

**KONINKLIJK BELGISCH INSTITUUT
VOOR NATUURWETENSCHAPPEN**

**INSTITUT ROYAL DES SCIENCES
NATURELLES DE BELGIQUE**

ROYAL BELGIAN INSTITUTE OF NATURAL SCIENCES

**GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM
PROFESSIONAL PAPER 2011/2, N. 309**

**INTERNATIONAL SYMPOSIUM
KARST RESEARCH
CHALLENGES FOR THE XXIST CENTURY
Brussels, 30 September & Rochefort, 1st October, 2011**

**LE SYSTÈME KARSTIQUE DE LA LOMME,
RÉGION DE ROCHEFORT – LIVRET-GUIDE**

**THE KARST NETWORK OF THE LOMME RIVER,
ROCHEFORT REGION – GUIDE BOOK**

Luc WILLEMS & Camille EK
editors

(96 pages, 119 figures, 1 table)

Cover illustration: ...

Content 

Le système karstique de Lomme, région de Rochefort	Cadre général	5
Le système karstique de la Lomme.	Quelques points d'observation remarquables	11
Contexte géologique et structural de la région de Rochefort (Synclinorium de Dinant, Belgique)		27
Contexte hydrogéologique des systèmes karstiques de la région de Rochefort (Vallées de la Wamme et de la Lomme)		39
Surveillance de la résurgence d'Eprave		47
Les dépôts de la Grotte de Lorette (Rochefort)		55

Foreword

The founding work about the Belgian karst, “*Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique (Caves and subterranean rivers of Belgium)*”, by E. Van den Broeck, E. Martel and E. Rahir (1910) begins with the description of the karstic phenomena in the region of Rochefort. In homage to these pioneers, this guidebook is dedicated to that region.

As a guide to discovery of the major characteristics of the karst of Lomme river, we present:

1. the general framework in which the karstic system develops (lithostratigraphy, structure and hydrography) (Willems, Ek & Marion);
2. the description of some remarkable geosites worth a visit (Willems & Ek);
3. the geologic and structural context of the karst in light of new geological data (Marion, Mottequin, Barchy, Blockmans & Dumoulin);
4. the remarkable hydrogeology of the karstic system (Hallet & Meus),
5. and more particularly, the functioning of its main spring, the resurgence of Eprave (Meus, Gaillez, Funcken, Moureaux, Delloy & Nix);
6. the complex sedimentology of the Rochefort cave, the main cavity of the Lomme system (Quinif, Kaufmann & Sagot).

Avant-propos

L'ouvrage considéré comme fondateur de la connaissance du karst belge, « *Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique* », par E. Van den Broeck, E. Martel et E. Rahir (1910) commence sa description des phénomènes karstiques de notre pays par la région de Rochefort. En hommage à ces pionniers, ce livret-guide se consacre à cette zone.

Pour permettre au visiteur de découvrir les traits essentiels du fonctionnement du karst de la Lomme,

1. nous présenterons le cadre général dans lequel le système karstique se développe (lithostratigraphie, structure et hydrographie) (Willems, Ek & Marion);
2. nous aborderons ensuite la description de quelques points d'observation remarquables (Willems & Ek) ;
3. le contexte géologique et structural de la région, en liaison avec le karst, sera exposé à la lumière des nouvelles données géologiques (Marion, Mottequin, Barchy, Blockmans & Dumoulin);
4. l'hydrogéologie particulièrement remarquable du système karstique sera ensuite décrite (Hallet & Meus),
5. et plus particulièrement le fonctionnement de son émergence principale, la resurgence d'Eprave (Meus, Gaillez, Funcken, Moureaux, Delloy & Nix);
6. enfin, la sédimentologie propre à la grotte de Rochefort, principale cavité du système de la Lomme, sera abordée dans sa complexité (Quinif, Kaufmann & Sagot).

Nous tenons à remercier toutes les personnes qui ont bien voulu nous aider dans la réalisation de ce livret-guide. Outre les différents auteurs, nous tenons à souligner ici l'aide que nous ont apporté Marc Legros, Loran Haesen, Stéphane Pirson, Michel Pauwels, Michel Philippe pour la collecte de documents et informations nécessaires à un tel ouvrage et Peter Blackie pour les traductions. Encore merci.

Luc Willems & Camille Ek, editors

LE SYSTÈME KARSTIQUE DE LOMME, RÉGION DE ROCHEFORT CADRE GÉNÉRAL

Luc Willems¹, Camille Ek² et Jean-Marc Marion³

1. Lab. de Pétrologie sédimentaire, Dépt de Géologie, Université de Liège, Bât. B20, bd du Rectorat, 15, B-4000 Liège, L.Willems@ulg.ac.be, Belgique
2. Lab. de Géomorphologie et Télédétection, Dépt. de Géographie physique et quaternaire, Université de Liège, Allée du 6 août, 2, B-4000 Liège, Belgique
3. Paléontologie animale et humaine, Dépt. de Géologie, Carte géologique de Wallonie, Université de Liège, B18, bd du Rectorat 17, B-4000 Liège 1, Belgique

Abstract – The karst network of the Lomme river. General context. “La Calestienne” is the strip of Devonian limestones which separates the Ardennes from the Famenne and Condroz regions. It contains the most important karstic phenomena in Belgium. The karst system developed over 10 kilometers along the river Lomme (Lhomme) and its main tributary, the Wamme, in the region of Rochefort illustrates the main characteristics of the Calestienne.

The Calestienne around Rochefort is bordered to the northwest by the wide depression of the shales of the Famenne, the altitude of which oscillates between 150 and 200 meters. In the southeast of the limestone strip the Ardenne, a region of more resistant rocks, rises to altitudes often greater than 400 m. In the landscape, the Calestienne forms a real step at an intermediate altitude. To the Northeast of Rochefort, the limestone strip widens out considerably due to the anticline of Gerny.

Lithostratigraphy

The area under review was laid down between the Emsian and the Famennian. Only formations belonging to the Givetian in which karstic phenomena are found will be described here.¹

The following formations succeed each other in ascending order:

Hanonet Formation. Consisting of dark clayey limestones with stromatoporoids and lamellar tabulates towards the top of the unit (Mabille & Boulvain, 2007). Thickness from 50 to 70 m.

Trois-Fontaines Formation. At the base, it consists of well stratified limestones with crinoids surmounted locally by a massive biostromal limestone with stromatoporoids and corals. They are covered by mudstones

and wackestones and the formation often terminates with a complex of micritic or laminar limestones. The thickness can reach 100 m.

Terres d’Hairs Formation. The formation is characterized by the clayey nature of the limestones and by the presence of very fossiliferous shales (crinoids, gastropods, rugose and tabulate corals, brachiopods sometimes concentrated in shell beds). Its thickness is difficult to estimate, about 70 m, as there are only few very small outcrops due to its clayey nature.

Mont d’Hairs Formation. Divided in two parts: a lower part characterized by clayey limestones in which fit metric benches rich in fragments of reef builders; an upper part dominated by pure limestones in thick benches. Thickness up to 150 m.

Fromelennes Formation. From base to top it is subdivided into three members: Flohimont, Moulin Boreux and Fort Hulobiet. The Member of Flohimont is at least 30 m thick and is predominantly shaly, with some decimetric benches of clayey limestone. The Member of Moulin Boreux begins with some thin biostromal benches (rugose and tabulate corals, stromatoporoids) succeeded by fine, often laminated limestones (with stromatolites). Finally, the Member of Moulin Hulobiet is characterized by the presence of black fine limestones in thin beds and at its top of a large metric (or plurimetric) bench of limestone with spherical stromatopores (called “banc à boules”). The Fromelennes Formation may attain 120 to 130 meters in thickness.

Structure

The area forms part of the Southern border of the Dinant Synclinorium, to the North-East of the Halleux anticline. It consists of a succession of anticlines and synclines, with a W-E to WSW-ENE direction which are generally overturned towards the NNW. These folds provoke the outcrop of the Devonian limestones over about ten kilometers.

¹ For more information, see the paper by Marion *et al.* in this volume.

They are all affected by reverse and normal faults.

The geological structures are organized according to the following chronology (from Delvaux de Fenffe, 1985):

1. Structures belonging to the major phase of the Variscan orogeny with a S-N or or SSE-NNW compression. It is with this phase that the various longitudinal faults listed are connected.
2. Structures belonging to a late phase of E-W compression which marks by transverse directed N-S folds and late dislocations.

A NE-SW Neogene extension is at the origin of a reactivation of certain faults inherited from the Variscan phase (Vandycke & Quinif, 2001).

From a purely lithostratigraphic point of view, the members with clayey character of the Givetian Formations (Terres d'Hairs Formation and basis of Fromelennes Formation) will confine the karstic phenomena to the Trois-Fontaines, Monts d'Hairs and Fromelennes Formations. However, hydrogeological connections exist and are linked to the fault network (longitudinal and, to a lesser extent, transversal) due to the Variscan orogeny. These connections may end in the development of a single karstic network linking two, or even more, in theory isolated, limestone groups, as has recently been discovered in the case of the network of the "Fosse aux Ours" cave.

Hydrography

The Lomme river, tributary of the Lesse which passes by the Southwest of the study area, originates in the Ardenne, at 460 m height. Having drained the Lower Devonian formations of the Ardenne over thirty kilometers, it starts traversing the Calestienne, by cutting perpendicularly the northeast tip of the Han syncline over nearly 800 m. Then the river recuts the Emsian sandstone core of Sainte - Odile anticline over 2 km and reaches again the limestone strip in which it stays for 7 km. Leaving the north side of Sainte - Odile anticline, the Lomme will join the Lesse after an additional course of 2 km where it drains the Frasnian and Famennian shales of the Famenne.

The average flow of the river measured at the level of the village of Éprave, between 1995 and 2003, is 7,4 m³ per second for a drainage basin of 478 km². During the same period, the Lomme reached its maximal flood level in 1995 with a discharge of at least 54,8 m³/s during 10 days.

19 km in length, the Wamme, main tributary of the Lomme, originates at a height of 520-525 m, northeast of Saint Hubert. After 13 km, it reaches the Calestienne at the level of the village of Hargimont, where it makes an elbow in southwestern direction, parallel to the Gerny limestone hill. The first swallow holes appear downstream of this village, which will joint the underground Lomme.

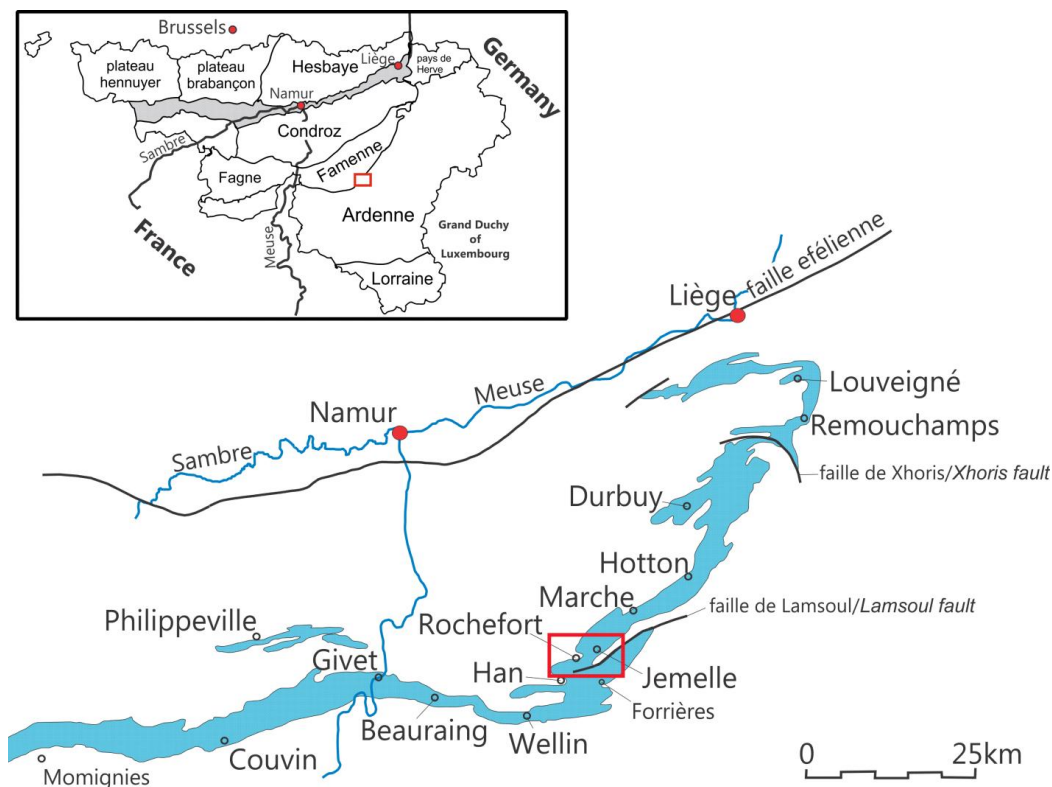


Figure 1 : Cartes des régions naturelles de Wallonie et des calcaires dévoniens de la Calestienne au bord sud du synclinorium de Dinant (Marion J.M., 2011). En encadré, la zone d'étude de ce livret-guide. – Natural regions of Wallonia and the Devonian limestone of the Calestienne, along the Southern border of the Dinant Synclinorium (Marion et al., 2011). The study area is framed.

Introduction – « La Calestienne » désigne la bande de calcaires dévoniens qui sépare l'Ardenne de la Famenne et du Condroz (Fig. 1). Elle contient les phénomènes karstiques les plus importants de Belgique. Ceux de la région de Rochefort en illustrent les principales caractéristiques. Ce karst affecte le réseau hydrographique de la Lomme (Lhomme) et de son principal affluent, la Wamme, sur une dizaine de kilomètres.

La Calestienne, dans la zone de Rochefort, est bordée, au nord-ouest, par la large dépression de la Famenne schisteuse, dont les altitudes oscillent entre 150 et 200 mètres. Au sud-est, de la bande calcaire, l'Ardenne, région de roches plus résistantes, présente des altitudes souvent supérieures à 400 m. Dans le paysage, la Calestienne forme un véritable gradin à une altitude intermédiaire. Au nord-est de Rochefort, la bande calcaire connaît un élargissement considérable lié à l'anticlinal du Gerny (Figs. 2 et 3).

Lithostratigraphie

L'âge des terrains de la zone considérée va de l'Emsien au Famennien (Fig. 4). Dans cette introduction, seules les formations appartenant au Givetien et dans lesquelles se localisent les phénomènes karstiques seront abordées sommairement.²

Ainsi, dans l'ordre stratigraphique se succèdent les formations suivantes :

La Formation d'Hanonet. Elle se compose de calcaires argileux foncés à stromatopores et tabulés lamellaires vers le sommet de l'unité (Mabille & Boulvain, 2007). Elle peut atteindre une puissance de 50 à 70 m.

La Formation de Trois-Fontaines. A sa base, elle se compose de calcaires crinoïdiques bien stratifiés surmontés localement par un calcaire massif biostromal à stromatopores et coraux. Des mudstones et wackestones les recouvrent et la partie supérieure de la formation se termine souvent par un complexe de calcaires micritiques ou laminaires. L'épaisseur de la formation peut atteindre une petite centaine de mètres dans notre zone.

La Formation de Terres d'Hauts. La base de cette formation est généralement soulignée par un épisode biostromal, sous la forme d'un lit métrique continu ou de lentilles à coraux rugueux, tabulés, stromatopores, etc. D'une façon générale, la formation se caractérise par la nature argileuse des calcaires qui la constituent, voire même, par la présence de schistes très fossilifères (crinoïdes, gastéropodes, coraux rugueux et tabulés, brachiopodes parfois concentrés en lumachelles...). Sa puissance est difficile à évaluer, de l'ordre de la septantaine de mètres, car ne produisant que peu d'affleurements bien visibles du fait de son caractère argileux.

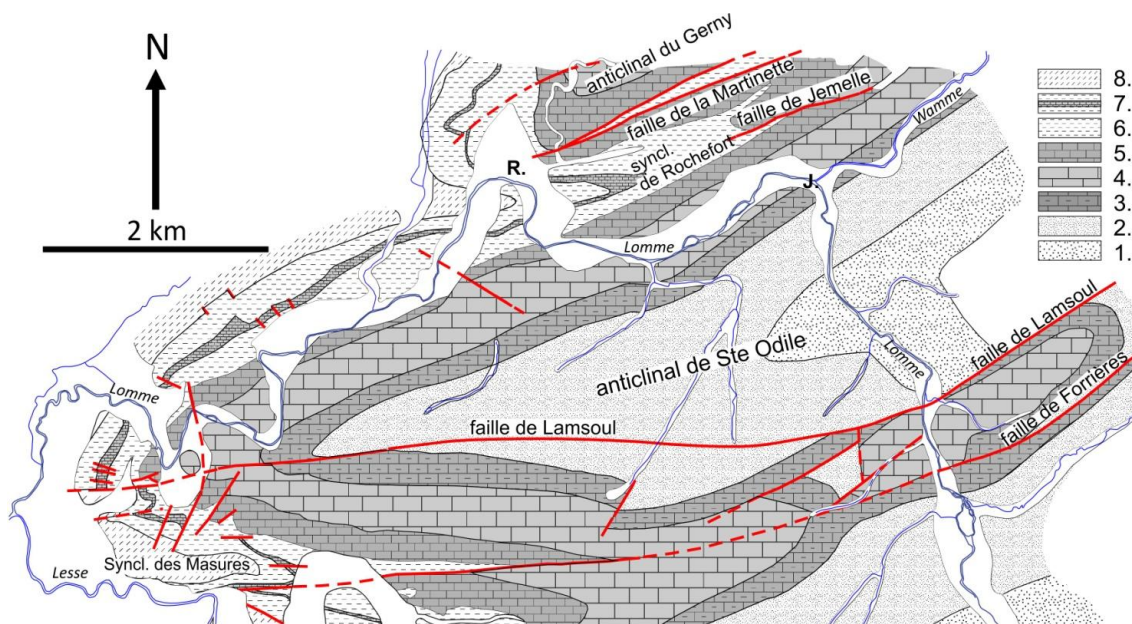


Figure 2 : Cadre géologique général de la région de Rochefort (d'après Delvaux de Fenffe, 1985) avec ancienne nomenclature. 1. Schistes et grès verts (Emsien) ; 2. Schistes (Couvinien) ; 3. Calcaires et calcschistes à calcéoles (Couvinien) ; 4. Calcaires de Charlemont (Givetien) ; 5. Calcaires de Fromelennes (Givetien) ; 6. Schistes et calcaires (Frasnien) ; schistes noirs et schistes à nodules (Frasnien). R. Rochefort, J. Jemelle. – *General geological context of the Rochefort area (from Delvaux de Fenffe, 1985) with old nomenclature. Shale and green sandstone (Emsian); 2. Shale (Couvinian); 3. Limestones and calcareous shale with Calceola (Couvinian); 4. Limestones of Charlemont (Givetian); 5. Limestones of Fromelennes (Givetian); 6. Shales and limestones (Frasnian); black shales and nodular shales (Frasnian). R. Rochefort, J. Jemelle.*

² Nous renverrons les lecteurs désireux d'une description plus précise à la publication de Bultynck et Dejonghe ou à l'article de Marion et al. dans la dernière partie de ce livret-guide et d'où proviennent les informations suivantes.

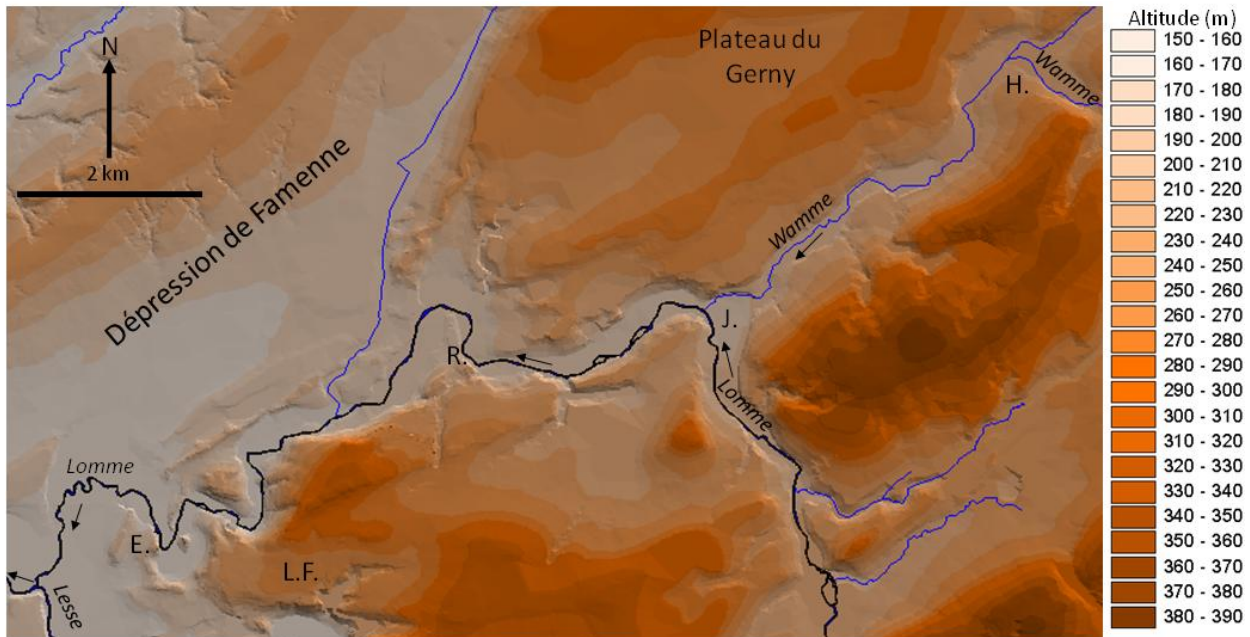


Figure 3 : Carte générale du relief du bassin de la Lomme sur la zone de la Calestienne. H. : Hargimont, J.: Jemelle, R.: Rochefort, E. site d'Eprave, L.F.: Laide Fosse. – *Digital elevation map of the Lomme river basin traversing the Calestienne.*

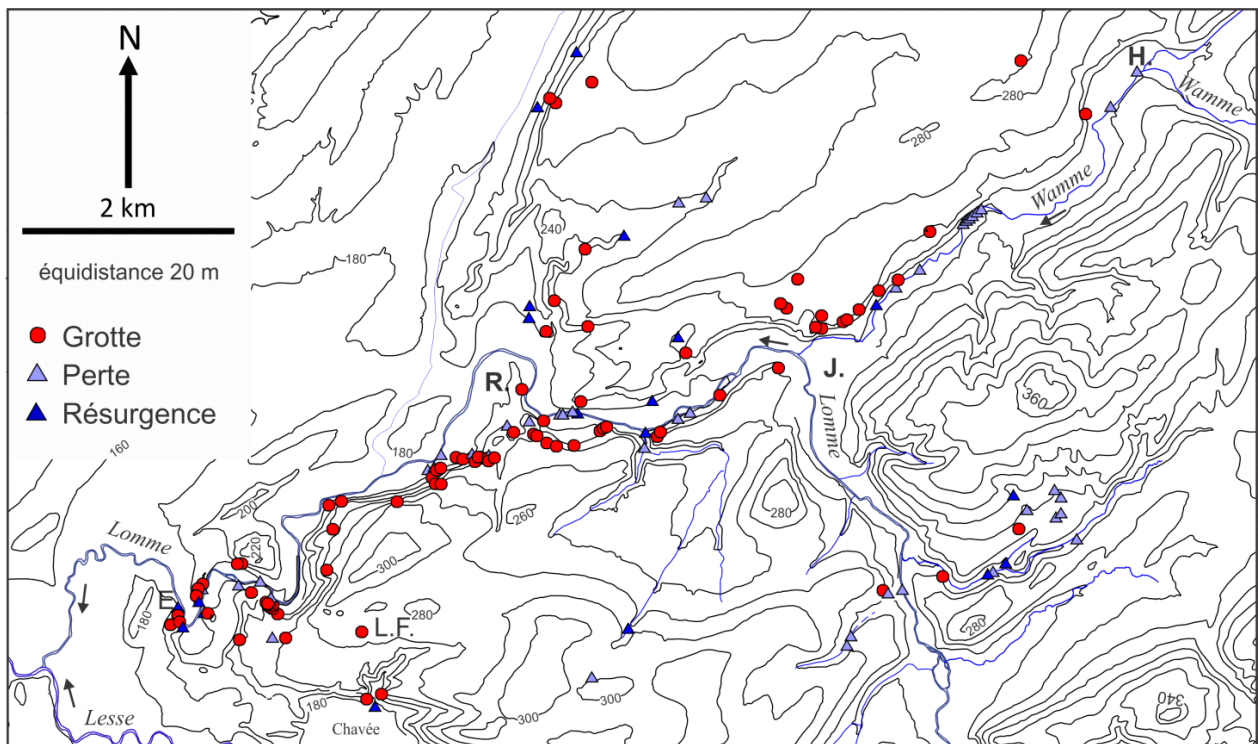


Figure 4 : Principaux phénomènes karstiques sur le bassin de la Lomme (modifié, d'après les données de l'Atlas du Karst Wallon, CWEPS, 2005) (1. grotte, 2. perte, 3. résurgence). – *Main karstic phenomena on the Lomme (1. cave, 2. swallow hole and 3. resurgence) (modified, after Atlas of Karst Wallon, CWEPS, 2005).*

La formation de Mont d'Hairs. Elle se divise en deux parties : un ensemble inférieur caractérisé par des calcaires relativement argileux dans lesquels s'intercalent des bancs métriques riches en débris d'organismes constructeurs. La partie supérieure est dominée par des calcaires plus purs en bancs épais. La totalité de la

formation peut atteindre 150 mètres d'épaisseur dans la zone de Rochefort.

