armes et à la salle d'Embarquement.	156
Fig.II.44 : Traçage n°3 – Degré d'activation 2 – Courbes de restitution du naphthionate à la salle d'Armes, à la salle d'Embarquement et à la Dérivation.....	158
Fig.II.45 : Comparaison entre la conceptualisation Qtracer2 de l'organisation des écoulements vers les sites Der et EMB et l'organisation réelle de ces écoulements pour un degré d'activation II du système karstique actif...	160
Fig.II.46 : Traçage n°4 – Degré d'activation 3 – Courbes de restitution du naphthionate à la salle d'Armes et à la salle d'Embarquement, à la Dérivation et au trou de Han.....	161
Fig.II.47 : Traçage n°5 – Degré d'activation 4 – Courbe de restitution de l'uranine au trou de Han.....	164
Fig.II.48 : salle d'Armes - Evolution des courbes de restitution en fonction du débit de la Lesse.....	167
Fig.II.49 : salle d'Embarquement - Evolution des courbes de restitution en fonction du débit de la Lesse.	167
Fig.II.50 : Salle d'Armes - Evolution des vitesses maximales et vitesses apparentes de transit en fonction du débit de la Lesse.	168
Fig.II.51 : Salle d'Embarquement - Evolution des vitesses maximales et vitesses apparentes de transit en fonction du débit de la Lesse.	169
Fig.II.52 : Salle d'Armes - Evolution de la section d'écoulement et de la dispersivité longitudinale en fonction du débit de la Lesse.	170
Fig.II.53 : Localisation des sites d'injection (trou des Crevés) et d'échantillonnage (grotte du Père Noël).	172
Fig.II.54 : Localisation du site d'injection au sein du trou des Crevés.....	173
Fig.II.55 : Localisation du site d'échantillonnage au sein de la grotte du Père Noël.	173
Fig.II.56 : Evolution du débit de la Lesse au village de Belvaux durant l'essai de traçage sur le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël"	174
Fig.II.57 : Courbe de restitution de l'uranine – Rivière de la grotte du Père Noël.	175
Fig.II.58 : Rivière de la grotte du Père Noël – Vasque à l'amont du site d'échantillonnage.....	176
Fig.II.59 : Localisation du site d'injection (grotte du Père Noël) et du site d'échantillonnage (réseau Sud) au sein du système karstique de Han-sur-Lesse	177
Fig.II.60 : Localisation du site d'injection au sein de la grotte du Père Noël.	178
Fig.II.61 : Localisation des sites d'échantillonnage et de la galerie de l'Egout au sein du réseau Sud.	179
Fig.II.62 : Corrélation entre l'augmentation du débit du collecteur du réseau Sud et la chute de conductivité électrique et de la température de l'eau témoignant du passage du second au troisième degré d'activation du système karstique actif.	180
Fig.II.63 : Courbe de restitution de l'uranine enregistrée à l'exutoire du réseau Sud.....	181
Fig.II.64 : Classification des systèmes karstiques actifs d'après Atkinson et al (1973) et Gaspar (1987 b).....	183
Fig.II.65 : Localisation du chanoir de la Laide Fosse et de ses sites de résurgence potentiels : la fontaine Saint-Martin, la résurgence du Rond Tienne et les résurgences d'Eprave.....	185
Fig.II.66 : Conditions hydrologiques lors des essais de traçage réalisés sur le chanoir de la Laide Fosse.....	186