La Formation de Fromelennes. De la base au sommet, elle se subdivise en trois membres : au Membre de Flohimont, succède le Membre du Moulin Boreux puis

le Membre du Fort Hulobiet. Dans la région de Jemelle-Rochefort, le Membre de Flohimont est épais d'une trentaine de mètres au moins et est essentiellement schisteux, avec quelques bancs décimétriques de calcaire argileux. Le Membre du Moulin Boreux débute par quelques bancs pluridécimétriques biostromaux (rugueux, tabulés, stromatopores...) auxquels succèdent des calcaires fins, souvent laminaires (avec stromatolithes notamment). Enfin, le Membre du Fort Hulobiet se caractérise par la présence de calcaires fins noirs, en plaquettes et, à son sommet, par la présence d'un gros banc métrique (à plurimétrique) de calcaire à gros stromatopores globulaires (appelé le « banc à boules » dans cette région). Au total, la formation peut atteindre 120 à 130 mètres d'épaisseur dans la région.

Structure

D'un point de vue structural, la zone appartient à la bordure méridionale du synclinorium de Dinant, au bord NE de l'anticlinal de Halleux. Elle se compose d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux, de direction W-E à WSW-ENE qui sont généralement déversés vers

le NNW (plis à vergence nord et schistosité régionale de type « plan axial »). Ces plis provoquent l'affleurement de la bande calcaire dévonienne sur une dizaine de kilomètres. Ils sont tous affectés de failles inverses ou normales. Se succèdent du nord au sud : l'anticlinal du Gerny avec la faille de la Martinette, le synclinal de Rochefort avec le complexe de failles de Jemelle, l'anticlinal de Sainte-Odile affecté par la faille de Lamsoul et le synclinal de Han recoupé par la faille de Forrière.

Les différentes structures géologiques se sont mises en place selon la chronologie suivante (d'après Delvaux de Fenffe, 1985) :

Structures appartenant à la phase majeure de l'orogénèse varisque avec une compression S-N ou SSE-NNW. C'est à cette phase que se rattachent notamment les différentes failles longitudinales répertoriées.

Structures appartenant à une phase tardive de compression E-W qui se marque par des plis transversaux orientés N-S et des dislocations tardives.

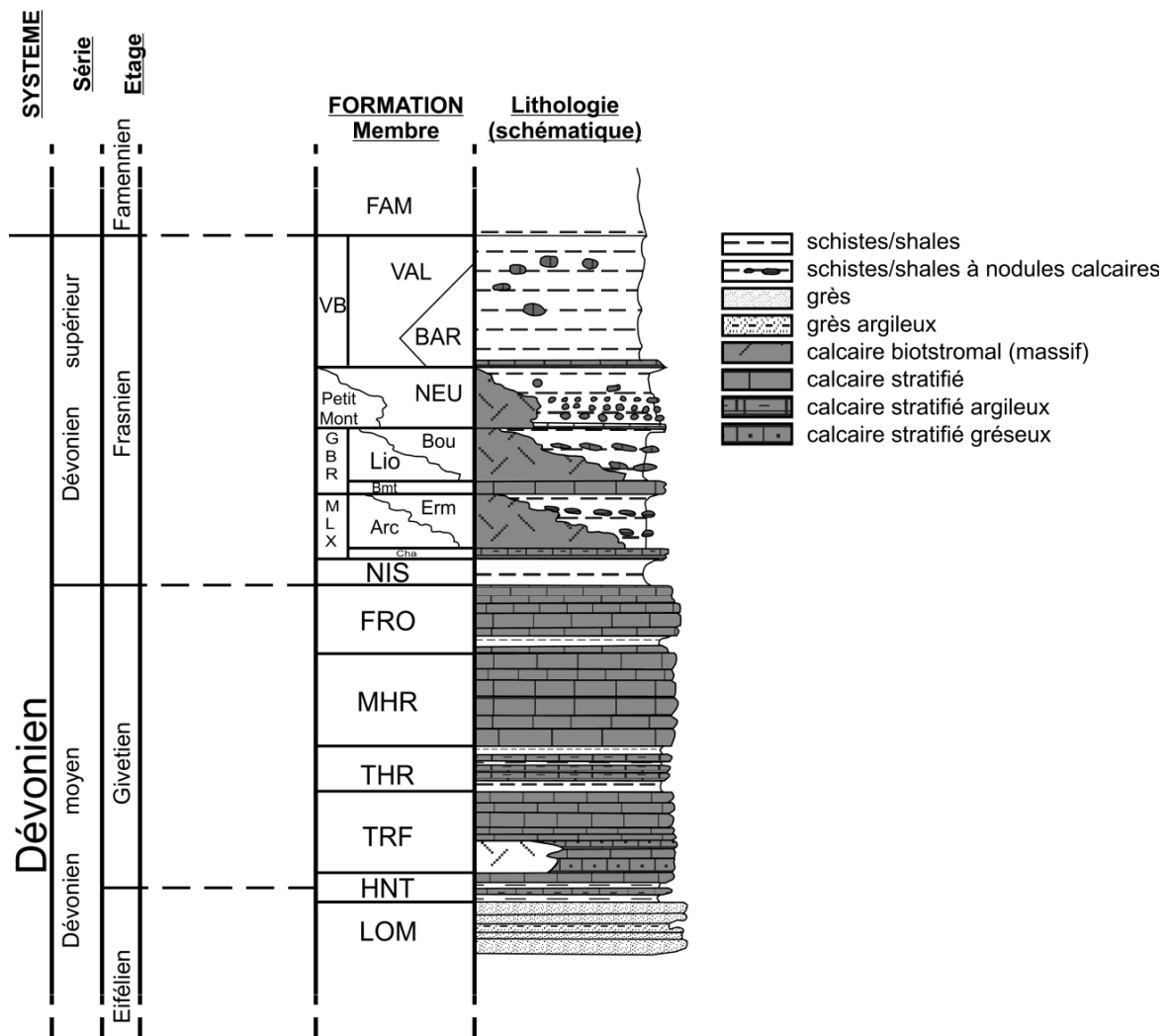


Figure 5 : Colonne lithostratigraphique de la zone de Rochefort (d'après Marion et al., 2011) – lithologic log for the Rochefort area (from Marion et al., 2011).

Un régime d'extension NE-SW néogène est à l'origine d'une réactivation de certaines failles héritées de la phase varisque (Vandycke & Quinif, 2001).

D'un point de vue purement lithostratigraphique, les principaux membres à caractère argileux des différentes formations givetiennes (Formation des Terres d'Haus et base de la Formation de Fromelennes) devraient cantonner les phénomènes karstiques essentiellement aux Formations de Trois-Fontaines, des Monts d'Haus et enfin de Fromelennes. Cependant, des connexions au moins hydrogéologiques existent et sont vraisemblablement assurées par les réseaux de failles (longitudinales et, dans une moindre mesure, transversales) liées à l'orogénèse varisque. Ces connexions peuvent aboutir au développement d'un seul réseau karstique « à cheval » sur deux, voire plusieurs ensembles calcaires théoriquement isolés, comme c'est le cas pour le réseau de la grotte de la Fosse aux Ours récemment découverte.

Hydrographie

La Lomme, affluent de la Lesse qui s'écoule au sud-ouest de notre zone, prend sa source en Ardenne, vers 460 m d'altitude. Après avoir drainé les formations du Dévonien inférieur de l'Ardenne durant une trentaine de kilomètres, elle entame une première traversée de la Calestienne, en coupant perpendiculairement la terminaison nord-est du synclinal de Han sur environ 800 m. Ensuite, la rivière recoupe le cœur gréseux emsien de l'anticlinal de Sainte-Odile pendant 2 km et retrouve ensuite la bande calcaire qu'elle ne va pratiquement plus quitter pendant 7 km. Quittant le flanc nord de l'anticlinal de Sainte-Odile, la Lomme rejoindra la Lesse, après un parcours supplémentaire de 2 km où elle aura drainé successivement les terrains frasnien et famennien.

Le débit moyen de la rivière mesuré à hauteur du village d'Éprave, entre 1995 et 2003 est de 7,4 m³ par seconde pour un bassin versant de 478 km². Durant cette même période, la Lomme a connu son maximum de débit caractéristique de crue³ en 1995 avec au moins 54,8 m³/sec pendant 10 jours (Min. Rég. Wall., 2005).

D'une longueur de 19 km, la Wamme, principal affluent de la Lomme, prend sa source à une altitude de 520-525 m, au nord-est de Saint-Hubert. Après 13 km, elle atteint la Calestienne à hauteur du village d'Hargimont, où elle effectue un coude en direction du sud-ouest, parallèlement au versant calcaire du Gerny. C'est un peu en aval du village que les premières pertes sont connues, enfouissant les eaux qui se raccordent à la Lomme souterraine.

Bibliographie

BULTYNCK P. & DEJONGHE L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 2001, 4/1-2: 39-69.

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 : 81-95.

MABILLE, C. & BOULVAIN, F., 2007. Sedimentology and magnetic susceptibility of the Couvin Formation (Eifelian, South Western Belgium): carbonate platform initiation in a hostile world. *Geologica Belgica*, 10 : 47-67.

MARION JM, MOTTEQUIN B., BARCHY L., BLOCKMANS S. & DUMOULIN V., 2011. Contexte géologique et structural de la région de Rochefort (Synclitorium de Dinant, Belgique). Ce volume.

MIN. DE LA RÉGION WALLONNE, D.G. des Ressources naturelles et de l'Environnement, Dir. des Eaux de surface, Dir. des Eaux souterraines, Obs. des Eaux de Surface, 2005. État des lieux du sous-bassin hydrographique de la Lesse. p. 12.

VANDYCKE S. & QUINIF Y., 2001 - Recent active faults in Belgian Ardenne revealed in Rochefort Karstic network (Namur Province, Belgium). *Geologie en Mijnbouw*, 80: 297-304.

³ Le débit caractéristique de crue (DCC) est le débit journalier dépassé 10 jours par an, ou le débit non atteint 355 jours par an ; le DCC est une valeur considérée comme représentative des hautes eaux en hydrologie statistique.

LE SYSTÈME KARSTIQUE DE LA LOMME. QUELQUES POINTS D'OBSERVATION REMARQUABLES

Luc WILLEMS¹ et Camille EK²

1. Lab. de Pétrologie sédimentaire, Dépt de Géologie, Université de Liège, Bât. B20, bd du Rectorat, 15, B-4000 Liège, L.Willems@ulg.ac.be, Belgique
2. Lab. de Géomorphologie et Télédétection, Dépt. de Géographie physique et quaternaire, Université de Liège, Allée du 6 août, 2, B-4000 Liège, Belgique

1. Pré-au-Tonneau

Abstract. The karstic network of the Lomme river – The most remarkable geosites. *The cave of Pré-au-Tonneau illustrates the genesis and the complex evolution of a karstic network. Originating at first in depth, independently of the surface relief, voids get organized, along lines of deep water circulations and can generate by place pressure pipes. Brought out and laterally cut by the digging of the Lomme valley, voids connect to the river and drain a part of surface waters. Of a "simple" underground network, isolated of the surface, the cavity is sometimes transformed into swallow hole. At the same time, the various fissures (joints, stratification plans), widened by the vadose seepage, cut and gradually disrupt the morphologies inherited from the phreatic environment.*

Le Pré-au-Tonneau est une cavité s'ouvrant dans le versant de rive gauche de la Lomme. C'était une des pertes principales de la Lomme avant d'en être séparé par la construction du talus du chemin de fer en 1880.

La cavité s'ouvre dans la Formation de Mont d'Hauris et donne accès à des passages essentiellement calqués sur la stratification (axe des plis ou pendage). L'exploitation préférentielle de diaclases par l'action corrosive des eaux (Figs.4d & f) a donné naissance à des passages étroits. Ils peuvent acquérir une section circulaire (Figs.4 a & f) s'ils ont fonctionné en « conduite forcée » c'est-à-dire dans un milieu entièrement noyé avec écoulement lent d'eau sous pression. L'examen du fond de la cavité révèle les restes d'une telle conduite de section métrique (Fig.4e) parallèle à la stratification. L'élargissement des nombreuses diaclases l'a trépanée, démantelée et a provoqué l'effondrement de blocs de la voûte. Le sol de la cavité est encombré d'argiles et de galets arrondis dont beaucoup sont constitués de roches non carbonatées ardennaises (grès). Il s'agit de dépôts alluviaux d'une rivière souterraine. Cette dernière, visible en périodes de hautes eaux, peut noyer en grande partie le Pré-au-Tonneau (pailles et argiles séchées sur la paroi, Fig.4d) et sortir à l'air libre entre le talus de l'ancien chemin de fer et le versant. La grotte fonctionne alors partiellement comme résurgence.

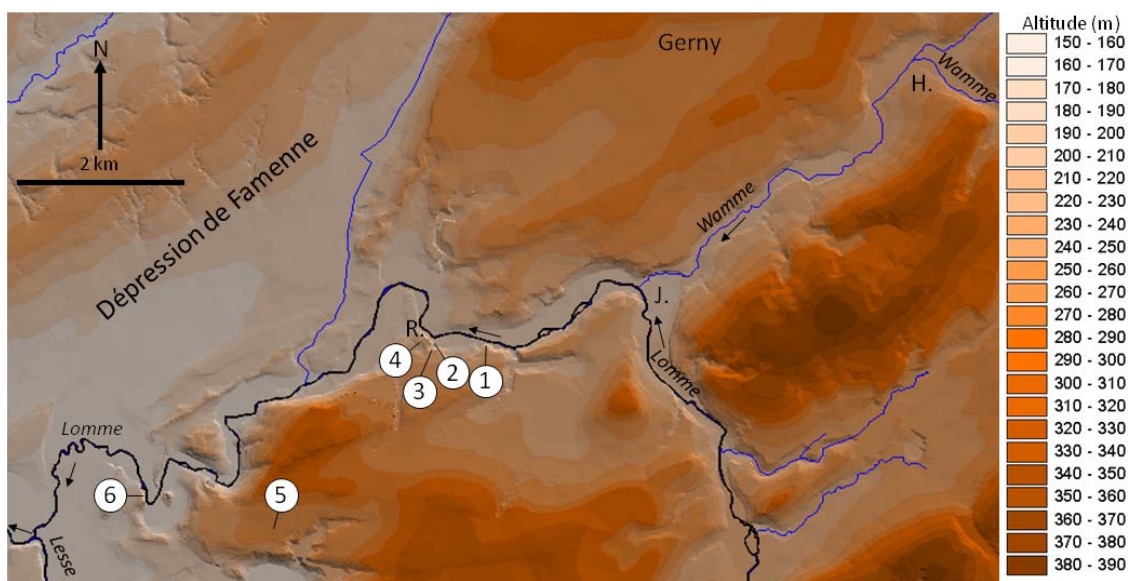


Figure 1 : Points d'arrêt de l'excursion. 1. Pré-au-Tonneau, 2. Nou Molin, 3. grotte de Rochefort (Rochefort cave), 4. Thier des Falizes, 5. Laide Fosse, 6. site d'Eprave – Eprave spot. H.: Hargimont, J. Jemelle, R. Rochefort. – Spots of these field trip.

L'ensemble des morphologies du Pré-au-Tonneau illustre bien la genèse et l'évolution complexe d'un réseau karstique. Prenant naissance d'abord en profondeur, indépendamment de la vallée de la Lomme, il voit la naissance de vides pouvant s'organiser en conduite forcée, le long de lignes de circulation d'eau profondes. Dégagé et trépané latéralement par le creusement de la vallée de la Lomme, ce réseau se connecte à la rivière et en dérive une partie des eaux. D'un « simple » réseau souterrain, isolé de

la surface, la cavité se transforme parfois en perte. Dans le même temps, les différentes fissures (diaclasses, joints de stratification), élargies par l'infiltration des eaux de surface, recourent et disloquent peu à peu les morphologies héritées d'un environnement entièrement noyé. Des circulations d'eau souterraine organisées en drains majeurs prennent place. Elles forment de véritables rivières souterraines capables de charrier des cailloux entrés dans le massif par d'autres pertes situées plus en amont dans la vallée.

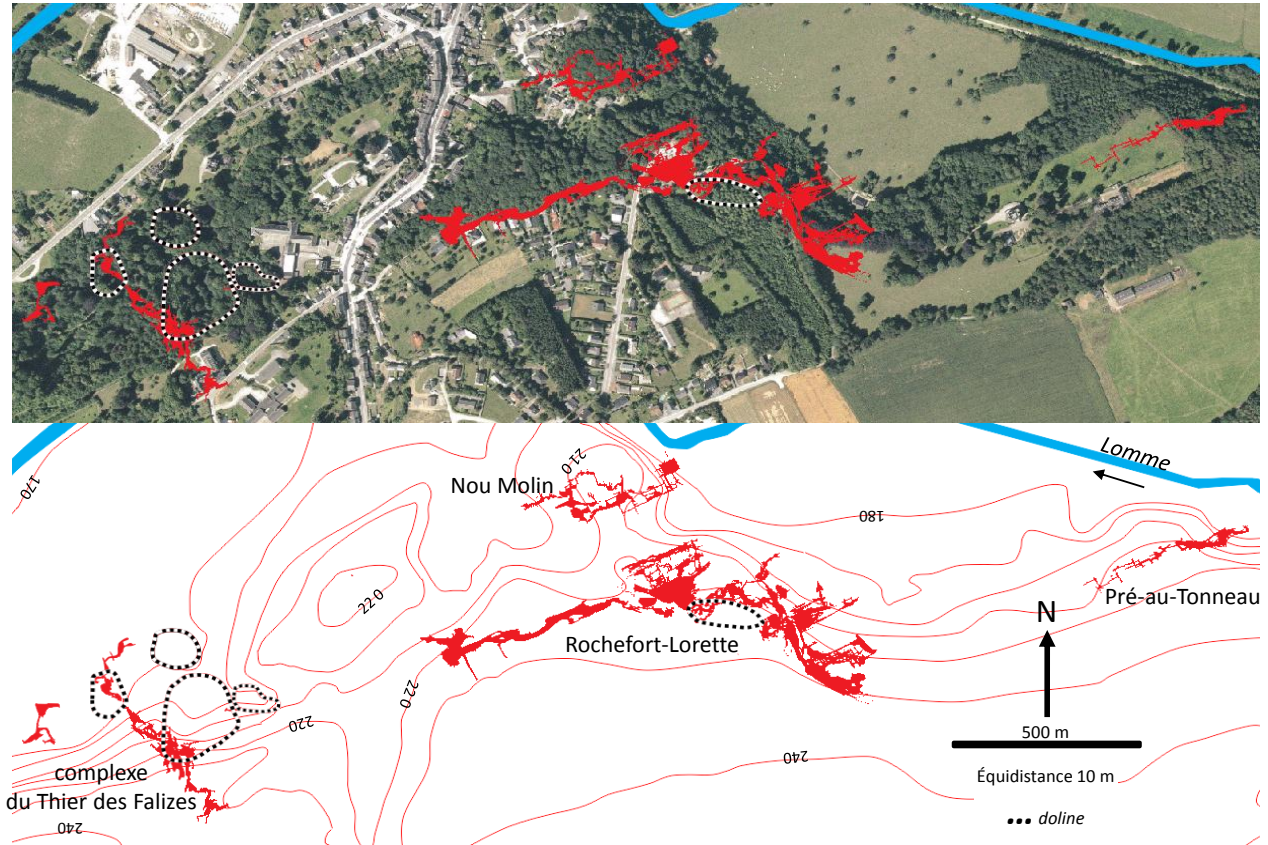


Figure 2 : Principaux phénomènes karstiques dans ou à proximité de la ville de Rochefort (modifié d'après une compilation de M. Legros, 2011). Fond orthophotoplan © Région wallonne, Navteq et IGN. – *Main karstic phenomena in or around the city of Rochefort (modified from a compilation of M. Legros., 2011). Orthophotoplan (c) Région wallonne, Navteq and National Geographic Institute .*



Figure 3 : Plan simplifié de la grotte du Pré-au-Tonneau. – *Simplified map of the « Pré-au-Tonneau » cave .*



Figures 4 : a. Vue générale de l'entrée du Pré-au-Tonneau. La flèche indique deux passages en « conduite forcée » (voir f) calqués sur les joints de stratification. b. Détail de l'entrée. Les flèches indiquent les restes d'une conduite forcée recoupée et démantelée par l'élargissement de diaclases (fractures verticales sur la photo). c. Détail de la stratification et du découpage par les diaclases. d. Trace de la crue du 7 janvier 2011 (flèche verticale) pendant laquelle le Pré-au-Tonneau a été à saturation, ne permettant plus d'absorption d'eau supplémentaire par le système karstique, et exemple de passages sur diaclase (flèches horizontales). e. Détail de l'ancienne conduite forcée et d'un lit de la Lomme souterraine couvert de cailloux roulés et de blocs effondrés des parois. f. Conduites forcées suspendues (voir a.). – a. General view of the « Pré-au-Tonneau » entrance. The arrow indicates two passages with « pressure pipe » section (see f). b. Entrance detail. The arrows point to the remains of an « pressure pipe » recut and dismantled by pressure release (decompaction) of joints (vertical fractures on the picture). c. Detail of stratification and jointing. d. Trace of the flooding (vertical arrow) on 7th of January 2011 during which Pré-au-Tonneau reached the saturation level. At this moment, no further absorption of surface water by the karstic system was possible, and example of passages on joints (horizontal arrows). e. Detail of the former « pressure pipe » and the bed of subterranean Lomme covered with rolled pebbles and with blocks collapsed from the walls. f. Suspended pressure pipes (see a.)

2. Le Nou Molin (ou Trou Maulin)

Abstract. *The Nou Molin network extends over 1600 m, mainly in the Fromelennes Formation, on the left bank of the Lomme. The cave is the main swallow hole of the river which is most of the time deactivated by an artificial levee (Fig. 6d). During a flooding period, the whole entrance porch can be submerged (Fig. 6b) and deposits can be seen on the top and side walls (Fig. 6e) at the entrance of the network. The back wall of the main entrance slows down the stream and produces important deposits of gravel and sand on the floor. Scallops are visible on some walls and show the direction of the current which is responsible for their genesis. On the top of the vertical wall, a mass of angular or rounded blocks incorporated into a fine matrix is sealed with a calcite gangue (Figs. 6c and f). It probably is the trace of a filling which came through a superior entrance of the cavity. On the top of the side passage to the left of the main wall another filling is suspended (Fig. 6e) at the same height as the first one. Its subhorizontal structure looks like a stalagmitic floor. In unknown times, the Nou Molin or at least part of it, must have been filled up to that level.*

Le réseau du Nou Molin se développe sur 1600 m, essentiellement dans la Formation de Fromelennes, en rive gauche de la Lomme. Perte principale de cette rivière, la grotte en est séparée par une digue (Fig. 6d) qui empêche l'essentiel des eaux de surface d'y entrer sauf en période de crue. Cette digue fait partie des différents aménagements (notamment le pavement du lit

de la Lomme) que les pouvoirs locaux ont mis en œuvre pour maintenir l'écoulement du cours d'eau en surface. La construction du chemin de fer Jemelle-Rochefort, en 1880, a réactivé certaines pertes sous-fluviales. En été, à la suite de ces pertes, la Lomme se retrouvait régulièrement à sec et ne traversait plus la ville de Rochefort.

En période de crue, l'entièreté du porche d'entrée peut être submergée (Fig. 6b) et des dépôts d'inondation sont visibles à la voûte ou sur les parois latérales de l'entrée du réseau (Fig. 6e). Au fond de l'entrée se dresse une paroi verticale (Fig. 6c) d'où partent de multiples passages plus étroits, le long de diaclases ou de plans de stratification. Lors des crues, cette paroi freine les écoulements et provoque une sédimentation importante de graviers, sable au sol de la cavité. Des « coups de gouge » (Fig. 6g) sont visibles sur certaines parois. Leur dissymétrie indique le sens du courant d'eau qui les a façonnés. Sur le haut de la paroi verticale s'observe également un ensemble de cailloux anguleux ou roulés gréseux, incorporés à une matrice plus fine, le tout englobé dans une gangue de calcite (Figs. 6c et f). L'orientation préférentielle des galets est subverticale. Il s'agit vraisemblablement de la trace d'un dépôt arrivé par le haut de la cavité. L'orientation des galets écarte l'hypothèse d'un remplissage par coulée de solifluxion en provenance du porche d'entrée. Son extension limitée empêche de déterminer s'il s'agit du sommet d'un ancien colmatage affectant l'ensemble de l'entrée actuelle du Nou Molin ou s'il s'agit du sommet d'un cône de dépôt contre la paroi principale.

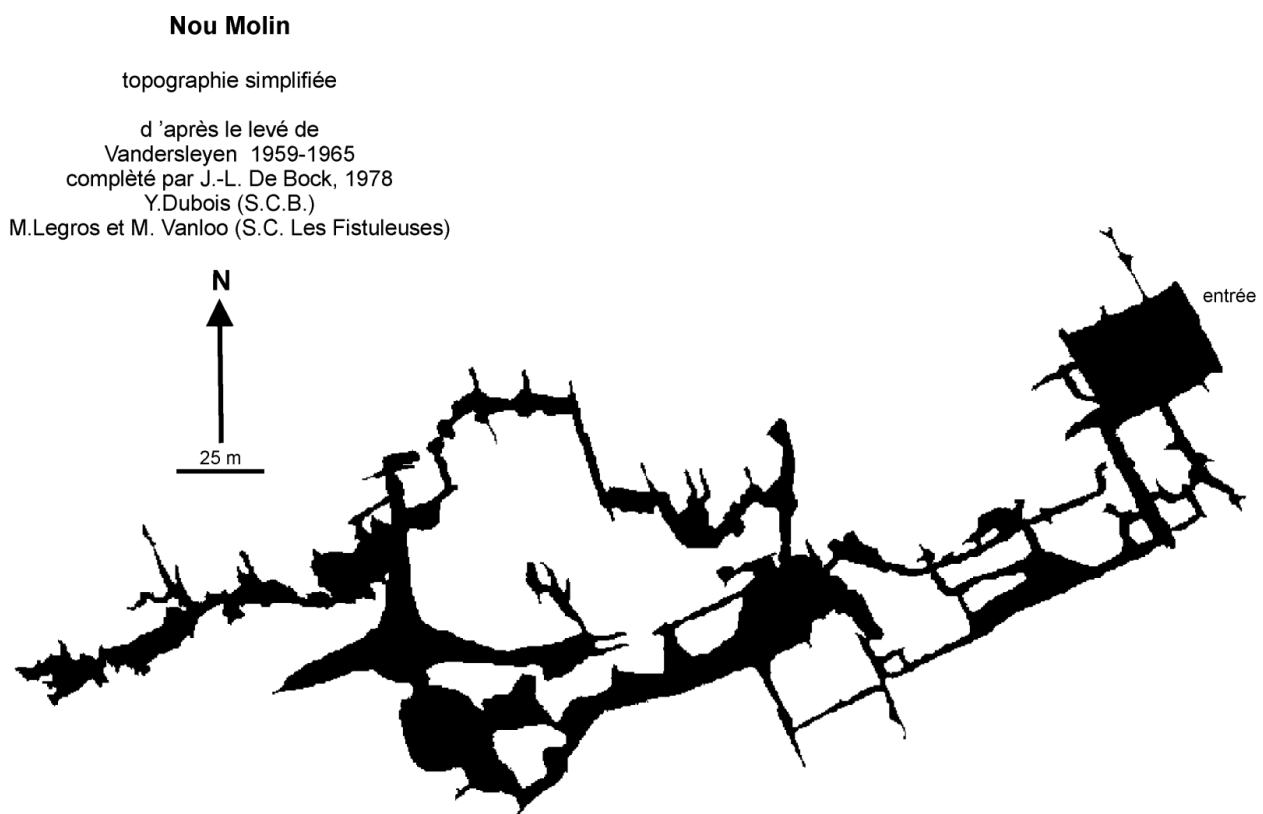
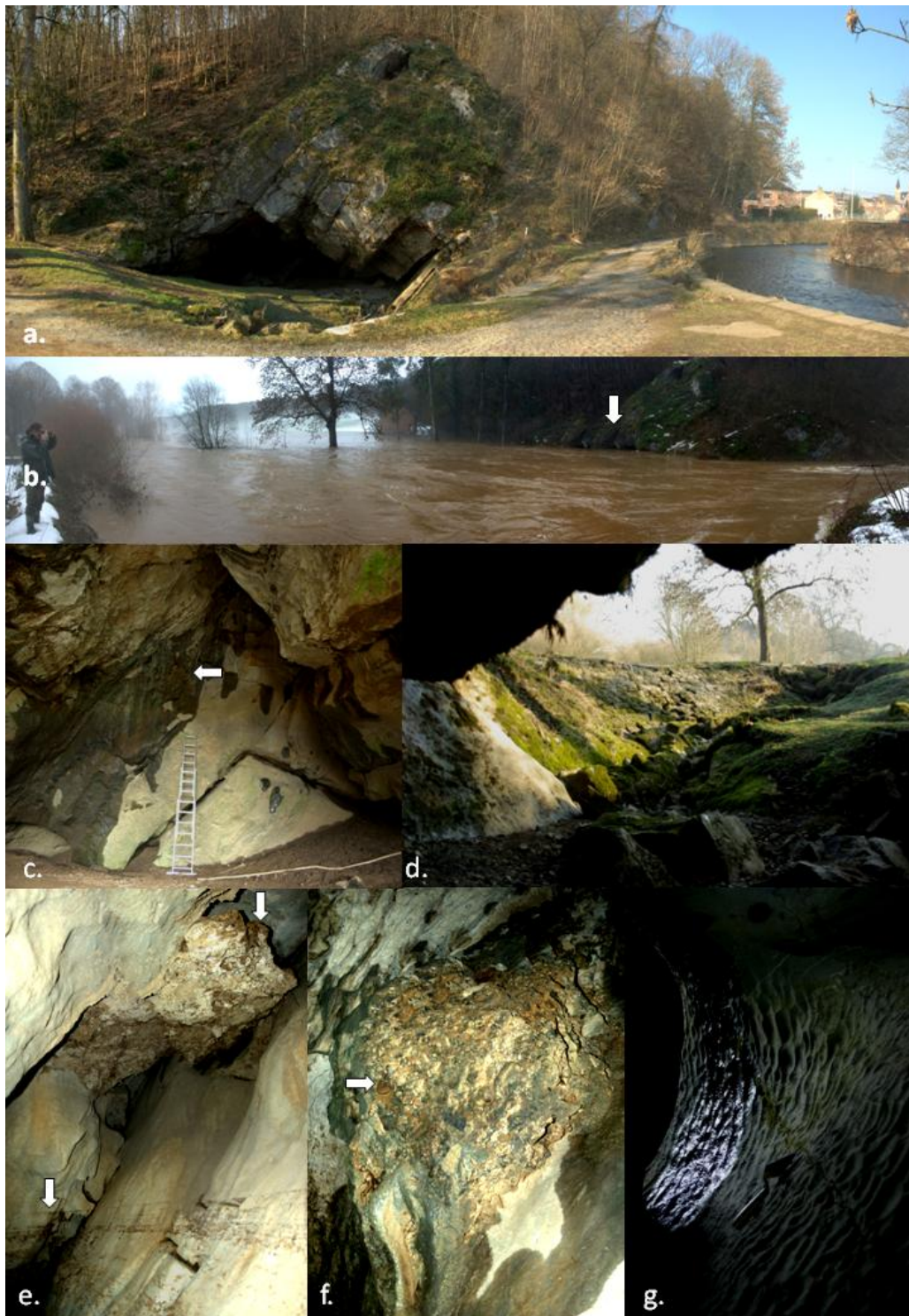


Figure 5 : Plan du réseau du Nou Molin – *Simplified map of the Nou Molin cave.*



Figures 6 : a. Vue d’ensemble de l’entrée du Nou Molin. Une dizaine de mètres au-dessus du porche principal se situent les restes d’une ancienne conduite forcée. b. La Lomme en période de crue. La flèche indique le haut du porche d’entrée du Nou Molin (inondation du 7/01/2011). c. Paroi principale du fond de l’entrée. La flèche indique un ancien dépôt provenant du haut de la cavité (voir texte). d. Vue sur la digue séparant la Lomme du Nou Molin. e. Ancien plancher stalagmitique (flèche du haut) (voir texte). La flèche du bas indique des dépôts de crues (pailles, argiles). f. Détail de l’ancien dépôt (c). La flèche montre un galet roulé gréseux. g. Coups de gouge indiquant le sens de l’écoulement des eaux (vers le photographe). – a. *General view of the Nou Molin cave entrance. Ten meters above the main porch are the remnants of an old pressure pipe. b. The Lomme river in flood. The arrow shows the top of the entrance porch of Nou Molin (flood of 7 January 2011). c. Back wall of the main entrance. The arrow indicates an old deposit which arrived here from a superior entrance of the cave. d. View on the artificial levee which separates the Lomme river bed from the cave. e. Old stalagmitic roof (top arrow). The lower arrow shows old flood deposits (straw, clay). f. Detail of the old deposit (c). The arrow indicates a rounded sandstone pebble. g. Current markings or scallops indicating the flow direction (to the photographer).*

Sur le haut du passage latéral à gauche de la paroi principale se trouve un autre remplissage suspendu (Fig. 6e) à une altitude similaire au premier. Il présente une structure subhorizontale faisant penser à un plancher de type stalagmitique. A une époque qui reste indéterminée, le Nou Molin a donc dû être rempli au moins partiellement jusqu'à cette hauteur. La base de ce plancher est régulièrement atteinte par les grandes crues qui l'altèrent fortement. Cet ennoyage répété peut-être également responsable de concrétions coralloïdes millimétriques à centimétriques visibles sur sa face inférieure.

3. Grotte de Lorette (Rochefort)

Abstract. *Lorette Cave, at Rochefort, is located in Givetian limestones. Lithology is an important differentiation factor in this cave, where rocks are very heterogeneous. Dolostone, for instance, is much less attacked than limestone.*

It is part of an underground cut-off meander. The cave consists essentially of crumbled halls, but also includes some galleries where signs of water action are still obvious. There are at least four main stages discernible in the development of the cave, from old to young:

- a. pressure flow tubes are among the oldest features still clearly displayed;*
- b. more recent streams have undercut the tubes;*

c. breakdowns are the prominent feature: they represent more than three quarters of the cave map; old breakdowns are covered by speleothems, but not the younger ones;

d. the present-day underground river exerts a strong dissolution action on its walls.

La grotte de Lorette, à Rochefort, s'ouvre dans les calcaires givetiens – plus précisément dans les formations des Terres d'Haur et du Mont d'Haur. Ces calcaires constituent là un large replat dominant la rive gauche de la Lomme.

La cavité est la partie principale d'un système de recouplement de méandre (Quinif, 1977). La Lomme fait en effet à Rochefort une large boucle dont la grotte constitue un raccourci souterrain.

Cette cavité a été l'objet d'une étude qui n'a connu qu'une diffusion restreinte (Ek, 1969) ; mais des explorations ultérieures (découvertes de Marc Legros) l'ont considérablement prolongée vers l'ouest (Fig. 7). Toute la grotte, mais particulièrement la partie nouvelle, a été étudiée en détail par Yves Quinif et son équipe (Legros *et al.*, 1993 ; Quinif *et al.*, 2011, ce volume).

La grotte est essentiellement constituée de quelques grandes salles qui doivent leur morphologie actuelle à des effondrements et qui sont reliées par d'étroits passages, eux aussi au sein d'éboulis pour la plupart (voir plan hors-texte).

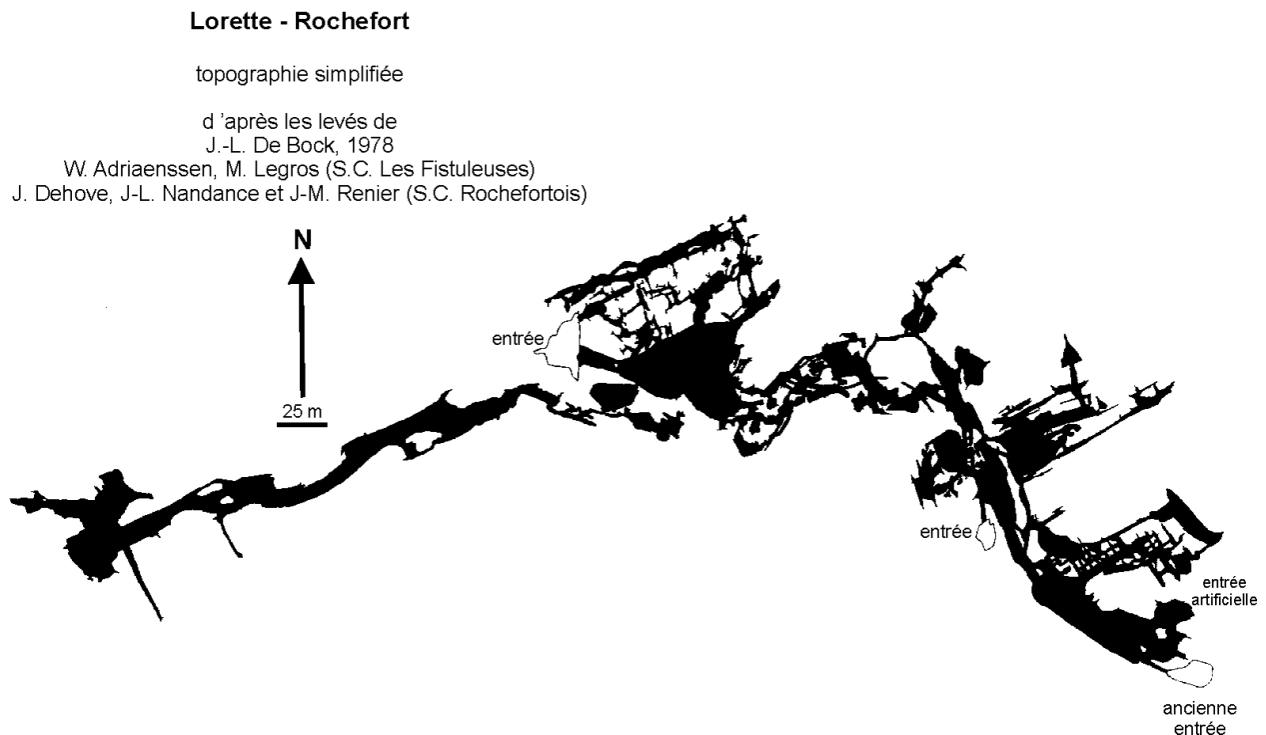
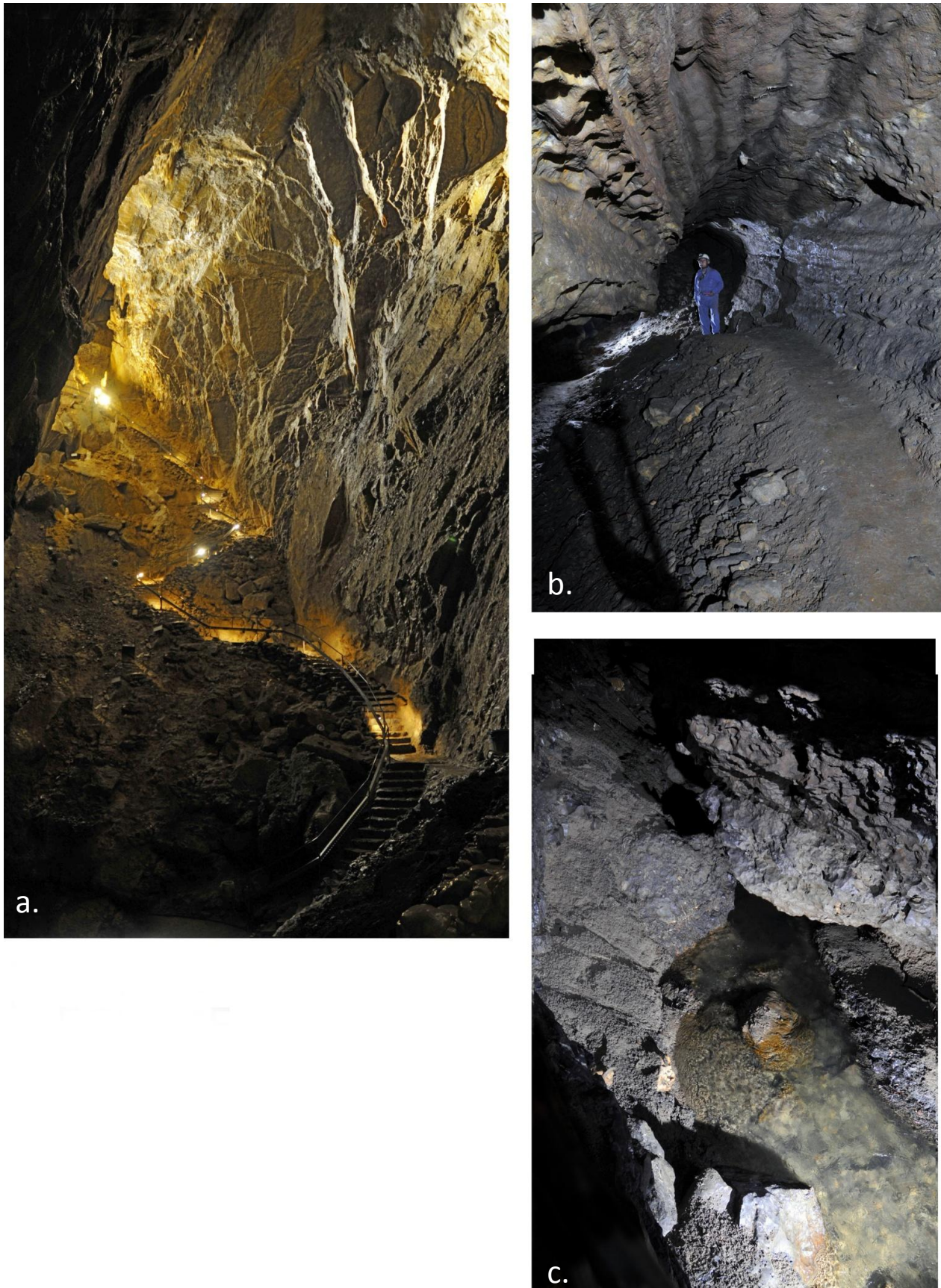


Figure 7 : Plan simplifié de la grotte de Lorette. – *Simplified map of Lorette Cave*



Figures 8 : La grotte de Lorette à Rochefort. a. La salle du Sabbat; sol d'éboulis. b. A la salle du Cataclysm: conduite forcée. c. La rivière, sous la salle du Sabbat; figures de corrosion différentielle des parois et dépôts de limon de crue. – *Lorette Cave, Rochefort. a.- Sabbath Hall : breakdown. b.- Cataclysm Hall: pressure flow tube. c.- the River: differential corrosion of the walls and silt deposit.*

En bordure des grandes salles, cependant, et dans quelques diverticules, s'observent des traces d'action de l'eau. Une rivière souterraine parcourt la cavité et est visible en plusieurs endroits. La roche y est profondément corrodée, présentant de profonds creux séparés par des parois tranchantes, signes d'une intense dissolution.

La grotte montre aussi d'autres formes dues au creusement par l'eau, et notamment de nombreuses conduites forcées ou « tubes ». Ceux-ci sont généralement rectilignes, de direction déterminée par la structure et de diamètre constant. Sous leurs vestiges s'observent des cailloux roulés épars sur le sol. Il semble bien que ces « tubes » ont transporté des galets. Ces conduites forcées sont pour la plupart en faible pente, et si elles ont pu véhiculer des cailloux, on peut en déduire que l'eau y circulait (au moins parfois) rapidement.

L'action de l'eau se manifeste encore par l'élargissement de fissures, fréquemment subverticales.

Mais plus des trois quarts de la superficie du plan de la cavité montrent de vastes salles couvertes d'éboulis. Ceux-ci ont certainement été favorisés par la présence de nombreux joints schisteux et par la nature calcschisteuse d'une partie de la roche encaissante.

Nos observations nous permettent d'établir comme suit la succession des stades de développement de la grotte :

a. les conduits cylindriques sont presque tous parallèles à la stratification de bancs, et qui plus est, subparallèles à leur direction ; peut-être constituent-ils un ancien raccourci de la Lomme dont la vallée subaérienne à Rochefort quitte la bande calcaire pour faire un long détour avant de la retrouver en aval de la ville. Un raccourci entraînerait une pente plus forte que celle du cours aérien, une vitesse plus grande...

Le fond des grandes salles, enfoui sous les éboulis, est situé bien plus bas que le niveau auquel nous avons observé les tubes ; les salles sont donc vraisemblablement plus récentes que les conduites forcées. Aux Arcades, près de la salle du Sabbat, il y a des diaclases qui recoupent des conduites forcées ; ces fissures ont leur fond nettement plus bas que le fond des tubes recoupés ; elles ont donc drainé l'eau des tubes.

b. les traces d'eau courante qui se manifestent en plusieurs endroits sont-elles plus récentes ou plus anciennes que les conduites forcées ? Les deux types de morphologie se rencontrent dans le secteur de la salle du Timbre, à l'extrémité ouest de la partie anciennement connue de la grotte : là les tubes ont eu leur moitié inférieure érodée par un autre type d'action de l'eau courante, qui a fait disparaître la moitié inférieure de la section cylindrique ; cette autre action de l'eau, qui a créé la salle du Timbre, est donc postérieure aux conduites forcées ; comme les cailloux

roulés n'ont pas été emportés, il s'agit probablement d'un courant moins rapide que celui des tubes. La chose est normale si on songe que les nouvelles cavités ainsi apparues ont une section bien plus large que les conduites forcées.

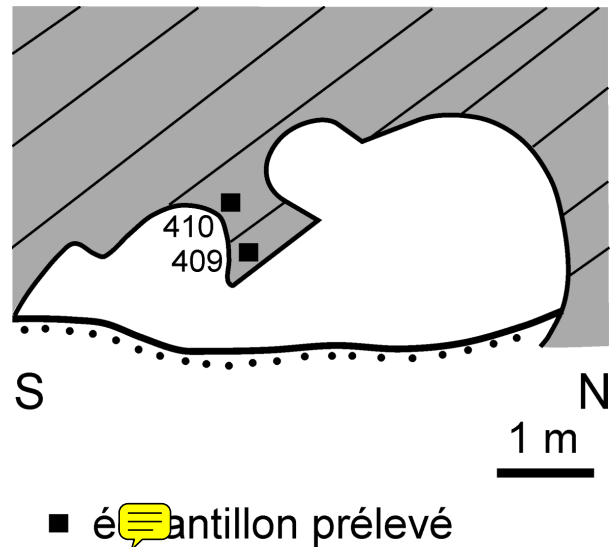


Figure 7 : Plan simplifié de la grotte de Lorette. – *Simplified map of Lorette Cave*

Mais ce type de morphologie est confiné aux diverticules ou aux places où le rétrécissement des salles a laissé subsister des voûtes basses et étroites, comme, par exemple, dans la section sud de la grotte, entre le trou Marie Sac-Attrape et la salle du Sabbat.

c. les éboulements : ceux-ci sont le phénomène dominant dans la cavité ; ils se sont produits en deux stades au moins.