Liste des figures

<i>Fig.II.67 : Courbes de restitution de l'uranine et du naphthionate enregistrées à la résurgence du Rond Tienne.</i>	187
<i>Fig.II.68 : Connexion hydrogéologique entre le chanoir de la Laide Fosse et la résurgence du Rond Tienne – Exportation des eaux infiltrées dans le nord du bassin versant étudié.</i>	189
<i>Fig.II.69 : Système karstique du ry de Boyes – résurgences potentielles.</i>	191
<i>Fig.II.70 : Localisation de la perte du ry de Boyes (hexagone rose) et des éventuels sites de résurgence – Levé géologique A. Servais (2006).</i>	192
<i>Fig.II.71 : Dispositif mis en place lors de l'essai de traçage entre la perte du Ry de Boyes et la grotte résurgence d'Herdal (stations 1 et 2), les résurgences du méandre recoupé (stations 3 et 4), la petite résurgence d'Herdal (fluocapteur en rive droite de la Lesse, et la résurgence du Ry de Boyes (fluocapteur dans le talweg du Ry de Boyes).</i>	193
<i>Fig.II.72 : Courbes de restitution du naphthionate à la grotte –résurgence d'Herdal (stations 1 et 2) et aux résurgences du méandre recoupé (station 3).</i>	194
<i>Fig.II.73 : Connexion hydrogéologique entre les pertes du ry de Boyes et la grotte-résurgence d'Herdal et les résurgences du méandre recoupé – Exportation des volumes d'eau infiltrés dans le sud du bassin versant étudié.</i>	196
<i>Fig.III.1 : Caractéristiques hydrogéologiques de la zone épikarstique (d'après Klimchouck, 2004 – modifié) – n : porosité, K : conductivité hydraulique.</i>	200
<i>Fig.III.2 : Localisation du laboratoire souterrain au sein de la grotte du Père Noël.</i>	200
<i>Fig. III.3 : Conditions de précipitations et de température durant le mois suivant l'injection de l'uranine dans l'épikarst (Données IRM).</i>	201
<i>Fig.III.4 :Traçage à partir de la surface - Localisation du site d'injection</i>	202
<i>Fig.III.5 : Paramètres des bilans hydrologiques visant à comparer les volumes d'eau infiltrés à partir de la surface et les volumes d'eau percolant au niveau de la stalactite active.</i>	203
<i>Fig.III.6 : Comparaison entre les précipitations moyennes, l'eau utile moyenne et les volumes d'eau de percolation à l'échelle mensuelle.</i>	204
<i>Fig.III.7 : Evolution du débit de la stalactite active en fonction des épisodes pluvieux (2008).</i>	205
<i>Fig.III.8 : Evolution du débit de la stalactite active en fonction des épisodes pluvieux (2008).</i>	205
<i>Fig.III.9 : Stalactite active de la Chambre à coucher - Courbe de restitution de l'uranine.</i>	206
<i>Fig.III.10 : Conceptualisation simplifiée du comportement hydrologique de l'épikarst.</i>	207
<i>Fig.IV.1 :Schéma conceptuel du comportement hydrogéologique du massif de Boine pour un degré d'activation II du système karstique actif – VB : village de Belvaux, GB : gouffre de Belvaux, CR : zone noyée d'entrée du trou des Crevés, PN : rivière et regard de nappe de la grotte du Père Noël, AffS : affluent du réseau Sud, ColS : collecteur du réseau Sud, DA : salle Daniel Ameye, SA : salle d'Armes, CO : salle du Corail, Dô : salle du Dôme, Hal : regard de nappe du Halage, GF : regard de nappe de la Grande fontaine, PED : Lesse à la station Pédalo, TH : Lesse à la station trou de Han.</i>	212
<i>Fig.I.1 : Localisation des zones noyées du cours souterrain de la Lesse – Fond géologique (Blockmans et Dumoulin, soumis) – Topographie du réseau karstique (Quinif, 1987).</i>	219
<i>Fig. II.1 : Evolution du débit de la Lesse au gouffre de Belvaux et de la turbidité aux différents sites d'échantillonnage durant l'essai de traçage n°1.</i>	221
<i>Fig.II.2 : Traçage n°1 – Localisation du site d'injection et des sites d'échantillonnage – Subdivision en sous-systèmes – Topographie : Quinif,1987.</i>	222
<i>Fig.II.3 : Traçage n°1 : Courbes de restitution de l'uranine aux sites GB, DA, AAD, SA et TH.</i>	223
<i>Fig.II.4 : Mélange latéral et dispersion longitudinale – Distribution des concentrations de traceur en fonction de la distance parcourue pour une injection de traceur unique et centrale (Kilpatrick et Wilson, 1989).</i>	226
<i>Fig.II.5 : Localisation des sites d'échantillonnage DA et AAd au sein du réseau de la Lesse Souterraine.</i>	227