En effet, les éboulis de la salle du Sabbat sont - et sont seuls, comme le montre la carte hors-texte - couverts de stalagmites.

Tous les autres éboulis sont dépourvus de concrétions notables (sauf la salle du Dromadaire, à l'est du val d'Enfer).

L'explication la plus simple consiste à admettre que des éboulis anciens ont eu le temps de se couvrir de concrétions dépassant parfois le mètre de haut, tandis que les éboulis les plus récents sont pratiquement nus. La différence est si nette que l'on peut parler ici de deux stades distincts au moins, sans préjuger d'une chronologie plus poussée.

d. quant à la corrosion intense des abords de la rivière souterraine, c'est un effet d'actions encore actuelles : lorsque l'eau monte, en temps d'inondation, elle forme, à cause d'étranglements situés plus en

aval, une étendue d'eau calme présentant une lente oscillation du niveau de l'eau (les crues durent de quelques jours à quelques semaines). La vitesse de l'eau est, aux places où l'on peut voir la rivière, très faible. C'est une situation phréatique temporaire qui résulte du battement de la nappe.

La grotte de Rochefort présente donc actuellement les traces de quatre types de creusement au moins, qui se sont succédé dans le temps, et dont les éboulis représentent de loin le type de morphogenèse le plus important, si l'on en juge par la superficie qu'ils occupent.

Influence de la lithologie

La composition de la roche a évidemment une influence sur la morphologie. Ainsi, à la salle du Timbre, on observe une curieuse masse rocheuse suspendue au plafond (Fig. 9). Cette forme, creusée dans la roche en place, comporte une masse assez large, reliée au plafond par un étroit pédoncule : elle évoque ainsi un cachet, d'où son nom de Timbre.

Le pédoncule est le témoin d'un banc qui fut fortement attaqué, tandis que la partie inférieure, plus volumineuse, est constituée d'un banc plus résistant. La forme, dans son ensemble, est inclinée comme la stratification. Elle a donc bien une origine lithologique.

Nous avons prélevé un échantillon dans la partie la moins attaquée et un autre dans la partie la plus attaquée.

Le banc le plus intact (éch. 409) est constitué d'une dolomie grenue (cristaux de quelque 60 microns). Le banc sus-jacent, beaucoup plus dissous (éch. 410), est un calcaire cristallin à ciment partiellement micritique et partiellement sparitique.

Les deux échantillons sont également poreux. Le calcaire a donc été ici beaucoup plus dissous que la dolomie. C'est le cas général dans la grotte.

Bibliographie

EK C., 1969. Facteurs, processus et morphologie karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique. Thèse de doctorat, Fac. des Sciences, Université de Liège, 476p.

LEGROS M., NANDANCE J.-L., PAUWELS M., QUINIF Y. & MABOGE B., 1993. La nouvelle galerie de Rochefort. Regards, 11: 18-22.

QUINIF Y., 1977. Essai d'étude synthétique des cavités karstiques de Belgique. Revue belge de Géographie, 101 : 115-173.

QUINIF Y., 2011. Les dépôts de la grotte de Lorette. Ce volume, 15 p.

4. Thier des Falizes

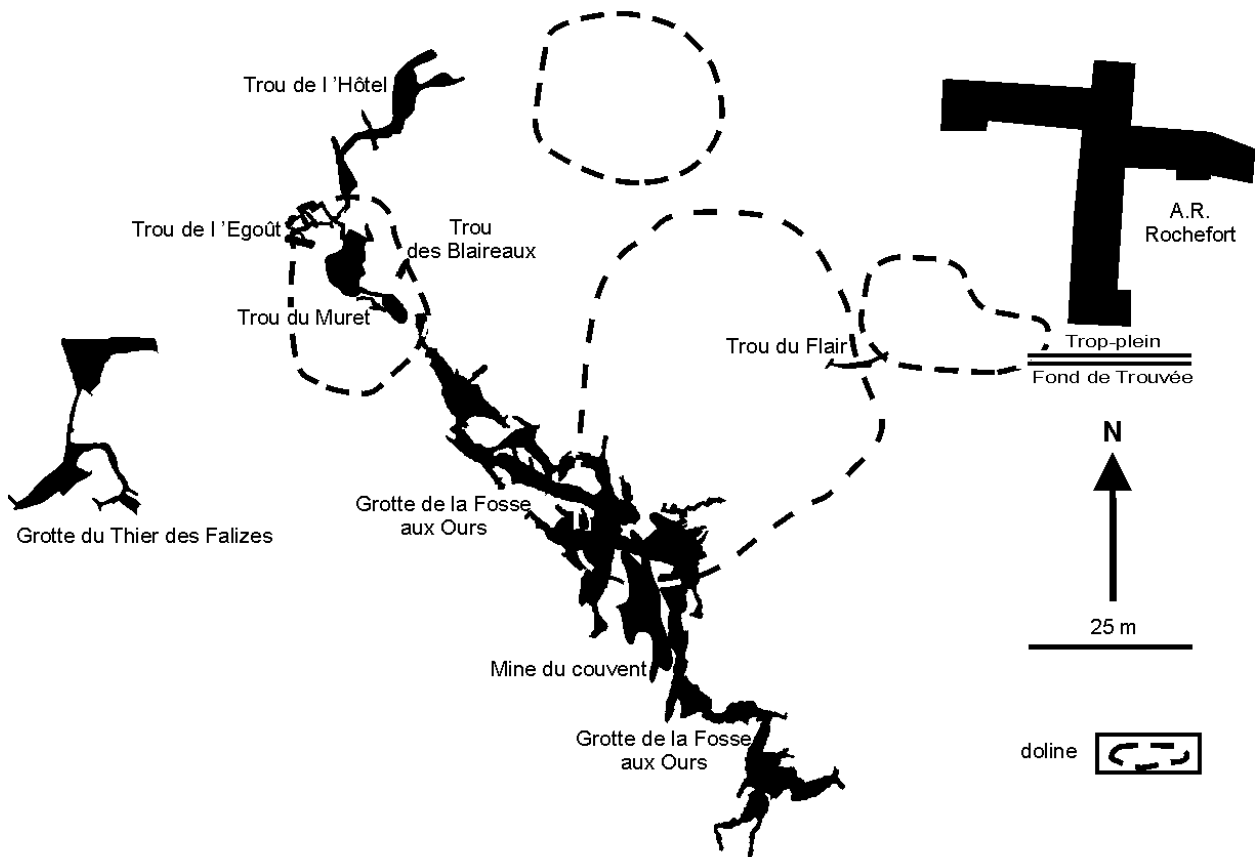
Abstract. *The underground shortcut of the Lomme river, initiated at Pré-au-Tonneau Cave, continued in Lorette Cave, ends at Thier des Falizes (Falises) where it meets the subaerial branch. The hillside is pitted with dolines that were investigated by R. Goossens (in Ek & Grimbérieux, 1979). This author described the site as follows:*

- a. *the upward doline extends near the college building and collects and absorbs a rivulet;*
- b. *the Fosse aux Ours ("Bears den") is a deep depression cluttered by fallen blocks: a collapse doline, in which a large cave was recently discovered;*
- c. *smaller dolines extend downwards, to make the connection with the Lomme river.*
- d. *There, a very short streamlet gushes out of the soil: it is the resurgence of the underground stream; but fifty meter downwards, it disappears again in a sinkhole.*

This small area shows how strong the surficial topography is bound to underground karst processes.

Une partie des eaux de la Lomme fait un raccourci souterrain, passant notamment par le Pré-au-Tonneau et par la grotte de Lorette. C'est au Thier des Falizes que le raccourci rejoint le cours subaérien de la rivière. Là, une série de dolines (Fig. 10) trouent le versant escarpé de la Lomme. R. Goossens (in Ek & Grimbérieux, 1979) en a analysé la topographie et y a distingué les éléments suivants :

- a. la doline la plus en amont s'est développée au pied de l'athénée ; elle reçoit, en temps de forte pluie, les eaux du ruisseau de Fond de Trouvée et les absorbe : elle est donc toujours active ;
- b. la vaste Fosse aux Ours est une profonde dépression de forme irrégulière, encombrée d'éboulis ; les nombreuses échappées de vapeur des éboulis en période froide indiquent la présence d'une cavité importante. Celle-ci, la grotte de la Fosse aux Ours, a en effet été découverte en 2008 par le S.C. Cascade (K. Carlier, 2010);
- c. une série de dolines plus petites s'étend vers l'ouest et rejoint la plaine alluviale de la Lomme ;
- d. là, un petit cours d'eau jaillit épisodiquement du versant et, après un cours aérien de moins de 50 mètres, s'enfouit à nouveau dans une perte intermittente, entrée de la grotte du Thier des Falizes. Ce cours d'eau fonctionne quand, lors des crues, l'eau s'enfouit dans la grotte du Nou Molin, ce qui prouve la fonctionnalité du raccourci souterrain de la Lomme.



Topographies des différentes cavités

Grotte du Thier des Falizes

G. De Block

Grotte de la Fosse aux Ours

G. De Sadelaer, S. Schaballie (S.C. Cascade)

Trou du Flair, Trou du Muret, Trou de l'Hôtel, Trou de l'Egoût, Trou des Blaireaux

E. & W. Adriaenssen, B. Duijère, M. Legros (S.C. Les Fistuleuses)

Topographie de surface

J.L. Nandancé, N. Haug, N. Goffin

Assemblage global

M. Legros (S.C. Les Fistuleuses)

Figure 10 : Dolines et cavités du Thier des Falizes (modifié d'après une compilation de M. Legros , 2011). – Dolines and caves of Thier des Falizes (modified from compilation by M. Legros, 2011).

Le karst du Thier des Falizes est un bel exemple des relations étroites entre l'activité souterraine et l'évolution de la morphologie superficielle des terrains calcaires : les dolines sont liées à l'activité hypogée et résultent en grande partie de l'effondrement de cavités souterraines.

Bibliographie

EK C. & J. GRIMBÉRIEUX, 1979. Comptes rendus du Colloque franco-belge de karstologie appliquée. Annales de la Société Géologique de Belgique, 102: 1-180.

CARLIER K., 2010. Le Spéléoclub Cascade découvre la grotte de la Fosse aux Ours : champagne ! Regards, 72: 9-14

5. La Laide Fosse

Abstract. The Laide Fosse is a suspended and blind valley, 100 m long, with a N-S direction and essentially developed in the Formation of Hanonet. It is situated at approx. 275 m height, on the plateau of Hamerenne. This "plateau", ledge lying the summit of the limestone strip at the Southern side of Saint - Odile's anticline, is turned to the dry valley of Lesse (Chavée) situated some hundreds of meters to the South.

The upstream part of the valley presents a "V" transverse profile, where the temporary brook flows on a shaly bedrock. The continuation of the streambed onto a more calcareous substratum is marked by a clear break of slope opening on a depression of about 40 m in diameter for about 10 m deep with regard to the surface of the plateau.

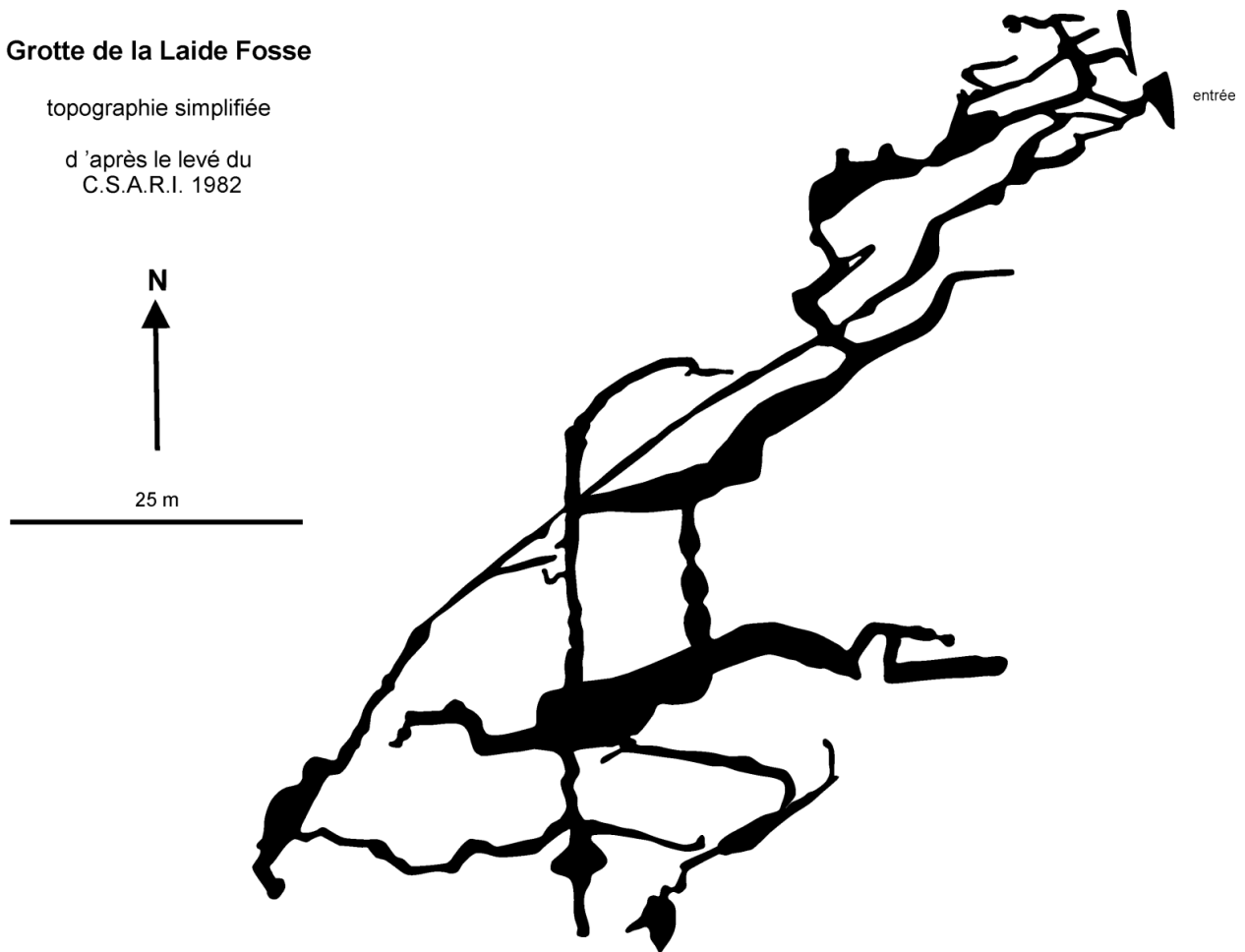


Figure 11 : Plan simplifié du réseau de la Laide Fosse (d’après Delaby S. 1984. La Laide Fosse. Spéléo Flash 142, pp 3-5). – *Simplified map of the Laide Fosse cave (from Delaby S. 1984. La Laide Fosse. Spéléo Flash 142, pp 3-5).*

The underground network of Laide Fosse develops over approx. 700 meters (according to the topography of C.S.A.R.I., 1982). It is essentially constituted by NE-SW passages and allows to find the underground stream which resurges at the Rond Tienne (Bonniver et al., 2010), hill formed by an abandoned meander located 1,5 km to the West, in the Lomme valley.

La Laide Fosse est un vallon suspendu et aveugle d’une centaine de mètres de long, de direction N-S et développé essentiellement dans la formation d’Hanonet. Elle se situe à environ 275 mètres d’altitude, sur le « plateau d’Hamerenne ». Ce dernier, replat marquant le sommet des bancs calcaires du flanc méridional de l’anticlinal de Sainte-Odile, est tourné vers la vallée sèche de la Lesse (la Chavée) située à quelques centaines de mètres au sud.

L’amont du vallon présente un profil transversal en V (Fig. 12c) là où le ruisseau temporaire coule sur un substrat plus schisteux. L’arrivée du cours d’eau sur un substrat plus calcaire se marque par une nette rupture de pente s’ouvrant sur une dépression d’une quarantaine de mètres de diamètre pour une dizaine de mètres de

profondeur par rapport à la surface du plateau.

Dans les années soixante, des spéléologues (Jasinski, 1965), ont creusé, sur plus de 4 mètres, un remplissage colmatant le fond de la doline perte (chantoir) où disparaissait le ruisseau. S’enfonçant le long de la microfalaise, ils dégagèrent l’entrée du réseau de la Laide Fosse qui se développe sur environ 700 mètres (Figs. 11, 12d) (d’après la topographie du C.S.A.R.I., 1982). Ce dernier est essentiellement constitué de passages NE-SW et permet de retrouver le ruisseau souterrain qui ressort à la résurgence du Rond Tienne (Bonniver et al., 2010), pépin de méandre situé à 1,5 km à l’ouest, dans la vallée de la Lomme.

Bibliographie

JASINSKI M., 1965. Plongée sous la Terre (l’aventure vécue). Ed. Flammarion, 24-33.

BONNIVER I., ROCHEZ G., DE VROEY P. & HALLET V., 2010. Essai de traçage sur le système karstique du Chantoir de la Laide Fosse (Hamerenne, commune de Rochefort). Regards, 73 : 5-9.



Figures 12: a. Vue générale du site de la Laide Fosse. b. Dépression de la partie aval de la Laide Fosse se terminant sur une falaise au pied de laquelle se localise l'entrée du réseau souterrain éponyme. c. Vue sur la partie amont de la Laide Fosse développée dans des formations plus schisteuses. A l'avant-plan, la rupture de pente marque l'arrivée du ruisseau temporaire sur le substrat plus carbonaté. Notez l'abondance de l'ail des ours, plante calcicole typique. d. Détail de la microfalaise avec calcaires argileux et entrée de la grotte de la Laide Fosse. – a. General view of the site of the Laide Fosse. b. Sinkhole of the downstream part of the Laide Fosse which is bordered by a cliff at the foot of which is found the entrance to the underground network. c. View of the upstream part of the Laide Fosse developed on shaly rocks. In the foreground, the nickpoint indicates the arrival of the temporary river on calcareous rocks. d. Detail of the micro-cliff with an argillaceous limestone and the entrance of the cave of the Laide Fosse.

6. Grotte et résurgence d'Eprave

Abstract. *Eprave Cave opens in a limestone cliff in the Sainte-Odile anticline, surrounded by shales. The cave entrance is about 15 m above the Lomme River. It is a pressure flow pipe leading to several halls, all opened in subvertical fractures. The cave develops along a fault direction, NNW-SSE, and a second direction, NE-SW, parallel to the fold axis.*

The karstic aquifer is visible as a sump at the bottom of the cave. The water level can rise 2 meter during floods.

The resurgence is the main one of the underground Lomme. Some of the sinks are 8.5 km upstream. From these sinks, the underground stream flows at an average velocity of 50 m/hour in normal situation.

Water of the resurgence comes from a vaclusian cave, in which divers reached -88 meter, ending in a squeeze.

Le site d'Eprave est un éperon rocheux limité à l'est par une falaise qui s'étire sur ± 200 mètres en direction du NNW. Il correspond à la zone d'engorgement de l'anticlinal de Sainte Odile entouré par des shales de la Formation de Nismes qui forment un seuil hydrogéologique obligeant les eaux souterraines à émerger (voir Hallet et Meus, 2011, ce livret). Cette situation explique en

grande partie le développement des de deux principaux phénomènes karstiques ouverts dans la Formation de Fromelenes : la grotte et la résurgence d'Eprave, principal exutoire de la Lomme souterraine.

La grotte d'Eprave (Figs. 13, 16e)

Elle se situe en milieu de falaise, une quinzaine de mètres au-dessus du lit aérien de la Lomme. Son entrée est une grande conduite forcée qui s'enfonce dans le massif et qui donne accès à plusieurs salles essentiellement constituées de fractures subverticales élargies ou à d'autres réseaux en conduites forcées développées au gré de la stratification et des réseaux de diaclases. L'aquifère karstique s'observe au fond du réseau et peut s'élever de plus de deux mètres lors des périodes de crue. Sur certaines parois, des alvéoles parfois métriques marquent des processus de dissolution lents, en milieu noyé. La grotte, anciennement touristique, ne possède plus que des concrétionnements mineurs dont certains se présentent sous forme coralloïde. Les passages se développent essentiellement selon les directions NNW-SSE et NE-SW. La première de ces directions est conforme aux failles longitudinales développées durant la phase majeure de l'orogénèse varisque (Delvaux de Fenffe, 1985) et correspond à l'axe de la falaise. La seconde direction est globalement calquée sur l'axe des plis.

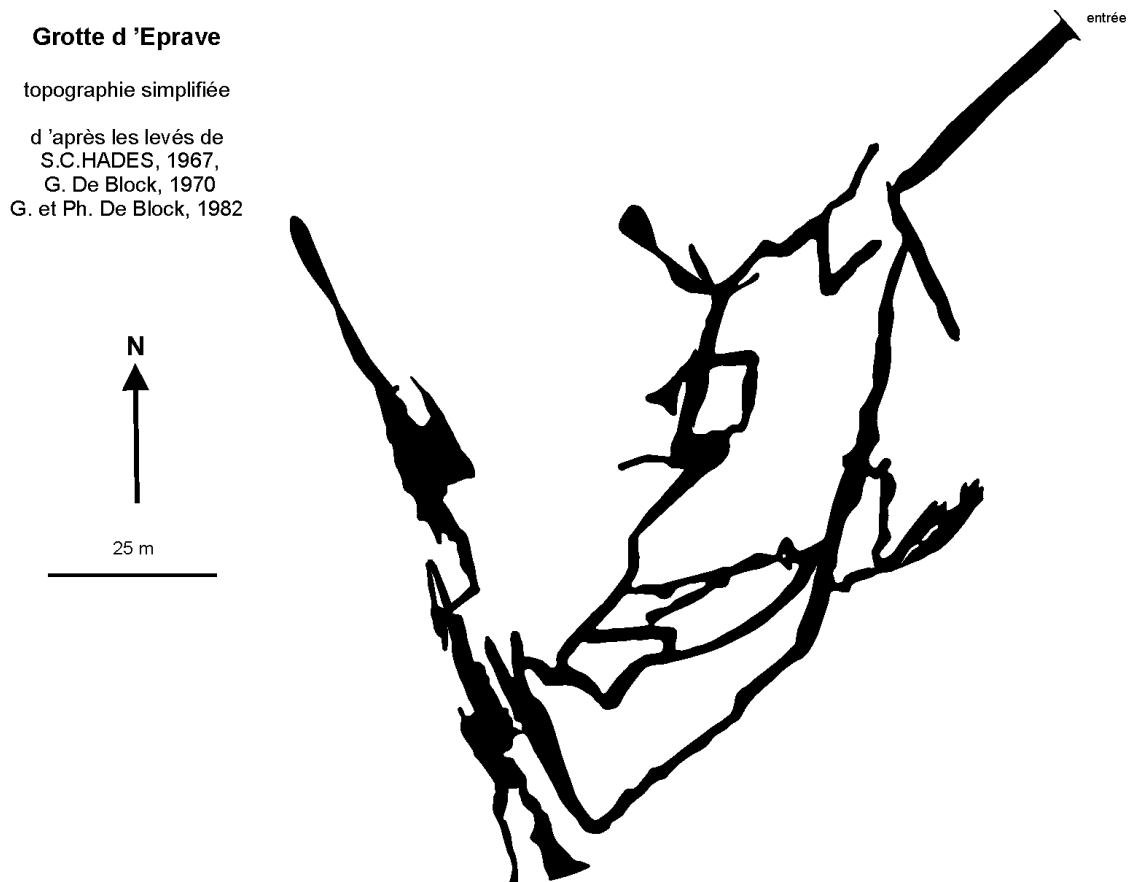


Figure 13 : Plan simplifié de la grotte d'Eprave. – *Simplified map of the cave of Eprave.*

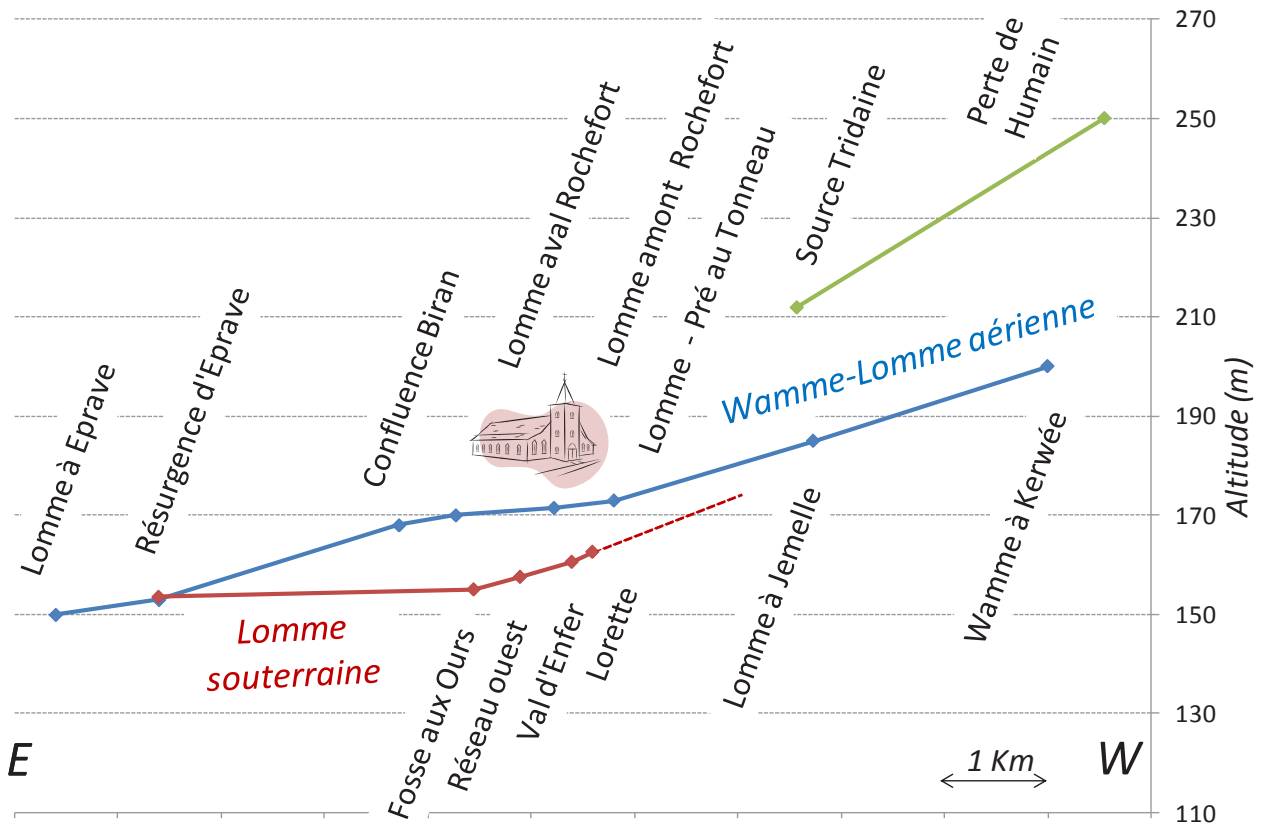


Figure 14 : Profils comparés de la Lomme aérienne et de la Lomme souterraine. – *Hydrographic sections of the surficial Lomme river and of the underground Lomme river (Hallet & Meus, 2011)*.

La résurgence d'Eprave (résurgence vaclusienne)

a. Hydrogéologie¹

Il s'agit de la principale sortie d'eau de la Lomme souterraine qui draine les calcaires givetien de la Calestienne le long d'un axe hydrographique NE-SO formé par la Wamme et la Lomme. Les drains principaux de cette percée hydrogéologique sont identifiés en amont jusqu'à une distance de 8,5 km, à hauteur des pertes de la Wamme à On (entre Jemelle et Hargimont). Depuis ces pertes, l'eau souterraine s'écoule jusqu'à la résurgence à une vitesse approximative de 50 m/h en situation normale (traçages de R. Delbrouck, 1974). Les phénomènes karstiques connus les plus importants (Pré au Tonneau, Nou Molin, Lorette, Fosse aux Ours) concentrés autour de Rochefort, là où la Lomme aérienne quitte temporairement les calcaires, accentuent le processus de recouplement souterrain du méandre principal traversant la ville. Le compartimentage des calcaires du Givetien par les shales de la base de la formation de Fromelennes, ainsi que l'accident transversal du Thier des Falizes en aval de Rochefort, jouent de toute évidence des rôles importants pour les écoulements souterrains et ils règlent la dynamique de mise en charge du massif lors des crues. Lors de ces dernières, le réseau souterrain de Rochefort

s'engorge rapidement (les niveaux de la nappe atteignent alors un quasi-équilibre avec la Lomme aérienne) et sa vidange est ensuite régulée par la transmissivité du massif jusqu'à la résurgence. Un autre réseau se développe dans les calcaires du Givetien sur le flanc sud de l'anticlinal de Sainte Odile. Les eaux en résurgent à l'émergence du Rond Tienne située en amont du rocher, à la faveur des shales qui séparent en deux les calcaires du Givetien à cet endroit. Le traçage de Bonniver *et al.* (2010) démontre une relation rapide (80 à 150 m/h) entre le chantoir de la Laide Fosse situé à 1,5 km à l'est et l'émergence.

b. Morphologie

Morphologiquement, la résurgence est la branche remontante d'un siphon plongé à – 88 m dont les directions de développement sont similaires à celles de la grotte d'Eprave (Pauwels, 1994)

« A 2 mètres sous la surface de la vasque, entre l'éboulis le pilier de roche en place, s'ouvre l'étroiture d'entrée. ... On débouche alors dans une minuscule logette au sein de l'éboulis... Cette zone délicate² étant franchie, on pénètre dans une belle galerie aux dimensions imposantes pour la Belgique ($l = 2,5$ m; $h = 1,8$ m)³. Cette galerie plonge

¹ D'après Meus *et al.*, 2011, et Hallet & Meus, 2011, ce volume.

² Une étroiture et un laminoir

³ En ce qui concerne la morphologie de la grande galerie

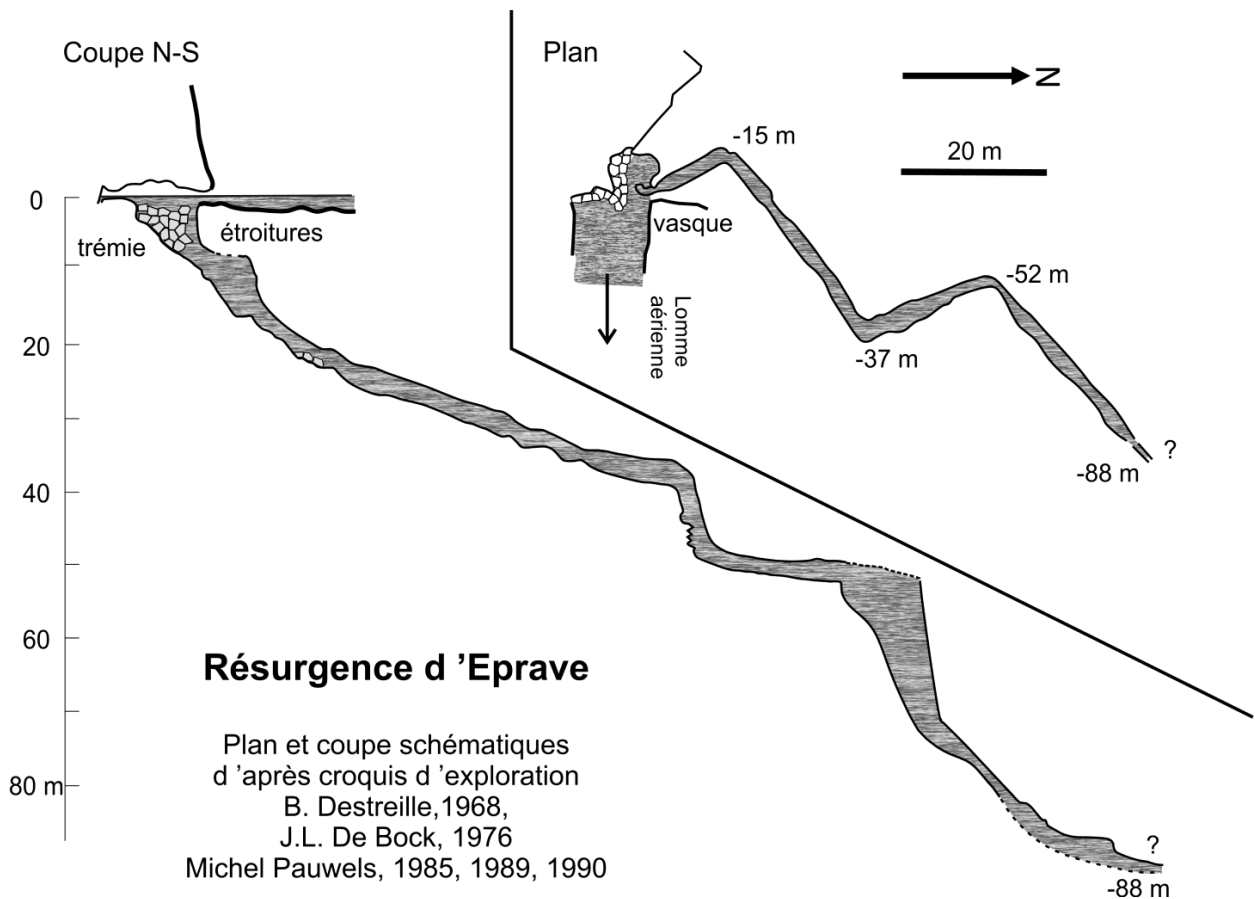


Figure 15 : Plan et coupe simplifiés de la résurgence d'Eprave (modifié d'après Pauwels, 1994. – *Simplified map and cross-section of the resurgence of Eprave (modified after Pauwels, 1994).*

avec une pente quasi constante de 60° jusqu'à la profondeur de 40 m. Plancher et parois sont tapissés d'une épaisse couche de sédiments légers, de couleur blanchâtre, qui donnent à l'eau son aspect laiteux tout à fait typique. A partir de - 40 la pente s'atténue pour revenir à environ 20°. Quelques blocs et éperons rocheux rompent l'aspect monotone de la galerie, qui se prolonge en pente douce jusqu'à -50. Là, l'aspect change totalement : on descend dans un véritable puits⁴ aux parois subverticales, très friables... Vers -70, on retrouve un sol en pente raide, et le plafond s'abaisse notablement jusqu'à former une sorte de laminoir incliné à -75. C'est dans cette zone qu'on perd le courant . . . Le laminoir débouche à -80 sur un méandre descendant, étroit et haut ... Au terminus atteint, soit - 88, le méandre se pince irrémédiablement» (Pauwels, 1994, p. 25).

jusqu'à -40 m, elle n'a pas l'aspect de tube bien lisse que l'on prête d'habitude aux "conduites forcées". Passé la zone d'éboulis de l'entrée, on peut voir à gauche et à droite des banquettes qui font plutôt penser à un profil en "trou de serrure". Dans la partie initiale, le plafond est percé de nombreux orifices qui communiquent avec la vasque (bulles) (M. Pauwels, comm. pers.).

⁴ En réalité, il ne s'agirait pas d'un puits mais d'une portion de galerie dissymétrique (M. Pauwels, comm. pers.)

Bibliographie

HALLET V. & MEUS PH., 2011. Contexte hydrogéologique des systèmes karstiques de la région de Rochefort, ce volume

DELVAUX DE FENFFE D., 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 : 81-95.

DELBROUCK R., 1974. Expérience de traçage des eaux souterraines de la Wamme et de la Lhomme. Ministère de l'agriculture – Service de l'hydraulique agricole – District V – Namur.

MEUS Ph., GAILLIEZ St., FUNCKEN L., MOUREAUX P., DELLOYE F. & NIX Ph., 2011. Surveillance de la résurgence d'Eprave, ce volume.

PAUWELS M., 1994. La Résurgence d'Eprave. Lapiaz, revue de l'Equipe Spéléo du Centre et de Mons, n° 9 : 22-25.



Figures 16 : a. Site d'Eprave : E. : éperon rocheux, point le plus haut de la falaise ; R.T. : Rond Tienne, résurgence du ruisseau de la Laide Fosse. b. Site de la résurgence d'Eprave et limite septentrionale de la falaise avec la fracture principale vraisemblablement à l'origine de la falaise et peut-être liée au développement du siphon de la résurgence. c. Résurgence d'Eprave (au fond) et Lomme durant une crue (février 2007) (photo Ph. Meus). d. détail de la résurgence d'Eprave. e. Couloir d'entrée de la grotte d'Eprave, ancienne conduite forcée. f. Ancienne grotte démantelée à proximité de la grotte d'Eprave. – a. *Site of Eprave : E. : limestone rock spur, highest point of the cliff; R.T. : Rond Tienne, resurgence of the Laide Fosse stream.* b. *Site of the Eprave resurgence and northern limit of the cliff, which may be linked to the development of the resurgence.* c. *Eprave resurgence and Lomme during a flooding (February 2007) (photo Ph. Meus).* d. *Close up of the Eprave resurgence.* e. *Entrance corridor of the Eprave cave, old pressure pipe.* f. *Old dismantled cave near the Eprave cave.*

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA RÉGION DE ROCHEFORT (SYNCLINORIUM DE DINANT, BELGIQUE)

Jean-Marc MARION¹, Bernard MOTTEQUIN¹, Laurent BARCHY², Sabine BLOCKMANS³
et Virginie DUMOULIN³

1. ULg – Dépt. de Géologie/Paléontologie animale/Carte géologique de Wallonie/B18 – Allée du 6 août, Sart Tilman/B-4000 Liège.
2. Carrière Carmeuse S.A. Engis, rue de Ramioul, 4480 Engis
3. ULB /Faculté des Sciences/Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement/CP 160/02, Av. F. D. Roosevelt, 50/B-1050 Bruxelles

Abstract: Geological and structural description of the Rochefort area (Dinant Synclinorium, Belgium). Realised in the framework of the program "Revision of geological maps of Wallonia" the new geological maps "Rochefort - Nassogne" and "Houyet - Han sur Lesse" have formed the basis for this note. They represent a synthesis and the update of geological knowledge gained since the previous edition (1900), both in terms of lithostratigraphy and tectonics.

The identification, exploration and mapping of various rock units in this part of the Dinant Syncline have led several generations of geologists to identify the structural grain of the region.

The main tectonic elements encountered on this map are: longitudinal structures of predominantly SSW-NNE direction that include folds of different style and order, normal and reverse faults with occasional lateral slip component, and many smaller fractures as the sets of conjugate faults. Sets of transversal (cutting) faults were also recognized. Folds, located on the fringe of the Ardenne generally expose north-verging "plis-en-chaise" style, with axial plane schistosity.

Résumé. Réalisées dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de Wallonie commandité depuis 1990 aux universités francophones et à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique) par le gouvernement wallon, les nouvelles cartes géologiques « Rochefort - Nassogne » et « Houyet – Han/Lesse » ont servi de support à la présente note. Elles font la synthèse et représentent la mise à jour des connaissances géologiques acquises depuis la précédente édition (1900), tant du point de vue lithostratigraphique que tectonique.

L'identification, la prospection et la cartographie des différentes unités lithostratigraphiques de cette portion du Synclinorium de Dinant ont ainsi conduit plusieurs générations de géologues à mettre en évidence les éléments tectoniques essentiels.

En résumé, les principaux éléments tectoniques rencontrés sur cette carte sont : de grandes structures longitudinales majeures d'orientation SSW-NNE qui comprennent des plis de style et d'ordre différents, des failles normales (et inverses) avec, parfois, association d'une composante décrochante et de nombreuses fractures plus modestes (locales), comme les ensembles de failles conjuguées, failles inverses et normales. Plusieurs familles d'accidents transversaux ont aussi été reconnues. Les plis, situés sur la marge de l'Ardenne, au NW de l'anticlinal de Halleux présentent généralement le style « en chaises renversées », avec développement d'une schistosité plan axial à pied sud (plis à vergence nord accentuée).

1. Introduction

La contrée comprise entre les méridiens d'Eprave à l'W et d'Hargimont à l'E, que nous dénommons ici région de Rochefort, se situe sur le flanc méridional du Synclinorium de Dinant, à la limite de l'Anticlinorium de l'Ardenne ; ces deux unités structurales constituent l'Allochtonne ardennais (Fig. 1). Le Synclinorium de Dinant comprend une succession de plis, de direction générale WSW-ENE, qui affectent des séries sédimentaires s'étageant depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Carbonifère (Pennsylvanien). Il est délimité au

N par la Faille du Midi (aussi connue sous le nom de Faille eifélienne) et au S, par le bord septentrional de l'Anticlinorium de l'Ardenne. La région cartographiée fait partie de l'Ardenne sensu lato, qui appartient à la zone rhéno-hercynienne du tectogène varisque en Europe occidentale (Averbuch *et al.*, 2006 ; Ziegler, 1982 et 1990).

La région de Rochefort comprend deux unités géologiques qui se distinguent par leur lithologie et leur type de plissement, à savoir la Famenne et la Caestienne.

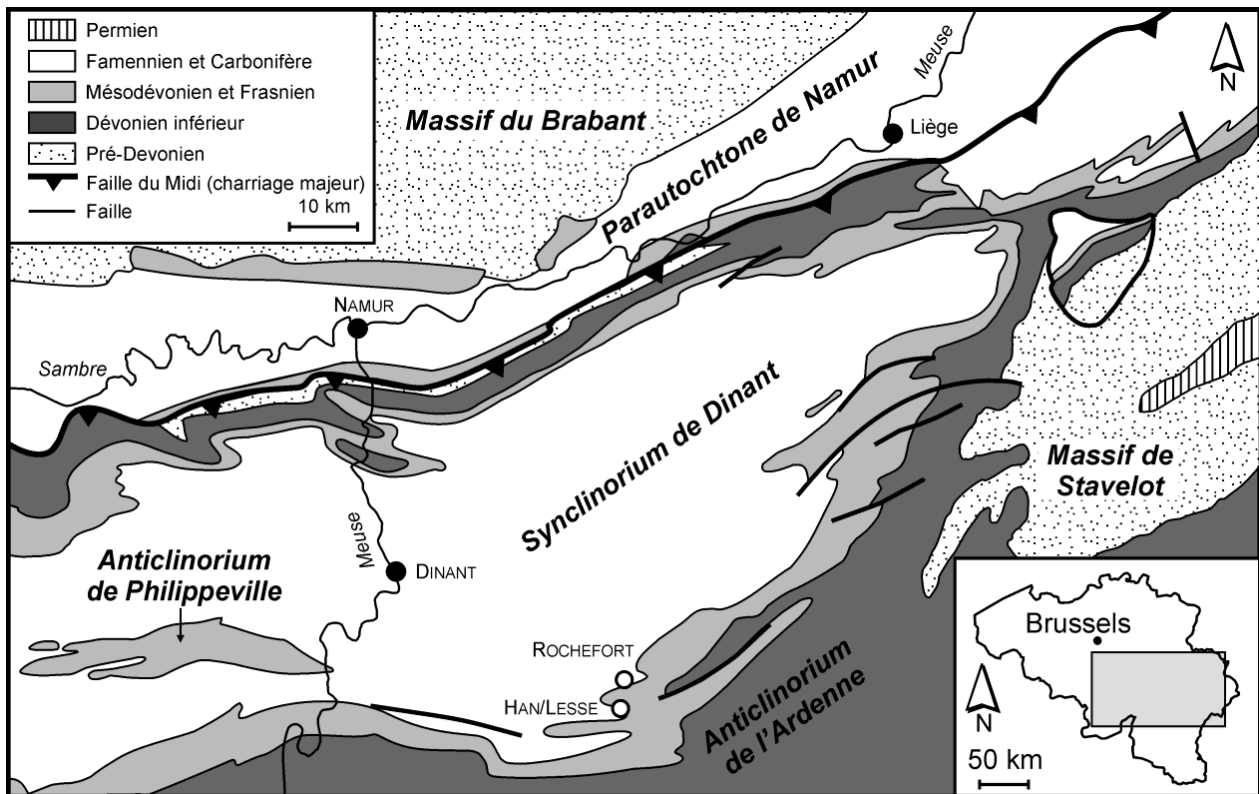


Figure 1 : Localisation de Rochefort et Han-sur-Lesse dans le cadre général des grands unités géologiques de Wallonie (modifié d'après Denayer & Poty, 2010). – Location of the Rochefort and Han-sur-Lesse area in the structural framework showing the main geological units of Wallonia (modified from Denayer & Poty, 2010).

La Famenne est une unité terrigène à dominante argilosilteuse composée par les séries du Frasnien supérieur et du Famennien inférieur (Dévonien supérieur). Les plis y sont nombreux, serrés et affectés par de multiples failles longitudinales dont la mise en évidence s'avère particulièrement ardue en raison du caractère monotone des terrains en présence.

La Calestienne correspond à la zone d'affleurement des calcaires mésodévonien et frasnien du flanc S du Synclinorium de Dinant (Blondieau, 1993). En territoire belge, elle s'étire sur plusieurs dizaines de kilomètres depuis la frontière française (Momignies) jusqu'à Louveigné au SE de Liège (Fig. 1). Cette bande calcaire montre fréquemment des plis, dont l'allure en plan est celle d'un Z, qui sont recoupés par de grandes failles longitudinales (normales ou inverses) à composante décrochante (Barchy *et al.*, 2004 ; Dejonghe, 2008 ; Delvaux de Fenffe, 1985, 1989 ; Marion & Barchy, 1999 et 2001). Dans la région rochefortoise, la Calestienne se situe sur le flanc nord d'un vaste pli anticlinal (anticlinal de Halleux, voir Dejonghe (2008) pour plus de détails), dont le plan axial à pente S traduit l'allure en « chaises renversées vers le N » des plis de cette portion du Synclinorium de Dinant.

La zone décrite dans ce travail couvre deux cartes géologiques à échelle 1 :25.000 (Fig.2) , d'une part la carte Houyet–Han-sur-Lesse (Blockmans & Dumoulin,

sous presse), d'Eprave à Rochefort (W) et d'autre part, celle de Rochefort–Nassogne (Barchy *et al.*, sous presse), de Rochefort (W) à Hargimont.

2. Cadre lithostratigraphique du Givetien et du Frasnien de la région de Rochefort

Le Givetien de cette partie du flanc méridional du Synclinorium de Dinant se caractérise par des roches essentiellement carbonatées au sein desquelles s'intercalent des niveaux argileux, alors que le Frasnien se singularise par une sédimentation principalement argileuse et le développement de lentilles récifales carbonatées qui furent, par le passé, intensément exploitées pour la marbrerie (Fig. 3). Leur puissance respective s'élève à 450 m et à 500 m au méridien de Rochefort. A l'heure actuelle, certains calcaires frasnien sont activement exploités comme granulats chimiques, en vertu de leur pureté (e.a. carrière de la Boverie à Rochefort).

Seules les formations carbonatées sont décrites dans ce chapitre. Dès lors, les formations argileuses de la partie supérieure du Frasnien (formations des Valisettes, de Barvaux et de Matagne) ne seront pas abordées ici. Pour de plus amples détails relatifs à la lithostratigraphie du Givetien et du Frasnien de la région rochefortoise, le lecteur se référera aux travaux de Bultynck *et al.* (1991), Boulvain *et al.* (1999), Barchy *et al.* (sous presse) et Blockmans & Dumoulin (sous presse).