Liste des figures

<i>Fig.II.6 : Localisation des sites d'échantillonnage GB, DA, AAD et SA par rapport à la distribution théorique (Kilpatrick et Wilson, 1989) des concentrations en traceur en fonction de la distance au point d'injection.....</i>	<i>228</i>
<i>Fig.II.7 : Traçage n°1 : Courbes de restitution mesurées et calculées pour un taux de restitution de 100 % - GB : gouffre de Belvaux ; DA : salle Daniel Ameye, AAD : amont du réseau de l'Au-Delà, SA : salle d'Armes, TH : trou de Han.....</i>	<i>229</i>
<i>Fig.III.1 : Schéma conceptuel des zones noyées du système karstique de Han-sur-Lesse.</i>	<i>234</i>
<i>Fig.IV.1 : Processus d'emménagement temporaire – (a) volumes d'eau stagnante – (b) écoulement lent au travers du matériau poreux du lit de la rivière (Runkel, 1998).....</i>	<i>237</i>
<i>Fig.IV.2 : Modèle Otis – Processus affectant le conduit principal et la zone d'emménagement.</i>	<i>238</i>
<i>Fig.IV.3 : Subdivision du système en N segments – QSTART : débit à l'amont du système, USBC : introduction du soluté dans le modèle, QLATIN : débit latéral entrant, CLATIN : concentration en soluté du débit entrant, QLATOUT : débit latéral sortant (d'après Runkel, 1998).</i>	<i>241</i>
<i>Fig.IV.4 : Dénomination des segments et des interfaces entre segments (Runkel, 1998).....</i>	<i>241</i>
<i>Fig.IV.5 : Regroupement des segments à paramètres constants en reaches – DELTAX_j : longueur des segments constituant le reach j, RCHLEN_j : longueur du reach j (Runkel, 1998).</i>	<i>242</i>
<i>Fig.IV.6 : Condition à la limite amont – Introduction du soluté dans le modèle (Runkel, 1998).</i>	<i>243</i>
<i>Fig.IV.7 : Différents type de conditions à la limite amont du modèle – C_{BC} concentration à l'entrée du modèle au temps i, t_i : temps de mise à jour de la concentration à l'entrée du système imposé par l'utilisateur (d'après Runkel, 1998, modifié).</i>	<i>244</i>
<i>Fig.IV.8 : Condition à la limite aval du modèle.....</i>	<i>244</i>
<i>Fig.V.1 : Cours souterrain de la Lesse – Alternance de sous-systèmes de type "zone noyée" (GB-DA et AAD-SA), de type "rivière souterraine" (DA-AAD) et de type "mixte" (SA-TH) – Schéma sans échelle.</i>	<i>245</i>
<i>Fig.V.2 : Modèle conceptuel Otis des sous-systèmes "zone noyée"</i>	<i>246</i>
<i>Fig.V.3 : Lesse Souterraine :Localisation des sections mesurées dans des conditions de débit de la Lesse de 0,7 m³/sec.</i>	<i>247</i>
<i>Fig.V.4 : Modèle conceptuel Otis des sous-systèmes "rivière"</i>	<i>248</i>
<i>Fig.VI.1 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "zone noyée" GB-DA.....</i>	<i>253</i>
<i>Fig.VI.2 : Modélisation Otis du sous-système "zone noyée" GB-DA – Calibration des paramètres A, A_S, α, α_L et D_L.</i>	<i>254</i>
<i>Fig.VI.3 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "rivière" DA-AAD.</i>	<i>255</i>
<i>Fig.VI.4 : Modélisation Otis du sous-système "rivière" DA - AAD – Calibration des paramètres A, α_L et D_L.....</i>	<i>255</i>
<i>Fig.VI.5 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "zone noyée" AAD-SA.</i>	<i>256</i>
<i>Fig.VI.6 : Modélisation Otis du sous-système "zone noyée" AAD - SA – Calibration des paramètres A, A_S, α, α_L et D_L.....</i>	<i>257</i>
<i>Fig.VI.7 : Courbes de restitution modélisée et expérimentale pour le sous-système "mixte" SA-TH.....</i>	<i>258</i>
<i>Fig.VI.8 : Modélisation Otis du sous-système "mixte" SA-TH – Calibration des paramètres A, A_S, α, α_L et D_L. ...</i>	<i>258</i>
<i>Fig. VI.9 :Sous-système GB-DA – Test de sensibilité des paramètres A, D_L, A_S et α.</i>	<i>262</i>
<i>Fig. VI.10 : Sous-système AAD-SA – Test de sensibilité des paramètres A, D_L, A_S et α.</i>	<i>263</i>
<i>Fig. VI.11 : Sous-système GB-DA: comparaison des courbes de restitution pour deux gammes de dispersion (D_L) et dispersivité longitudinale (α_L).....</i>	<i>264</i>
<i>Fig. VI.12 :Pic de restitution secondaire enregistré à la salle d'Armes.....</i>	<i>265</i>
<i>Fig. VI.13 : Topographie du réseau de l'Au-Delà – S3 à S6: dénomination des zones noyée (Pauwels, 1987). ...</i>	<i>265</i>
<i>Fig.VI.14 : Construction du modèle Otis du cours souterrain de la Lesse – (a) Représentation de l'alternance de sous-systèmes de type "zone noyée" (GB-DA et AAD-SA), "rivière" (DA-AAD) et "mixte" (SA-TH) – (b)</i>	