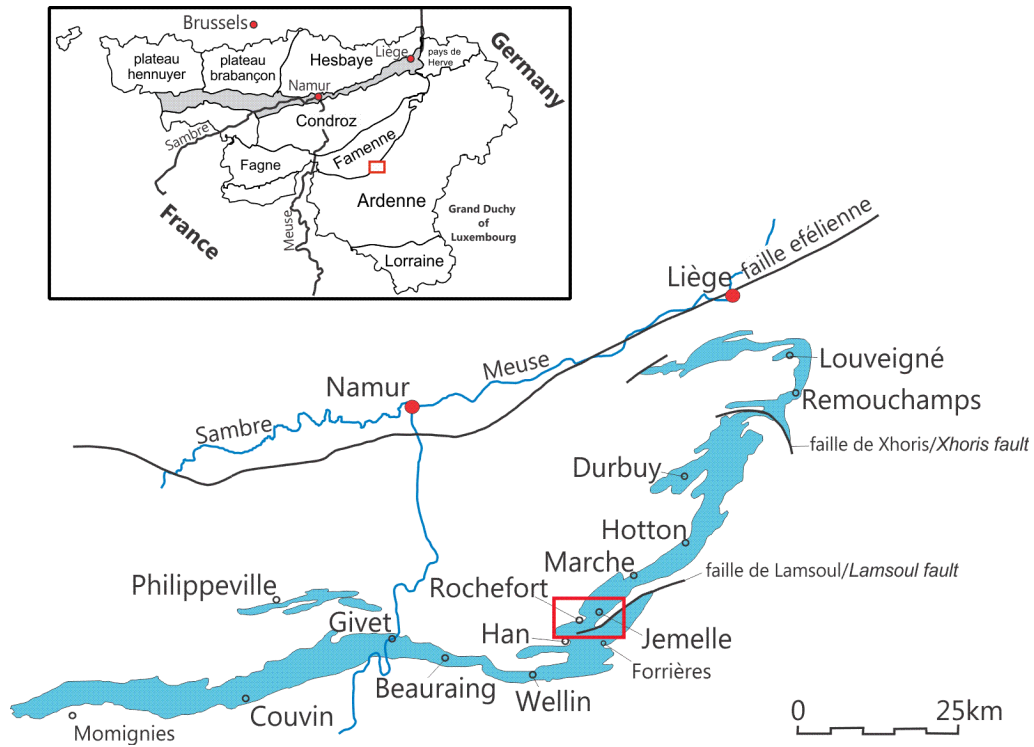


Figure 2 : Carte des régions naturelles de Wallonie et carte schématique de la zone d'affleurement des calcaires mésodévonien et frasnien de la Calestienne, au bord sud du Synclinorium de Dinant* (*voir Fig. 1). En encadré, zone d'étude de ce livret guide. – *Maps of natural regions of Wallonie and simplified map of the Mesodevonian and Frasnian limestones of the Calestienne, in the southern margin of the Dinant Synclinorium* (see Fig.1). In the frame, the study area of this guidebook.*



Figure 3 : Assemblage des cartes géologiques 59/3-4 Rochefort-Nassogne (Barchy et al., sous presse) et 59/1-2 Houyet-Han-sur-Lesse (Blockmans et Dumoulin, sous presse) de la zone concernée, entre les méridiens de Rochefort et d'Eprave. – *Assembly of the geological maps 59/3-4 Rochefort-Nassogne (Barchy et al., in press) and 59/1-2 Houyet-Han-sur-Lesse of the study zone, between the meridians of Rochefort and of Eprave.*

Formation d'Hanonet

Hormis sa base à caractère terrigène (shales avec minces bancs silto-gréseux), l'essentiel de la Formation d'Hanonet (Eifélien supérieur-Givetien inférieur) est constitué par une alternance de calcaires argileux gris-vert foncé à noirs, bioclastiques, crinoïdiques et de shales carbonatés gris-vert foncé à noirs. Les bancs ont souvent un aspect noduleux à subnoduleux. La macrofaune est abondante et diversifiée (e.a. brachiopodes, coraux, crinoïdes) avec notamment des niveaux riches soit en organismes lamellaires (stromatopores, tabulés), soit en rugueux solitaires et tabulés (e.a. entrée de la Laide Fosse au NE de Han/Lesse).

L'épaisseur de la Formation d'Hanonet est assez variable puisqu'elle n'est que de quelques mètres sur la carte Rochefort–Nassogne, mais peut atteindre près de 75 m sur le territoire de la carte Houyet–Han-sur-Lesse. Dans la région de Han-sur-Lesse, l'affleurement de la Laide Fosse (à proximité de la route menant de Han/Lesse à Hamerenne, au S de Rochefort) mérite le déplacement. En effet, la formation y est suffisamment calcaire pour que le réseau karstique puisse s'y développer, à partir du chanoir qui absorbe les eaux s'écoulant sur les dépôts terrigènes sous-jacents de la Formation de la Lomme.

Formation de Trois-Fontaines

Classiquement, la formation de Trois-Fontaines (Givetien inférieur) débute par quelques mètres de calcaires crinoïdiques gris foncé qui sont surmontés par un niveau biostromal riche notamment en gros stromatopores globulaires et en rugueux coloniaux dont la puissance varie entre zéro et quelques dizaines de mètres. Selon qu'il est présent ou non, lui succèdent, verticalement ou latéralement, des bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire crinoïdique (devenant gréseux à l'E du méridien de Marche-en-Famenne). Suivent ensuite des bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire bioclastique (avec lumachelles à brachiopodes [Stringocephalidae]), de calcaire fin gris foncé à terriers et fenestras, gastéropodes et ostracodes (Lepeditia), de calcaire laminaire fin de type algaire, à bioturbations et de calcaire grenu, bioclastique à coraux, tabulés, brachiopodes et stromatopores.

L'épaisseur maximale des calcaires de la Formation de Trois-Fontaines peut atteindre une centaine de mètres. Leur karstification est telle que plusieurs grottes furent autrefois ouvertes au grand public (grotte de Jemelle, au S de la localité) ou le sont encore à l'heure actuelle.

Formation des Terres d'Haura

La Formation des Terres d'Haura (Givetien inférieur ; 70 à 75 m) débute habituellement par plusieurs passées constituées de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire gris à gris foncé riche en accumulations fossilifères (tabulés, rugueux, brachiopodes). Sa partie inférieure comprend un niveau repère régional à Argutastrea

quadrigemina surmonté quelques mètres plus haut par un « biostrome » à stromatopores, tabulés et rugueux (Coen-Aubert, 2003). L'ensemble de la formation comprend des calcaires gris foncé, fins ou grenus et très fossilifères (brachiopodes, coraux, stromatopores massifs). Ces calcaires, souvent argileux et subnoduleux, sont disposés en bancs décimétriques à pluridécimétriques et séparés par de minces couches de shales (schistes) carbonatés.

Sur la carte de Houyet–Han-sur-Lesse, les calcaires sont essentiellement argileux, finement bioclastiques (fréquemment crinoïdiques) et contiennent des lumachelles riches en gastéropodes, brachiopodes ou coraux divers (rugueux solitaires, tabulés branchus). Les bancs présentent localement un aspect laminaire (Bois de Noulaiti et de Wérimont).

Formation du Mont d'Haura

La base de cette unité lithostratigraphique d'âge givetien inférieur, dont la puissance totale varie entre 150 m et 180 m, est à nette dominante argileuse. Elle débute en effet par des shales (schistes) et des calcaires argileux (« calcschistes ») gris-brun qui livrent, parmi une macrofaune diversifiée, de nombreux rugueux (Coen-Aubert, 1999). Viennent ensuite des calcaires biostromaux de teinte grise et disposés en bancs métriques à plurimétriques. Ils contiennent d'innombrables lumachelles (stromatopores, brachiopodes, tabulés, etc.) qui alternent avec des calcaires fins (mudstones) de type lagunaire. Ces derniers sont argileux à bioclastiques et recèlent une faune variée : crinoïdes, brachiopodes (e.a. stringocéphalidés), gastéropodes, coraux et ostracodes (Lepeditia). Signalons la présence occasionnelle de calcaires fins de teinte noire qui se débitent en plaquettes.

Les développements karstiques importants qui affectent la formation constituent un pôle d'attraction touristique certain (grotte de Lorette et une partie du réseau des grottes de Han).

Formation de Fromelennes

La Formation de Fromelennes (Givetien moyen à supérieur), dont l'épaisseur varie entre 120 m et 140 m, comprend les trois membres suivants, de la base au sommet :

- le Membre de Flohimont (environ 30 m) composé de calcaires argileux fossilifères (brachiopodes – dont les derniers stringocéphalidés –, rugueux, stromatopores, etc.) alternant avec des passées pluridécimétriques à métriques de shales (schistes) de teinte verte. Notons qu'au méridien de la région de Durbuy ce membre incorpore des bancs de grès ;
- le Membre du Moulin Boreux (environ 85 m) constitué par des calcaires gris biostromaux (stromatopores massifs et branchus [Amphipora], tabulés, etc.) se présentant en bancs pluridécimétriques à métriques qui alternent de

manière cyclique avec des calcaires fins de type lagunaire (présence de stromatolites en « bouffées de pipe ») ;

- le Membre du Fort Hulobiet (environ 25 m) incluant des calcaires argileux en bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques (débitage « en plaquettes ») ainsi que des calcaires laminaires et des niveaux riches en rugueux (e.a. *Disphyllum virgatum*) dans sa partie supérieure. Des calcaires grenus de teinte brunâtre sont signalés localement. La partie sommitale renferme des niveaux bréchiques ainsi qu'un horizon remarquable à gros stromatopores globulaires (« bancs à boules »).

Plusieurs grottes sont (partiellement) développées au sein de la Formation de Fromelennes, notamment celles d'Eprave, du Bois de Wérimont et de Han ainsi que le Trou Maulin à l'entrée (SE) de Rochefort.

Formation de Nismes

D'une puissance avoisinant 35 m, la Formation de Nismes (Givetien supérieur-Frasnien inférieur) est essentiellement argileuse. Elle débute par un horizon de calcaire argileux à caractère noduleux qui livre habituellement des brachiopodes (e.a. atrypidés et spiriféridés) atteignant une taille respectable (« Zone des Monstres » sensu Gosselet [1888]). En outre, un niveau à oolites ferrugineuses est reconnu dans sa partie inférieure (e.a. de Magnée, 1933 ; Coen, 1977). Le reste de la formation est majoritairement constitué de shales (schistes) verdâtres au sein desquels viennent s'intercaler quelques trains de nodules carbonatés et de rares lentilles calcaires.

Formation du Moulin Liénaux

Deux à trois membres sont distingués au sein de la Formation du Moulin Liénaux (Frasnien inférieur et moyen) selon le contexte paléogéographique (Marion & Barchy, 1999 et 2001). La succession est la suivante, de bas en haut :

- le Membre de Chalon comprenant des calcaires argileux gris foncé à noirs, parfois grossièrement noduleux et organoclastiques (rugueux coloniaux, tabulés et brachiopodes) ; le tout est disposé en bancs décimétriques à pluridécimétriques entre lesquels des bancs schisteux sont interstratifiés (Coen, 1977). En général, son épaisseur n'excède pas quelques mètres, mais peut atteindre près de 20 m à proximité des récifs du Membre de l'Arche ;
- le Membre de l'Arche correspondant à des corps récifaux d'épaisseur pluridécimétrique à hectométrique et formés par des calcaires gris clair (ou plus rarement rosés à rouges) à stromatopores, tabulés, rugueux, brachiopodes et crinoïdes. Ce membre est uniquement présent dans la carrière de la Boverie (bord NW du Gerny), à cheval sur les cartes Rochefort–Nassogne et Aye-Marche (Barchy & Marion, sous presse) ;

- le Membre de l'Ermitage (environ 120 m d'épaisseur) regroupant des shales (schistes) gris verts avec quelques alignements de nodules calcaires pluricentimétriques à décimétriques et des bancs de calcaire noduleux d'épaisseur similaire. Un niveau carbonaté de quelques mètres d'épaisseur est développé localement et présente des faciès diversifiés (unité b' sensu Coen [1974, 1977]). Ce niveau calcaire correspond latéralement au calcaire biohermal du Membre de La Boverie (voir Boulvain & Coen-Aubert [2006] pour plus de détails) qui n'a cependant pas été cartographié comme tel sur la carte de Rochefort–Nassogne (Barchy et al., sous presse).

Formation des Grands Breux

A l'instar de la Formation du Moulin Liénaux sous-jacente, celle des Grands Breux (Frasnien moyen) comprend également deux à trois membres selon le contexte paléogéographique (Marion & Barchy, 1999 et 2001) : le Membre de Bieumont, le Membre du Lion et le Membre de Boussu-en-Fagne. Sa puissance est comprise entre 100 m et 130 m.

Le Membre de Bieumont (20 à 40 m sur la feuille de Han-sur-Lesse) se compose de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire argileux, noduleux, fin ou finement bioclastique (mudstone à wackestone à crinoïdes et brachiopodes) entre lesquels s'intercalent parfois des shales (schistes) et ce, plus particulièrement dans la partie médiane de ce membre.

Le Membre du Lion correspond à des masses récifales lenticulaires, généralement imposantes par leurs dimensions (d'épaisseur pluridécimétrique et de longueur plurihectométrique), formées essentiellement par des calcaires gris clair à faciès variés.

Le Membre de Boussu-en-Fagne inclut des shales (schistes) verts généralement riches en brachiopodes et en coraux, au contact avec les calcaires du Membre du Lion et contenant parfois des nodules calcaires. La partie supérieure est plus carbonatée et peut renfermer quelques bancs décimétriques de calcaire argileux à caractère grossièrement noduleux.

Formation de Neuville

La Formation de Neuville (Frasnien supérieur) est essentiellement constituée de shales (schistes) verts et bruns qui contiennent de nombreux nodules de calcaire fin (mudstone) vert-olive à rose, de taille et de forme variables. La base comprend fréquemment des bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire argileux (wackestone) grossièrement noduleux à crinoïdes, brachiopodes, coraux et stromatopores. Des corps récifaux lenticulaires (biohermes) formés de calcaire gris et rouge y sont développés et ont été localement exploités comme pierre ornementale (e.a. carrière Saint-Rémy, à proximité de l'abbaye de Rochefort).

Sur la carte de Houyet–Han-sur-Lesse, la fraction carbonatée diminue graduellement vers le sommet de la

formation. Elle se limite à des trains de nodules discoïdes (diamètre décimétrique) de calcaire fin, gris à gris vert qui brisent une série monotone de schistes silteux verts et homogènes, localement riches en petits brachiopodes. Cet horizon sommital pourrait correspondre à la Formation des Valisettes (Boulvain *et al.*, 1999). À l'inverse de ce qui a été effectué sur la carte de Rochefort–Nassogne (Barchy *et al.*, sous presse), Blockmans & Dumoulin (sous presse) ont préféré, pour des raisons cartographiques, inclure ce niveau au sommet la Formation de Neuville.

La puissance de la Formation de Neuville est éminemment variable : de 35 m à plus de 100 m (125 m dans la région de Han-sur-Lesse).

3. Principales structures reconnues entre les méridiens d'Hargimont et d'Eprave

Les calcaires mésodévonien de la région rochefortoise sont affectés par plusieurs anticlinaux et synclinaux d'ampleur variable (Fig. 4) qui sont décrits dans ce chapitre selon un transect N-S.

L'anticlinal du Gerny (Pel & Derycke, 1985) légèrement déjeté vers le nord et d'orientation générale NE-SW, est reconnu au S des villages d'Aye et d'Humain ; son axe recoupe le Fond des Vaux situé au N de Rochefort. D'ampleur considérable, cette structure anticlinale complexe présente un bombement transversal, dont l'axe passe entre les localités d'On et d'Hargimont, et qui génère un double ennoyage NE et SW de la structure. Le cœur de l'anticlinal du Gerny est occupé par les calcaires givetiens alors que sa bordure NW comprend des schistes et des calcaires frasniens. Des failles longitudinales redressées et à pente nord (inverses ou normales) perturbent la structure (e.a. carrière de la Boverie). Son flanc méridional est perturbé par quelques plis secondaires et plus particulièrement, par les failles longitudinales conjuguées de la Martinette (Figs 2 et 3). Ces dernières sont responsables de la réapparition, sur plusieurs centaines de mètres vers l'E, des schistes de la Formation de Nismes (Fig. 3). Des fractures verticales transversales et minéralisées, à faible rejet, sont particulièrement bien développées sur le flanc septentrional du Gerny, à proximité de la carrière de la Boverie (Fig. 6).

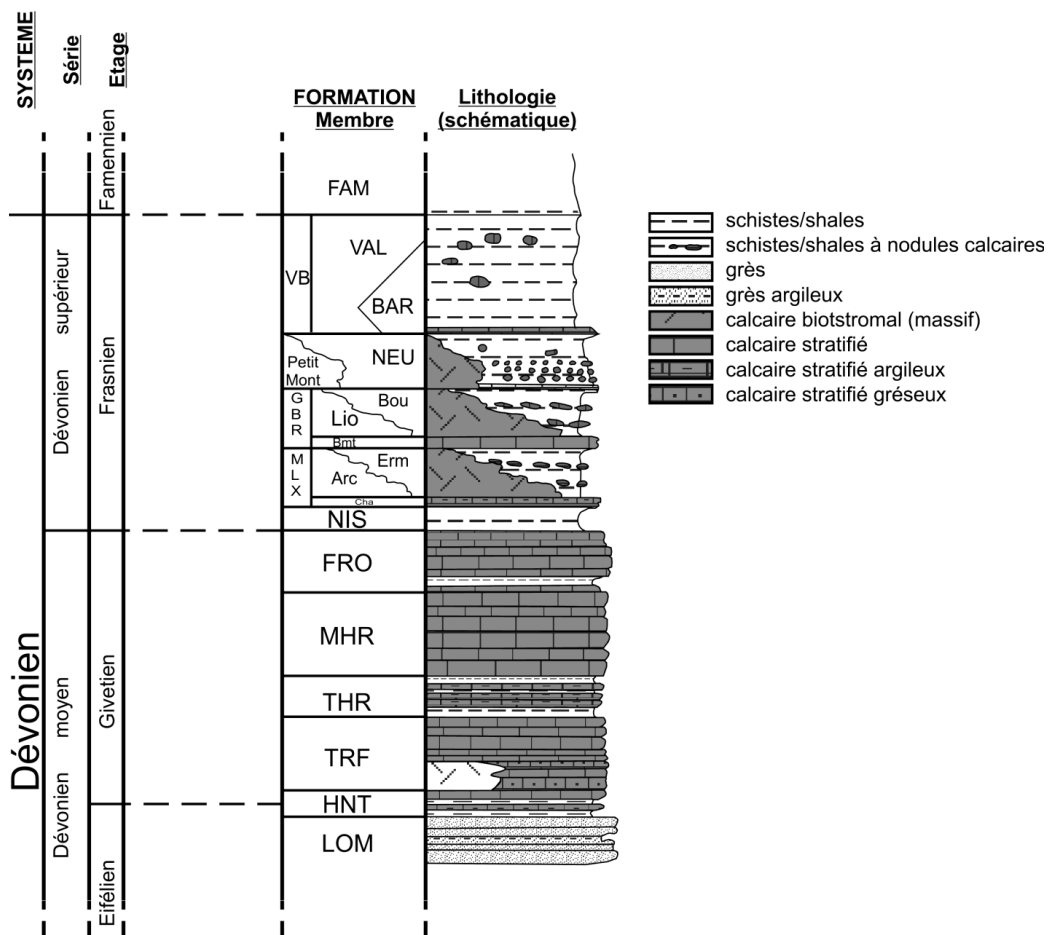


Figure 4 : Colonne lithostratigraphique de la zone de Rochefort – *lithologic log for the Rochefort area*. FAM : Formation de la Famenne, VAL : Formation des Valisettes, BAR : Formation de Barvaux (VB : regroupement des formations des Valisettes et de Barvaux), GBR : Formation des Grands Breux, MLX : Formation du Moulin Liénaux, NIS : Formation de Nismes, FRO : Formation de Fromelennes, MHR : Formation du Mont d'Haur, THR : Formation des Terres d'Haur, TRF : Formation de Trois-Fontaines, HNT : Formation d'Hanonet, LOM : Formation de la Lomme, Membres : Bou : Membre de Boussu-en-Fagne, Lió : Membre du Lion, Bmt : Membre de Bieumont, Erm : Membre de l'Ermitage, Arc : Membre de l'Arche, Cha : Membre de Chalons

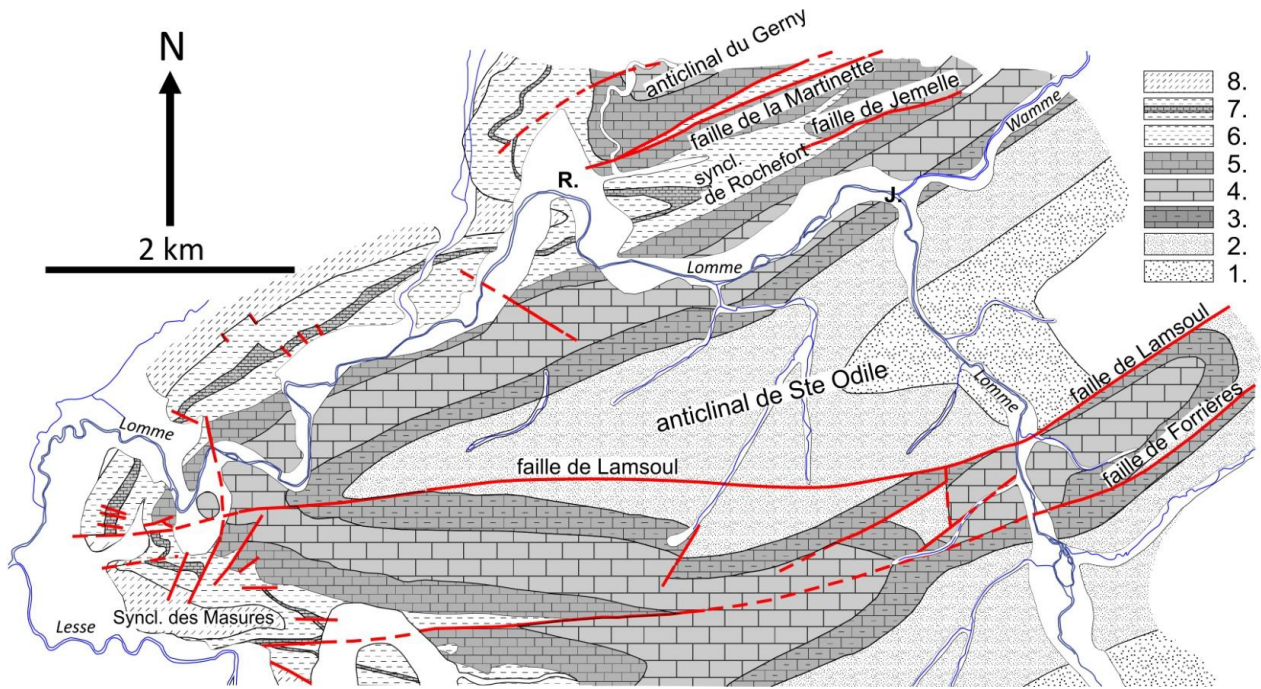


Figure 5 : Carte géologique de la zone concernée figurant les noms des structures (plis et failles), (d’après Delvaux de Fenffe, 1985). 1. Schistes et grès verts (Emsien) ; 2. Schistes (Couvinien) ; 3. Calcaires et calcschistes à calcéoles (Couvinien) ; 4. Calcaires de Charlemont (Givetien) ; 5. Calcaires de Fromelennes (Givetien) ; 6. Schistes et calcaires (Frasnien) ; schistes noirs et schistes à nodules (Frasnien). R. Rochefort, J. Jemelle. – *General geological context of the Rochefort area (from Delvaux de Fenffe, 1985) with old nomenclature. Shale and green sandstone (Emsian) ; 2. Shale (Couvinian); 3. Limestones and calcareous shale with Calceola (Couvinian); 4. Limestones of Charlemont (Givetian); 5. Limestones of Fromelennes (Givetian); 6. Shales and limestones (Frasnian); black shales and nodular shales (Frasnian). R. Rochefort, J. Jemelle.*

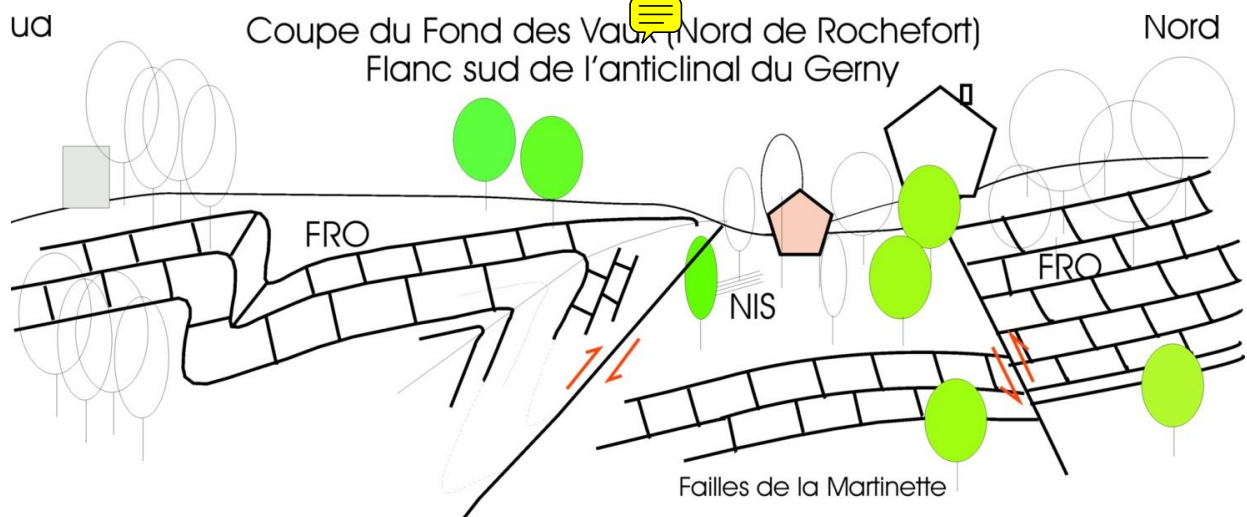


Figure 6 : Coupe schématique du Fond des Vaux (au nord de Rochefort) où affleure le flanc sud de l’anticlinal du Gerny affecté par les failles de La Martinette (Barchy et al., sous presse). – *Schematic cross section of Fond des Vaux (north of Rochefort) where the southern flank of the anticline of Gerny, affected by the La Martinette faults, outcrops (Barchy et al., in press).*

Le **synclinal de Rochefort** (Delvaux de Fenffe, 1985 ; Barchy, 2006) est situé au SW du plateau du Gerny et s’enneio vers le SW. Son axe passe non loin du centre de Rochefort où le cœur est occupé par des schistes et des calcaires d’âge frasnien. En suivant son axe d’W en E, il apparaît qu’il est tout d’abord déjeté vers le N et qu’il se déverse ensuite complètement dans cette même direction. Le flanc S du synclinal de Rochefort

est perturbé par la faille de Jemelle ainsi que par des failles transverses mineures. Au SE du Gerny, ce dernier est relayé par le **synclinal de Marloie** qui est déjeté à déversé vers le N et dont l’ennoyage s’opère vers le NE. Cette vaste structure synclinale à double ennoyage et d’orientation SW-NE est liée au bombement transversal (NW-SE) qui affecte l’anticlinal du Gerny (Vandenven, 1973 & 1977).