Liste des figures

<i>Conceptualisation du cours souterrain de la Lesse en quatre reaches correspondant chacun à un sous-système.</i>	266
<i>Fig.VI.15 : Résultats de la modélisation Otis pour le système complet de la Lesse souterraine</i>	268
<i>Fig.VI.16 : Seconde calibration du modèle Otis pour les courbes de restitution DA, AAD et SA du traçage n°1 (Débit : 0,7 m³/sec).</i>	270
<i>Fig.VI.17 : Modélisation Otis des courbes de restitution de traceur à la salle d'Armes pour des conditions de débit de la Lesse de 0,7 m³/sec, 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec.</i>	271
<i>Fig.VI.18 : Résultats de la modélisation Otis des courbes de restitution de traceur à la salle d'Armes pour des conditions de débit de la Lesse de 0,7 m³/sec, 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec - A : section du conduit principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, α_L : dispersivité longitudinale, D : coefficient de dispersion longitudinale, q_{LIN} : débit latéral entrant, q_{LOUT} : débit latéral sortant, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange avec la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.</i>	272
<i>Fig.VII.1 : Essai de traçage sur le système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" - Localisation des sites d'injection et d'échantillonnage</i>	276
<i>Fig.VII.2 : Résultats de la modélisation Otis pour le système karstique "trou des Crevés – grotte du Père Noël".</i>	278
<i>Fig.VII.3 : Résultats de la modélisation Otis du système "trou des Crevés – grotte du Père Noël"- Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.</i>	279
<i>Fig.VII.4 : Essai de traçage sur le système "grotte du Père Noël – réseau Sud" - Localisation des sites d'injection et d'échantillonnage</i>	281
<i>Fig.VII.5 : Conceptualisation du système karstique actif développé entre la grotte du Père Noël et le réseau Sud – PN : rivière de la grotte du Père Noël, CO : salle du Corail, SYN : salle des Synanthropes, ColS : Collecteur du réseau Sud, Q_{in} : débit entrant, Q_{out} : Débit sortant.</i>	282
<i>Fig.VII.6 : Courbe de restitution de l'uranine au réseau Sud dans des conditions de débit variable.</i>	284
<i>Fig.VII.7 : Hydrogrammes de la rivière de la grotte du Père Noël, de la nappe d'eau souterraine, de la galerie de l'Egout et de l'exutoire du réseau Sud durant la période de restitution.</i>	285
<i>Fig.VII.8 : Courbe de restitution modélisée pour le système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud"</i>	287
<i>Fig.VII.9 : Calibration du modèle Otis par ajustement "essai-erreur" de la courbe de restitution théorique sur les données expérimentales enregistrées durant les deux périodes de désactivation de la galerie de l'Egout.</i>	288
<i>Fig.VII.10 : Résultats de la modélisation Otis pour le système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud" - Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.</i>	290

Liste des figures

<i>Fig.VII.11 : Contexte hydrogéologique du chantoir de Rostène.</i>	<i>293</i>
<i>Fig.VII.12 : Topographie du chantoir de Rostène – Site d'injection, mesures de débit.....</i>	<i>294</i>
<i>Fig.VII.13 : Conceptualisation du contexte hydrogéologique du système karstique du chantoir de Rostène.</i>	<i>295</i>
<i>Fig.VII.14 : Courbe de restitution de l'uranine enregistrée à la source de Bouvignes.</i>	<i>296</i>
<i>Fig.VII.15 : Modélisation Otis - Modèle conceptuel du système karstique "chantoir de Rostène – source de Bouvignes" – Q_{in} : Débit au site d'injection, Q_{out} : débit au site d'échantillonnage, $Q_{Lat in}$: Débit latéral entrant.</i>	<i>298</i>
<i>Fig.VII.16 : Courbe de restitution modélisée pour le système karstique "chantoir de Rostène – source de Bouvignes".</i>	<i>298</i>

Liste des tableaux

<i>Tabl. II.1 : Différentes phases de l'étude d'un aquifère karstique (d'après Marsaud, 1997 – modifié) – En rouge: Méthodologies appliquées au massif de Boine.</i>	25
<i>Tabl. II.1 : Dispositif instrumental permanent déployé au sein du bassin versant étudié.</i>	90
<i>Tabl. II.2 : Facteur correctif K pour la latitude 50° Nord (Brochet et Gerbier, 1968).</i>	95
<i>Tabl. II.3 : Moyennes mensuelles des précipitations, températures, ETP, ETR et EU pour les années 2008 et 2009.</i>	96
<i>Tabl. II.4 : Débits mesurés par la méthode d'investigation des champs de vitesse aux stations de jaugeage du village de Belvaux, du gouffre de Belvaux et du trou de Han.</i>	100
<i>Tabl. II.5 : Conductivité électrique standard des eaux du système karstique de Han-sur-Lesse – GB: gouffre de Belvaux, CO: salle du Corail, TH: trou de Han, AffS: affluent du réseau Sud, PN (riv) rivière de la grotte du Père Noël, Crevés: siphon d'entrée du trou des Crevés, PN (siph): regard de nappe de la grotte du Père Noël, pGF: stalactite de la Grande Fontaine, Syn: arrivée d'eau de la salle des Synanthropes, Hal: regard de nappe du halage, Ours: puits de la fosse aux Ours, Pros: stalactite de la salle du Dôme, pSA: stalactite de la salle d'Armes, pPN: stalactite de la grotte du Père Noël, GF: regard de nappe de la Grande Fontaine, T de Boine: trou de Boine, FSM: fontaine Saint-Martin.</i>	134
<i>Tabl. II.6 : Notations et unités (L : unité de longueur, M : unité de masse, T : Unité de temps).</i>	147
<i>Tabl. II.7 : Résultats des essais de traçage n°2 à n°5. Paramètres d'écoulement et de transport calculés à l'aide du logiciel Qtracer2 (Field, 2002) – SI : site d'injection, Q moyen : débit moyen de la Lesse en GB, SE : site d'échantillonnage, x : distance, T_{PA} : temps de première arrivée, V_{max} : vitesse maximale, T_{mod} : temps modal, C_{max} : concentration maximale, T_{Moyen} : temps moyen de séjour, V_{app} : vitesse apparente de transit, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, T_r : durée de la restitution, TR : taux de restitution, AI : accuracy index, V : volume, A : section, Pe : nombre de Peclet, N_r : nombre de Reynolds.</i>	166
<i>Tabl. II.8 : Résultats de l'essai de traçage n°6 sur le système karstique " trou des Crevés – grotte du Père Noël " – Paramètres d'écoulement et de transport calculés à l'aide du logiciel QTracer2 (Field, 2002) – SI : site d'injection, Q moyen : débit moyen de la Lesse en GB, SE : site d'échantillonnage, x : distance, T_{PA} : temps de première arrivée, V_{max} : vitesse maximale, T_{mod} : temps modal, C_{max} : concentration maximale, T_{Moyen} : temps moyen de séjour, V_{app} : vitesse apparente de transit, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, T_r : durée de la restitution, TR : taux de restitution, AI : accuracy index, V : volume, A : section, Pe : nombre de Peclet, N_r : nombre de Reynolds.</i>	175
<i>Tabl. II.9 : Résultats de l'essai de traçage sur le système karstique "grotte du Père Noël – réseau Sud " – Paramètres d'écoulement et de transport calculés à l'aide du logiciel QTracer2 (Field, 2002) – SI : site d'injection, Q moyen : débit moyen de la Lesse en GB, SE : site d'échantillonnage, x : distance, T_{PA} : temps de première arrivée, V_{max} : vitesse maximale, T_{mod} : temps modal, C_{max} : concentration maximale, T_{Moyen} : temps moyen de séjour, V_{app} : vitesse apparente de transit, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, T_r : durée de la restitution, TR : taux de restitution, AI : accuracy index, V : volume, A : section, Pe : nombre de Peclet, N_r : nombre de Reynolds.</i>	182
<i>Tabl. II.10 : Mesures de conductivité électrique au chanoir de la laide Fosse et à la résurgence du Rond Tienne.</i>	186
<i>Tabl. II.11 : Résultats des essais de traçage effectués sur le système karstique de la Laide Fosse.</i>	187
<i>Tabl. II.12 : Résultats de l'essai de traçage entre la perte du ry de Boyes et la grotte résurgence d'Herda (stations 1 et 2), les résurgences du méandre recoupé (stations 3 et 4), la petite résurgence d'Herda(Fluocapt. 1) et la résurgence du ry de Boyes (Fluocapt. 2).</i>	195
<i>Tabl. II.1 : Résultats de l'essai de traçage n°1 – Qtracer 2 (Field, 2002).</i>	226
<i>Tabl. II.2 : Modélisation Qtracer2 des courbes de restitution corrigées.</i>	231

Liste des tableaux

<i>Tabl. V.1 : Sections du cours souterrain de la Lesse mesurées au sein du sous-système DA-AAD pour un débit de la Lesse au gouffre de Belvaux de 0,7 m³/sec.</i>	<i>247</i>
<i>Tabl. VI.1 : Discrétisation des sous-systèmes – Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q : débit, USBC : condition à la limite amont, C.C. : Concentration-continuous, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A : section de la zone d'écoulement principal, A_S : section de la zone d'emménagement, α : coefficient d'échange avec la zone d'emménagement, Cste : constante.</i>	<i>251</i>
<i>Tabl. VI.2 : Résultats de la modélisation Otis des systèmes GB-DA, DA-AAD, AAD-SA et SA-TH considérés isolément – Q : Débit, A : section, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, q_{LIN} : débit latéral entrant, q_{LOUT} : débit latéral sortant, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total de la zone d'écoulement, α : coefficient d'emménagement, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.</i>	<i>259</i>
<i>Tabl. VI.3 : Valeurs des paramètres introduits dans le test de sensibilité pour le sous-système GB – DA – x: valeur optimale calculée, A: section d'écoulement principal, D_L: coefficient de dispersion longitudinale, A_S: section d'emménagement temporaire, α: coefficient d'emménagement temporaire – en vert: gamme d'erreur pour chaque paramètre.</i>	<i>261</i>
<i>Tabl. VI.4 : Valeurs des paramètres introduits dans le test de sensibilité pour le sous-système AAD – SA – x: valeur optimale calculée, A: section d'écoulement principal, D_L: coefficient de dispersion longitudinale, A_S: section d'emménagement temporaire, α: coefficient d'emménagement temporaire – en vert: gamme d'erreur pour chaque paramètre.</i>	<i>261</i>
<i>Tabl. VI.5 : Discrétisation du système complet -Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, USBC : condition à la limite amont, C.C.: Concentration-continuous, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, ZN : zone noyée, RS : rivière souterraine, M : mixte, A : section, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total de la zone d'écoulement, α : coefficient d'emménagement, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.</i>	<i>267</i>
<i>Tabl. VI.6 : : Discrétisation du système de la Lesse souterraine entre le gouffre de Belvaux et la salle d'Armes pour des débits de la Lesse de 0,7 m³/sec, 0,9 m³/sec et 1,4 m³/sec – NREACH : nombre de reaches ; NSEG : nombre de segments, SEGLEN : longueur des segments, RCHLEN : longueur des reaches ; PRTLOC : localisation des sites d'échantillonnage.</i>	<i>270</i>
<i>Tabl. VI.7 : Proportion relative des zones d'écoulement principal et des zones d'emménagement temporaire au sein des zones noyées.</i>	<i>273</i>
<i>Tabl. VII.1 : Discrétisation du système "trou des Crevés – grotte du Père Noël" – Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, α_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.</i>	<i>277</i>

Liste des tableaux

<i>Tabl. VII.2 : Modélisation Otis du système grotte du Père Noël – réseau Sud - Discrétisation du système - Nreach : nombre de reaches, Lreach : longueur du reach, Nseg : nombre de segments, Lseg : longueur de segment, Δt : pas de temps d'intégration, Q_{LIN} : débit latéral entrant, Q_{LOUT} : débit latéral sortant, Q : débit, A : section d'écoulement principal, VOL : volume de la zone d'écoulement principal, a_L : dispersivité longitudinale, D_L : coefficient de dispersion longitudinale, A_S : section de la zone d'emménagement temporaire, VOL_S : volume de la zone d'emménagement temporaire, VOL_T : volume total du système tracé, α : coefficient d'échange entre la zone d'écoulement principal et la zone d'emménagement temporaire, C_r : nombre de Courant numérique, P_e : nombre de Peclet numérique.</i>	<i>286</i>
<i>Tabl. VII.3 : Résultats de l'essai de traçage du système karstique "chantoir de Rostène – source de Bouvignes".</i>	<i>296</i>
<i>Tabl. VII.4 : Résultats de la modélisation Otis pour le système karstique "chantoir de Rostène – source de Bouvignes" – Tronçon = reach.....</i>	<i>299</i>