L'**anticlinal de Sainte-Odile** (Delvaux de Fenffe, 1985) présente un profil variant d'W en E, depuis un pli droit (dans sa terminaison périclinale, près d'Eprave), vers un pli à vergence N. Il s'ennoe vers le SW et, au méridien de Jemelle, son cœur est occupé par les siltites et grès de l'Emsien. Son axe d'orientation W-E, depuis Eprave jusqu'à la chapelle Sainte-Odile, prend rapidement une direction NE-SW à l'est de Rochefort. Son flanc méridional est affecté par la faille de Lamsoul (Delvaux de Fenffe, 1985). La terminaison périclinale de l'anticlinal de Sainte-Odile est fortement disloquée par une série d'accidents longitudinaux et transversaux (figures 2, 4 et 7). Le plus marquant d'entre eux est une faille à rejet normal assimilable à la faille de Lamsoul (Delvaux de Fenffe [1985], voir ci-dessous). Elle est recoupée par un accident NW-SE qui fait chevaucher le bloc E sur le compartiment W (faille du Chant d'Oiseaux). Parallèlement à celle-ci, une série d'accidents découpent le flanc nord de l'anticlinal de Sainte-Odile (Fig. 7).

La **structure synclinale complexe de Han-sur-Lesse** (Delvaux de Fenffe, 1985 et 1989 ; Barchy, 2006) se prolonge vers l'E jusqu'à Forrières, dans les calcaires givetiens, puis jusqu'à la localité d'Harsin, dans les schistes eiféliens. Ce pli, dont l'ennoyage s'opère vers l'WSW, est droit au méridien de Forrières. Au méridien

d'Hamerenne (Rochefort), son cœur est occupé par les schistes et calcaires frasniens. Son axe, d'orientation W-E jusqu'au méridien de Rochefort, prend vers l'E une orientation NE-SW. A cet endroit, l'ennoyage change également de sens : la structure plonge vers l'ENE. Au N de Forrières, le pli est affecté par plusieurs accidents longitudinaux, dont la faille inverse de Forrières, ainsi que par le développement de plis secondaires. Au méridien de Han-sur-Lesse, deux plis synclinaux (le synclinal de Han au sud et celui des Mazures au N) sont juxtaposés dans une structure synclinale d'ordre inférieur (voir la coupe géologique, Fig. 7). L'anticlinal qui les sépare est partiellement escamoté par un accident à rejet apparent normal interprété comme une faille inverse replissée, assimilable à la faille de Forrières. Celle-ci est recoupée par un accident NW-SE du même type que la faille du Chant d'Oiseaux. A l'W de cette faille, le synclinal de Han, délimité au N par la faille de Forrières replissée, possède une vergence S (Fig. 7). Cela montre que cette structure synclinale, pincée entre les anticlinaux de Wavreille au S et de Sainte-Odile au nord, a été repoussée vers le S tardivement lors du raccourcissement varisque. Cette interprétation permet d'expliquer la disharmonie évoquée par Delvaux de Fenffe (1985) pour justifier des rejets à la fois normaux et inverses le long de la faille de Forrières.



Figure 7 : Familles de diaclases/failles et linéaments lithologiques sur le Gerny (recensement non exhaustif). – *Sets of joints/faults and lithologic lineations on the Gerny plateau (non-exhaustive survey).*

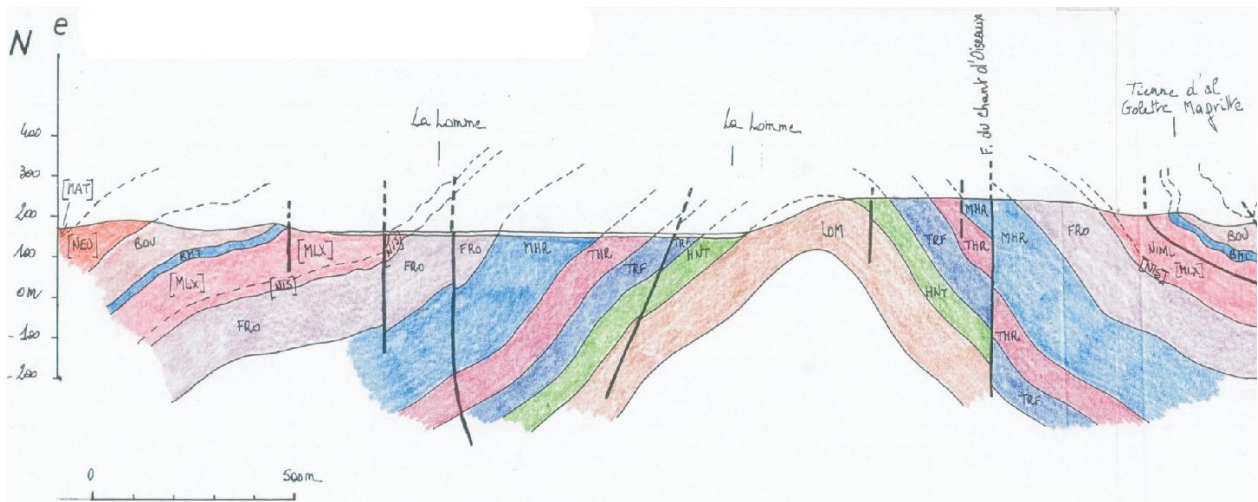


Figure 8 : Coupe géologique N-S passant au méridien de Han-sur-Lesse (modifiée, d’après Blockmans & Dumoulin, sous presse). – N-S Geological section along the meridian of Han-sur-Lesse (Blockmans & Dumoulin, in press).

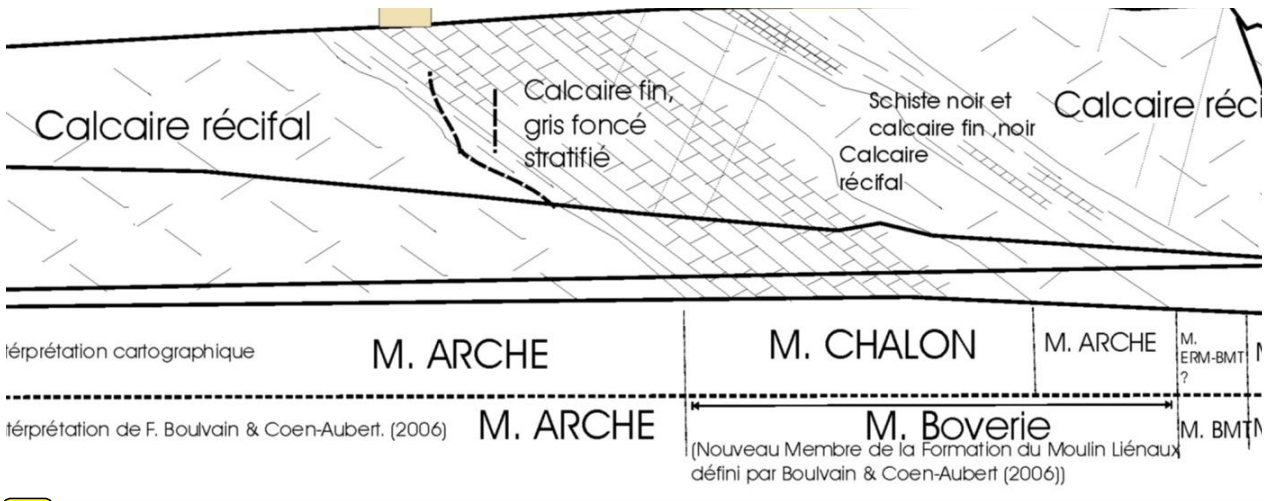


Figure 10 : La carrière de la Boverie, à l’est de l’abbaye de Rochefort et, en traits jaunes au sud, la direction de la famille de diaclases ouvertes recoupées dans les fronts d’exploitation. – The quarry of Boverie, east of the Abbey of Rochefort. The yellow lines in the south show the direction of open joints intersected by the working faces.

4. Les failles entre Hargimont et Eprave

Comme c’est souvent le cas dans les massifs calcaires, les failles et diaclases jouent un rôle important dans la circulation des eaux souterraines et dans les relations entre les différents aquifères. C’est ainsi le cas au Thier des Falizes à Rochefort dans les calcaires givetiens, où une faille transversale met en contact deux systèmes karstiques qui, au départ, étaient séparés par un seuil imperméable (e.a. le Membre de Flohimont, entre la Formation du Mont d’Hairs et la Formation de Fromelennes).

Plusieurs types de failles sont reconnus dans la région de Rochefort (voir la fig. 5 pour les noms):

Les **failles de la Boverie** regroupent plusieurs accidents reconnus sur les fronts oriental et septentrional de la carrière de la Boverie à Rochefort (Fig. 8). Ces

failles, inverses ou normales, sont redressées et à pente N, avec une composante horizontale (décrochement). Elles affectent les calcaires des formations du Moulin Liénaux et des Grands Breux. L’une d’entre elles est particulièrement apparente sur le front N de l’excavation et met en contact les calcaires du Membre du Lion et les schistes à nodules calcaires de la Formation de Neuville ;

Les **failles de la Martinette**, bien visibles dans la coupe du Fond des Vaux (Figs. 4 et 5) au nord de Rochefort, sont des failles conjuguées, redressées et inverses. La faille méridionale, qui est la plus importante, ramène les calcaires de la Formation de Fromelennes sur les shales de la Formation Nismes ; vers l’E, son tracé peut être déduit grâce au contact anormal entre ces deux unités lithostratigraphiques ;

La **faille de Jemelle** (Delvaux de Fenffe, 1985) est une faille normale inclinée de 60° vers le S (Fig. 5). Elle a été autrefois observée dans une des carrières, aujourd'hui remblayée, du groupe Lhoist, au nord-est des bureaux de la société, à Jemelle ; son rejet est estimé à 100, voire 200 m ;

La **faille de Lamsoul** (Dupont & Purves, 1885 ; Asselberghs, 1946 ; Leblanc, 1956 et 1977 ; Vandenvén, 1973 et 1975) est une faille longitudinale normale qui est parallèle à celle de Marenne (Barchy *et al.*, 2004) située 1500 m au S. Cette faille majeure possède un pendage subvertical et est responsable de l'abaissement du compartiment méridional. Son rejet varie entre quelques centaines de mètres et plus d'un kilomètre. Cet accident est identifié depuis Waharday (Dejonghe & Hance, 2008) jusqu'à Eprave, soit sur une distance de 27 kilomètres. Au S de Rochefort, la faille de Lamsoul (Figs. 3 et 4) met en contact les siltites et les grès des formations de Hampteau et de Hierges (Emsien) qui occupent le cœur de l'anticlinal de Sainte-Odile et les grès de la Formation de la Lomme (Eifelien) du synclinal de Han-Forrières-Harsin. A l'W de la vallée de la Lomme, cet accident devrait passer au sein des schistes de Formation de Jemelle (Eifelien) comme le suggère leur épaisseur anormale.

La présence de lambeaux coincés par la zone faillée de Lamsoul a été discutée par divers auteurs. Selon Leblanc (1977, p. 322), « il est possible qu'il existe tout au long de la faille, quelques lambeaux gréseux, arrachés dans l'effondrement ». Immédiatement au N de la carte Rochefort-Nassogne, et à l'occasion des travaux réalisés pour le nouveau tracé de la route nationale 4, la présence d'un lambeau a été confirmée par Vandenvén (1975) qui considère que la faille de Lamsoul est dédoublée à cet endroit. Le lambeau y serait composé de roches appartenant à la Formation de Hampteau. Les rejets mentionnés par cet auteur (1975) sont respectivement d'environ 500 m pour la faille NNW et entre 250 et 400 m pour la faille SSE. Il considère que le compartiment situé entre ces deux failles est affecté d'une structure plissée, anormale pour la région, à savoir des plis en chaise dont les plans axiaux sont inclinés vers le N (plis à vergence S) ;

La **faille de Forrières** – terme regroupant les failles observées et cartographiées au nord de Forrières – recoupe le synclinal de Han-Forrières-Harsin sur toute sa longueur ; elle est reconnue depuis Han-sur-Lesse jusqu'au nord de Nassogne (Delvaux de Fenffe, 1985 ; Vandenvén, 1973), soit sur une distance de plus de 9 kilomètres. Cet accident est considéré comme une faille inverse, bien que son inclinaison ne soit pas observable ; son rejet ne devrait pas dépasser 200 m (Delvaux de Fenffe, 1985).

Ce relevé des failles serait incomplet si on passait sous silence l'existence des multiples fractures

subverticales qui s'observent au sein des formations calcaires. Leur largeur oscille généralement entre 0,5 m et 2 m, voire davantage. D'orientation approximative N120°E, elles sont habituellement karstifiées à proximité de la surface et colmatées par des sables ou des argiles d'altération. Elles peuvent aussi être minéralisées et contenir principalement des sulfures de fer mais aussi de plomb ainsi que de la limonite. Ces fractures, nombreuses comme le montrent les photographies aériennes (Figs. 6 et 9), affectent l'ensemble du plateau du Gerny et sont à l'origine d'anciennes exploitations minières, principalement sur la bordure SE de celui-ci.

5. Conclusions

La révision des précédentes versions des cartes géologiques de Rochefort-Nassogne (Stainier, 1900) et de Houyet-Han-sur-Lesse (XYZ) a permis d'établir un nouveau canevas lithostratigraphique pour la région de Rochefort et de préciser ses principaux traits structuraux.

L'orientation des structures présente un changement majeur dans la région rochefortoise. Celles-ci sont orientées W-E jusqu'au méridien de Rochefort (direction commune à l'Entre-Sambre-et-Meuse) et prennent ensuite une orientation WSW-ENE (direction condruziennne) à l'E de ce méridien.

Cette partie du flanc méridional du Synclinorium de Dinant se singularise par un raccourcissement considérable qui se traduit par de nombreux plis et failles. A l'W du méridien de Rochefort, les plis sont droits à déjetés vers le N alors qu'à l'E, ils sont nettement déversés. Leur ennoyage change également ; il s'opère vers l'W dans la partie occidentale de la carte au méridien de la Malagne (archéoparc de Rochefort) puis, à l'E du méridien de Jemelle, les plis plongent vers le NE (voir aussi Pel & Derycke, 1985).

Divers types de failles ont été mis en évidence : longitudinales normales à pente S (failles de Jemelle et de Lamsoul) ; longitudinales inverses à pente S (failles de la Martinette et de Forrières) ; failles longitudinales décrochantes dextres ; transversales, souvent minéralisées (visibles dans la carrière de la Boverie et sur le plateau du Gerny).

De manière générale, la région de Rochefort présente des similitudes avec d'autres secteurs du flanc méridional du Synclinorium de Dinant, d'une part la région de Durbuy-Hamoir qui est une zone fortement plissée et faillée et d'autre part la région de Givet où apparaît une zone de virgation des structures, au méridien de la vallée de la Meuse (Averbuch *et al.*, 2006 ; Dejonghe, 2008).

Bibliographie

ASSELBERGHS, E., 1946. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. Mémoires de l'Institut de géologie de l'Université de Louvain, 14 : 1-598.

AVERBUCH, O., LACQUEMENT, F., MANSY, J.-L., SZANIAWSKI, R. & LEWANDOWSKI, M., 2006. Déformations au front septentrional de la Chaîne varisque. Géologie de la France, 1-2 : 85-90.

BARCHY, L., 2006. Géologie et tectonique du bord sud du Synclinorium de Dinant entre Marche-en-Famenne et Rochefort jusqu'à Masbourg en passant par Forrières. Mémoire de DEA, Université de Liège.

BARCHY, L., COEN-AUBERT, M., MARION, J.-M. & COEN, M., 2004. Mise en évidence de la Faille de Marenne sur la carte géologique Aye - Marche-en-Famenne. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles Belgique, Sciences de la Terre, 74 : 59-71.

BARCHY, L. & MARION, J.M. (sous presse). Carte géologique de Wallonie à 1 : 25.000, Aye - Marche-en-Famenne n° 54/7-8. Ministère de la Région wallonne, Namur, Notice explicative : 1-88.

BARCHY, L., DEJONGHE, L. & MARION, J.-M. (sous presse). Carte géologique de Wallonie à 1 : 25.000, Rochefort - Nassogne n° 59/3-4. Ministère de la Région wallonne, Namur, Notice explicative : 1-92.

BLONDIEAU, M., 1993. De la Meuse à l'Ardenne, La Calestienne. ASBL Entre Ardenne et Meuse, 16 : 1-248.

BLOCKMANS, S. & DUMOULIN, V. (sous presse). Carte géologique de Wallonie à 1 : 25.000, Houyet - Han-sur-Lesse n° 59/1-2. Ministère de la Région wallonne, Namur, Notice explicative.

BOULVAIN, F. & COEN-AUBERT, M., 2006. A fourth level of Frasnian carbonate mounds along the south side of the Dinant Synclinorium (Belgium). Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles Belgique, Sciences de la Terre, 76 : 31-51.

BOULVAIN, F., BULTYNCK, P., COEN, M., COEN-AUBERT, M., LACROIX, D., LALOUX, M., CASIER, J.-G., DEJONGHE, L., DUMOULIN, V., GHYSEL, P., GODEFROID, J., HELSEN, S., MOURAVIEFF, N., SARTENAER, P., TOURNEUR, F. & VANGUESTAINE, M., 1999. Les formations du Frasnien de la Belgique. Memoirs of the Geological Survey of Belgium, 44 : 1-126.

BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PRÉAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, Ph., STREEL, M. & TOURNEUR F., 1991. Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, 30 : 1-105.

COEN, M., 1974.. Le Frasnien de la Bordure orientale du Bassin de Dinant. Annales de la Société géologique de Belgique, 97 : 67-103.

COEN, M., 1977. La klippe du Bois Niau. Bulletin de la Société belge de géologie, 86 : 41-44.

COEN-AUBERT, M., 1999. Description de quelques Rugueux coloniaux de la Formation givetienne du Mont d'Hairs en Ardenne. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 69 : 27-46.

COEN-AUBERT, M., 2003. Description of few rugose corals from the Givetian Terres d'Hairs Formation in Belgium. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 73 : 11-27.

DEJONGHE, L., 2008. Le couloir de décrochement dextre de l'Ourthe, dans l'axe Erezée - Saint-Hubert (Haute Ardenne, Belgique) et son implication sur le tracé des failles longitudinales. Geologica Belgica, 11 : 151-165.

DEJONGHE, L. & HANCE, L., 2008. Carte géologique de la Wallonie à 1 : 25.000 : Hotton - Dochamps, n° 55/5-6. Ministère de la région wallonne, Namur, Notice explicative : 1-88.

DELVAUX DE FENFFE, D., 1985. Géologie et tectonique du parc de la Lesse et Lomme au bord sud du Bassin de Dinant (Rochefort - Belgique). Bulletin de la Société belge de Géologie, 94 : 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). Annales de la Société géologique de Belgique, 112 : 317-325.

DE MAGNÉE, I., 1933. Observations sur le calcaire à oolithes ferrugineuses de la base du Frasnien. Annales de la Société géologique de Belgique, 56 : 79-87.

DENAYER, J. & POTY, E., 2010. Facies and paleoecology of the upper member of the Aisemont Formation (Late Frasnian, S. Belgium): an unusual episode within the late Frasnian crisis. Geologica Belgica, 13/3 : 197-212.

DUPONT, E. & PURVES, J.-C., 1885. Carte géologique de la Belgique à 1: 20.000, feuille Marche. Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique - Service de la carte géologique du Royaume.

FORIR, H., 1900. Carte géologique de la Belgique à 1 : 40.000, Houyet - Han-sur-Lesse n°185. Commission géologique de Belgique, Bruxelles.

GOSSELET, J., 1888. L'Ardenne. Ministère des travaux publics, Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Baudry et Cie, Paris, 889 p.

LEBLANC, E., 1956. Note sur la faille de Lamsoul. Mémoires de l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain, 20 : 27-46.

LEBLANC, E., 1977. Note complémentaire sur la faille de Lamsoul : la tranchée de Nolaumont. Mémoires de l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain, 29 : 317-325.

MARION, J.-M. & BARCHY, L., 1999. Carte géologique de la Wallonie à 1 : 25.000, Chimay - Couvin, n° 57/7-8, Ministère de la Région wallonne, Namur, Notice explicative : 1-92.

MARION, J.-M. & BARCHY, L., 2001. Carte géologique de la Wallonie à 1 : 25.000, Momignies - Séloignes, n°57/5-6. Ministère de la Région wallonne, Namur, Notice explicative : 1-75.

PEL, J. & DERYCKE, F., 1985. Géologie et hydrogéologie du plateau du Gerny. Protection de la source Tridaine à Rochefort. Annales de la Société géologique de Belgique, 108 : 167-172.

STAINIER, X., 1900. Carte géologique de la Belgique à 1 : 40.000, Rochefort - Nassogne n°186. Commission géologique de Belgique, Bruxelles.

VANDENVEN, G., 1973. Coupe géologique de la tranchée Distrigaz. Le tronçon « Hargimont-Nassogne ». Synthèse structurale du domaine méridional du Synclinorium de Dinant au méridien « Sinsin-Nassogne ». Service géologique de Belgique Professional Paper, 1973/10 : 1-18.

VANDENVEN, G., 1975. Coupe géologique du nouveau tracé de la Nationale 4 au sud de Marche (communes de Waha et de Harsin). Service géologique de Belgique Professional Paper, 1975/2, : 1-18.

VANDENVEN, G., 1977. Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS-1 (Landsat-1). Bulletin de la Société belge de Géologie, 86 : 51-56.

ZIEGLER, P. A., 1982. Geological atlas of the Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.: 1-130.

ZIEGLER, P. A., 1990. Geological atlas of the Western and Central Europe (2nd edition). Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., Den Haag : 1-239.

CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE DES SYSTÈMES KARSTIQUES DE LA RÉGION DE ROCHEFORT (VALLÉES DE LA WAMME ET DE LA LOMME)

Vincent HALLET¹ et Philippe MEUS²

1. Université de Namur. Département de géologie.
2. Service Public de Wallonie – DGO3 – Direction des eaux souterraines

Abstract. *Hydrogeological framework of the karst systems in the Rochefort area (Wamme and Lomme valleys).* In the Rochefort area, the Givetian and Frasnian limestones are highly karstified. These formations are interbedded by more argillaceous rocks that lead to a partition in three hydrogeological units: the Boverie unit located in Frasnian formations and the Gerny and the Wamme-Lomme units located in Givetian formations. The outflow of the first unit consists of a dewatering gallery known as “Tridaine spring”; the other two units are interconnected and the groundwater flows out at the resurgence of Eprave through the karstic system of the Wamme-Lomme. The Eprave resurgence is located at a hydrogeological threshold due to the plunging of an anticline fold.

Keywords: karst, hydrogeological unit, Lomme river.

Résumé. Le substratum de la région de Rochefort est constitué de formations calcaires du Tournaisien et du Frasnien affectées par de très nombreux phénomènes karstiques. Ces formations sont interstratifiées par des unités plus argileuses qui vont compartimenter trois unités hydrogéologiques distinctes : l'unité de la Boverie située au sein des calcaires frasniens et les unités du Gerny et de la Wamme-Lomme logées au sein des calcaires givetiens. L'exutoire principal de l'unité frasnienne est constitué par la galerie d'exhaure dite « source Tridaine » ; les deux unités givétiennes sont interconnectées et leurs eaux émergent principalement au droit de la résurgence d'Eprave via le réseau karstique de l'axe qui constitue les vallées de la Wamme et de la Lomme. La résurgence d'Eprave est due à un seuil hydrogéologique lié à l'ennoyage d'un anticlinal.

Mots clés : karst, unité hydrogéologique, Lomme.

Introduction

Dans la région de Rochefort, les phénomènes karstiques (De Broyer *et al.*, 2002) affectent principalement les formations géologiques calcaires du Givetien et du Frasnien (Bultynck et Dejonghe, 2001). Trois unités hydrogéologiques karstifiées peuvent être distinguées (Fig. 1) ; du nord-ouest au sud-est, elles sont constituées par :

1. Les calcaires récifaux du Frasnien de l'unité de la Boverie, uniquement présent sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal du Gerny ;
2. les calcaires givetiens du plateau du Gerny. Ce plateau est constitué d'un vaste anticlinal doublement ennoyé. La karstification se manifeste par l'absence de réseau hydrographique permanent ;
3. les calcaires givetiens du flanc nord de l'anticlinal de Sainte-Odile, le long de l'axe hydrographique nord-est - sud-ouest de la Wamme et de la Lomme. Cette unité est le siège des plus importants phénomènes karstiques de la région.

La première unité peut être considérée comme totalement indépendante des deux unités aquifères givétiennes; elle a comme exutoire principal la galerie d'exhaure de la « source » Tridaine dans la vallée du Biran. Les deux autres unités sont par contre en communication hydraulique, celui de la Wamme-Lomme servant de niveau de base à la nappe qui s'étend sous le plateau du Gerny. L'exutoire final des calcaires givetiens est la résurgence d'Eprave (Meus *et al.*, 2011).

Cadre géomorphologique

Les systèmes karstiques de la région de Rochefort sont délimités au nord-ouest par la vallée du Biran et au sud-est par l'axe des vallées Wamme-Lomme (Fig.1). La vallée du Biran s'écoule dans la dépression topographique de la Famenne vers la cote altimétrique de 180 m. Vers le sud-est, la Famenne est bordée par un escarpement qui s'élève jusqu'au plateau du Gerny. Le plateau du Gerny atteint une cote de 320 m dans sa partie nord et présente une faible pente (1%) vers le sud jusqu'aux vallées encaissées de la Wamme et de la Lomme. Géomorphologiquement, ce plateau constitue

une partie de la Caestienne. L'axe Wamme-Lomme est parallèle à la direction des couches géologiques; les deux rivières se sont localisées au contact des formations silto-gréseuses de l'Eifelien et carbonatées du Givetien.

Cadre géologique

Les phénomènes karstiques se sont développés dans les formations les plus carbonatées. Ces formations carbonatées constituent les niveaux régionalement les plus intéressants en termes de potentialités aquifères.

Les caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations sont synthétisées dans le tableau I.

La Formation de Hanonet, plus carbonatée dans sa partie supérieure, peut être localement affectée par un karst de grande extension puisqu'un réseau profond de 58 m et cumulant 800 m de développement est observé au site de la Laide Fosse (voir figure 5). Néanmoins, les principaux réseaux karstiques sont observés dans toutes les formations du Givetien. Les systèmes karstiques de la Wamme- Lomme et du Gerny s'y sont développés. Vu la continuité des formations géologiques givetiennes, de fortes interactions existent entre les deux unités hydrogéologiques. Des études récentes

ont démontré un certain cloisonnement de l'aquifère givetien suite à la présence d'un niveau plus argileux (Membre de Flohimont) situé à la base de la Formation de Fromelenne.

Les calcaires du Frasnien sont peu développés dans la région de Rochefort. Entre Rochefort et Humain (nord-est du plateau du Gerny), deux biohermes (Membre de l'Arche et Membre du Lion) se superposent. Ils ont chacun une extension latérale d'ordre kilométrique et présentent une puissance maximale de 150 m. Le système karstique des calcaires frasniens est indépendant des unités du Gerny et de la Wamme-Lomme de par la présence de la Formation de Nismes qui, constituée de shales imperméables, isole les différentes unités. Au stade des connaissances actuelles, suite à la présence d'une faille normale, le Membre du Lion est plus karstifié que le Membre de l'Arche. Le Membre de la Boverie (Boulvain *et al.*, 2005), localement argileux, est intercalé entre ces deux biohermes et les isole partiellement d'un point de vue hydrogéologique. Le Membre de Bieumont, équivalent latéral du Membre du Lion, s'étend régionalement depuis Eprave au sud-ouest jusqu'au-delà de Humain au nord-est. Il est constitué de bancs de calcaires argileux en alternance avec de fins bancs de shales. Il semble peu karstifié.

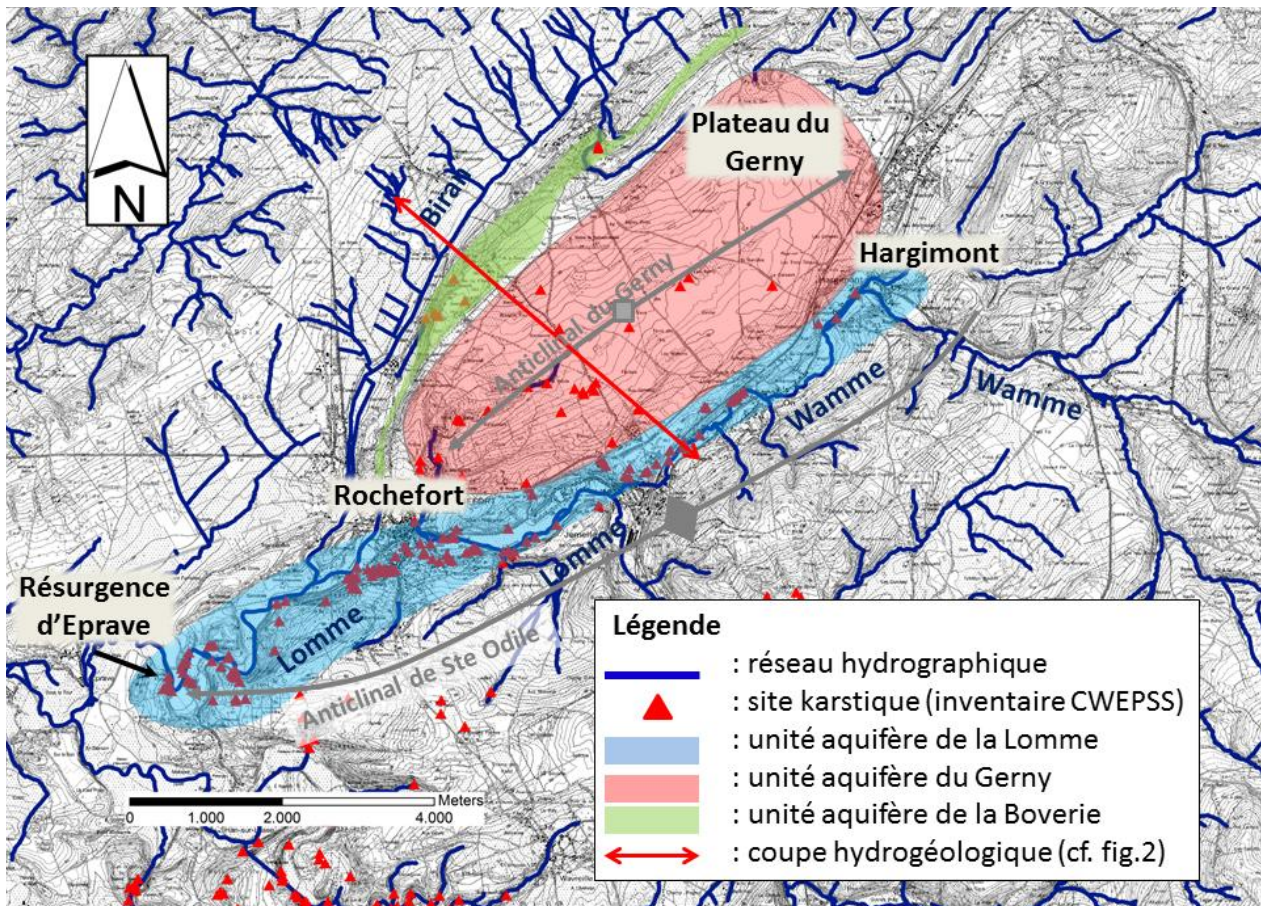


Figure 1 : Plan de situation. – location map

Tableau 1 : Corrélation entre les unités litho-stratigraphiques et les unités hydrogéologiques. – *Correlation table between the geological and the hydrogeological units*

ÈRE	Système	Série	Étage	Formations et Membres	Lithologie Carte géologique Rochefort - Niasonge (Sarduy et al)	Abréviation de la carte géologique	Caractéristiques hydrogéologiques											
								Quaternaire	Holocène									
PALEOZOÏQUE	DEVONIEN	SUPERIEUR	FRASNIEN	Famennien Famenné-Aÿe Banvaux - Valisette Neuville	A luvions anciens : Limons à galets et sables Siltites argileuses à bancs de grès Siltites argileuses et schistes à rares intercalations siltto-gréseuses Shales	ALA E8N FASAM VB	Aquitard Aquitard Aquitard Aquitard											
								Grand Breux	Bousle- en-Faule Lion	Schistes à nodules et lentilles de calcaire Bioherme : calcaire massif Calcaires argileux stratifiés	gen	gen sou LO	Aquiclude Aquitard Aquitard					
									Moulin - Liénaux	Emfage Ache	Schistes et bancs de calcaire Bioherme : calcaire massif	MLX	gen sou LO MLX	Aquiclude Aquitard Aquitard Aquitard				
										Chalab	Calcaires argileux stratifiés et schistes à nodules de calcaire	MLX	gen sou LO MLX	Aquiclude Aquitard Aquitard Aquitard				
								MOYEN	GIVETIEN	Nismes Fromelenne Mont d'Haus Terres d'Haus Trois-Fontaines	Calcaires fins et stratifiés ; schistes et calcaires argileux Schistes avec quelques niveaux carbonatés Calcaires argileux stratifiés	FRO MHR	FRO MHR	Aquitard Aquitard Aquitard				
															Hamont Lomme	Calcaires fins à grossiers stratifiés ; calcaires massifs Calcaires argileux, siltites, bancs de grès à la base Grès carbonatés et siltites	HNT JBN	Aquitard à niveaux aquifères Aquitard à niveaux aquifères

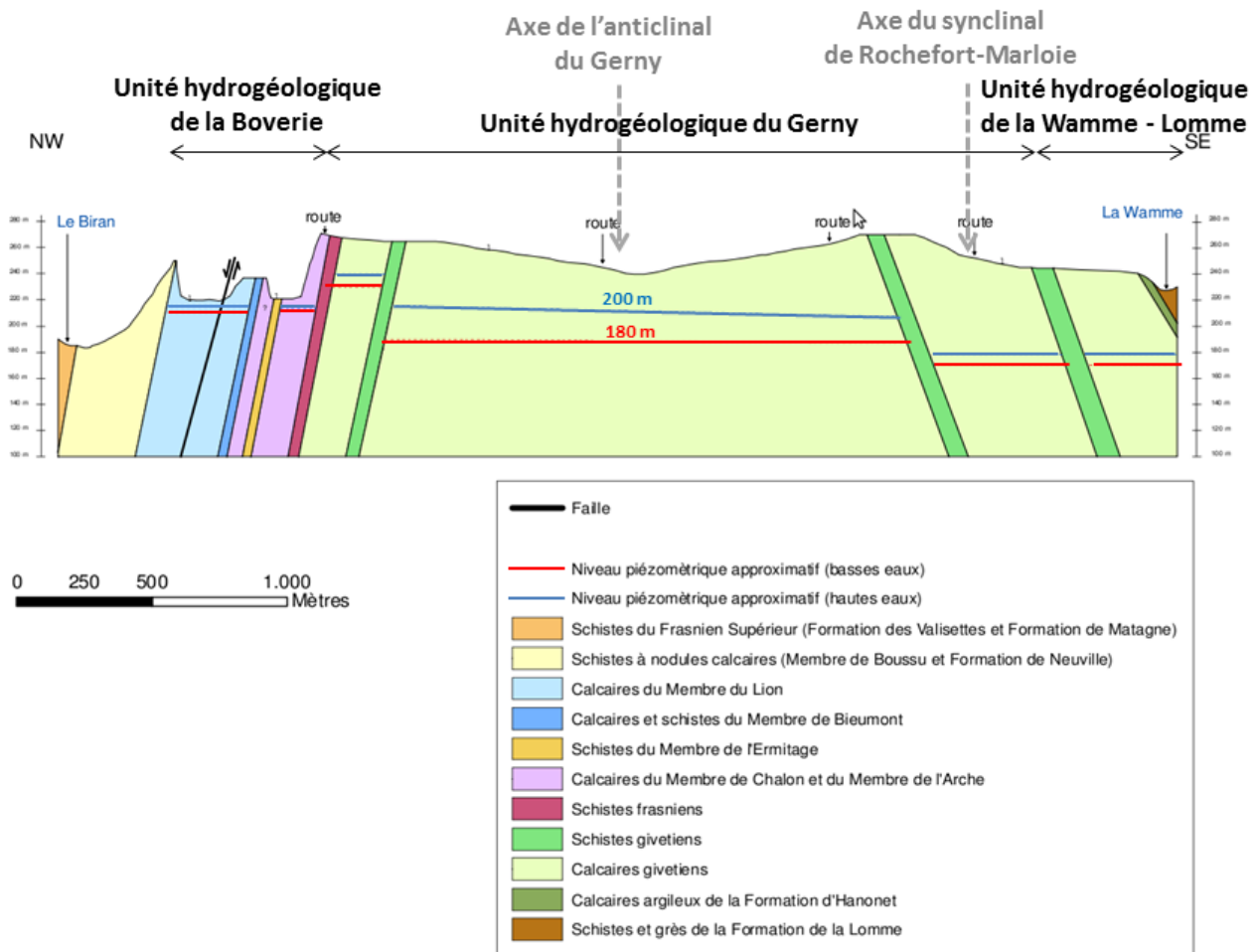


Figure 2 : Coupe hydrogéologique NW-SE. – NW-SE hydrogeological cross-section.

Cadre hydrogéologique

Une coupe hydrogéologique au travers du plateau du Gerny (Fig. 1) localise les trois unités hydrogéologiques citées au chapitre 1; elles sont individualisées par la nature des formations et par la structure géologique régionale.

Le système karstique de la Boverie, situé sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal du Gerny, peut être considéré comme un système isolé car il est bordé par les shales de la Formation de Nismes au sud-est et les shales à nodules calcaires du Membre de Boussu au nord-ouest.

Les unités de la Wamme-Lomme et du Gerny affectent les calcaires givetiens. Celle de la Wamme-Lomme est localisée sur le flanc nord de l'anticlinal de Sainte-Odile et le plateau du Gerny constitue une structure anticlinale majeure doublement ennoyée. Les deux unités structurales sont reliées par le synclinal de Rochefort-Marloie. L'axe de la Lomme, plus karstifié, sert au drainage de la nappe du plateau du Gerny. Seul un exutoire de trop-plein de cette nappe (la source du Dewoin à Rochefort) existe à l'extrémité sud-ouest du plateau.

L'unité hydrogéologique de la Boverie

L'unité hydrogéologique de la Boverie (Fig. 3) présente un niveau piézométrique de base localement imposé par la source Tridaine (212 m). Suite à la présence de bancs plus argileux entre les deux lentilles, le niveau de la nappe dans le Membre de l'Arche est légèrement supérieur à celui observé dans le Membre du Lion. Des traçages ont néanmoins prouvé une communication hydraulique entre les deux lentilles. Quelques cavités sont observées : au sud du village de Humain et à la grotte Tridaine. Historiquement, la nappe était régionalement drainée par le ruisseau de l'Entre-deux-Falleux (Van den Broeck *et al.*, 1910), ce dernier recoupant les calcaires dans sa partie aval à la cote de 231 m. Le creusement de la galerie d'exhaure de la « source » Tridaine a rabattu la nappe vers la cote 212 m. Dès lors, le ruisseau est devenu perché et infiltrant en période d'étiage; en période de hautes eaux, le niveau de la nappe atteint localement 234 m et le ruisseau redevient momentanément drainant. En condition habituelle, la nappe s'écoule donc du nord-est vers le sud-ouest vers son exutoire principal que constitue la source Tridaine. En aval de la source, la nappe peut se déverser vers la Lomme via les calcaires du Membre de Bieumont.

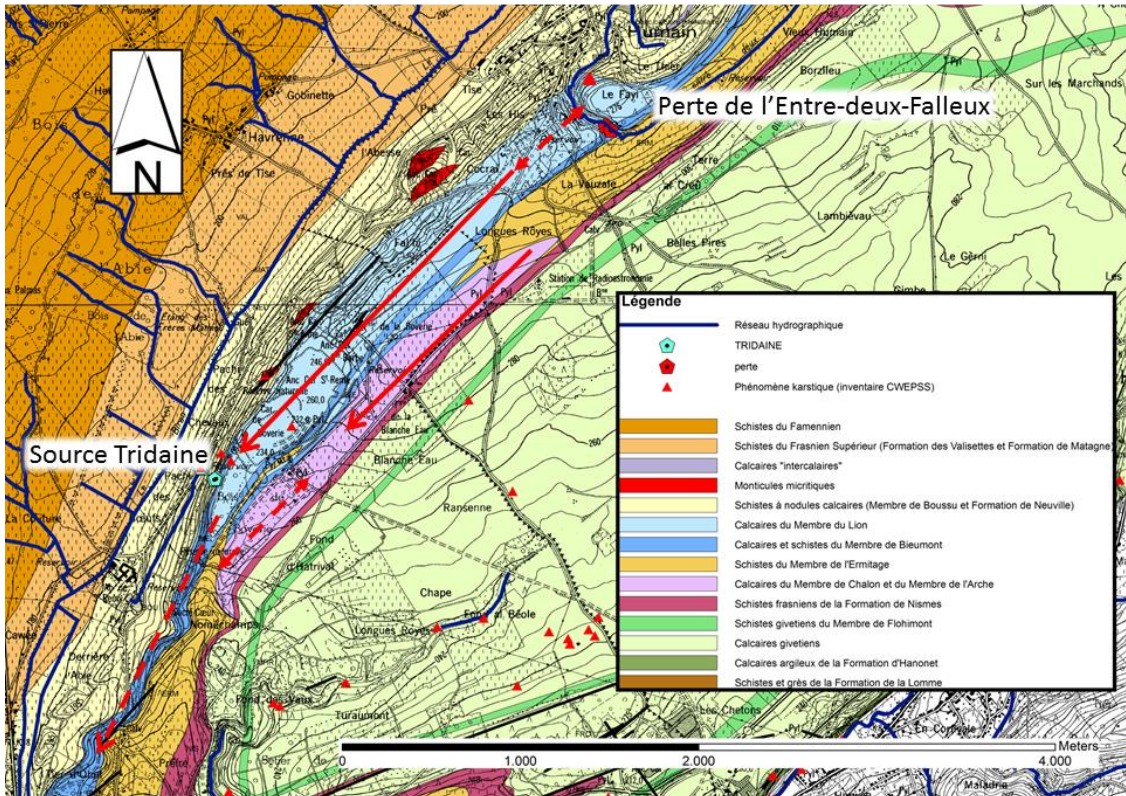


Figure 3 : Unité hydrogéologique de la Boverie (flèches rouges : sens d'écoulement probable de la nappe) (géologie d'après Barchy et al., 2010). – Hydrogeological unit the Boverie (red arrow : assumed groundwater flow direction)(geology from Barchy et al., 2010)

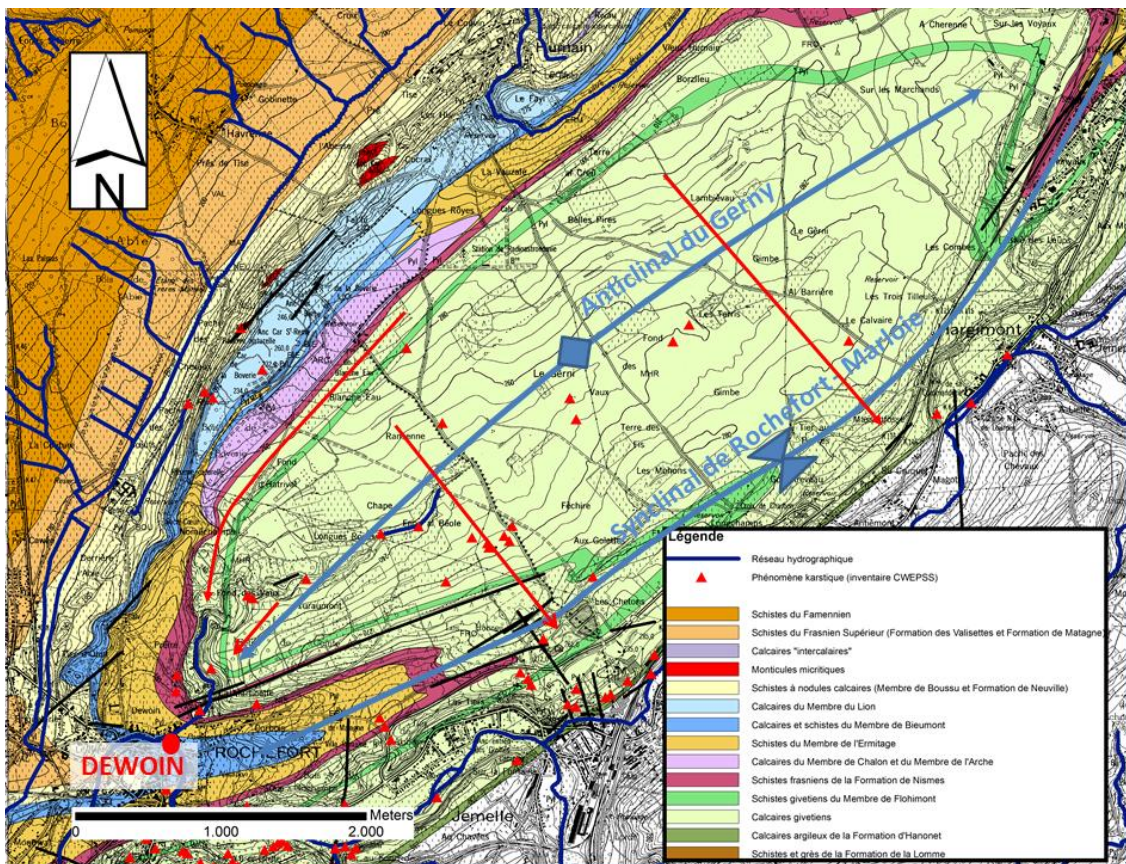


Figure 4 : Unité hydrogéologique du Gerny (flèches rouges : sens d'écoulement probable de la nappe) (géologie d'après Barchy et al., 2010). – Hydrogeological unit of the Gerny (Red arrow : assumed groundwater flow direction)(geology from Barchy et al., 2010).

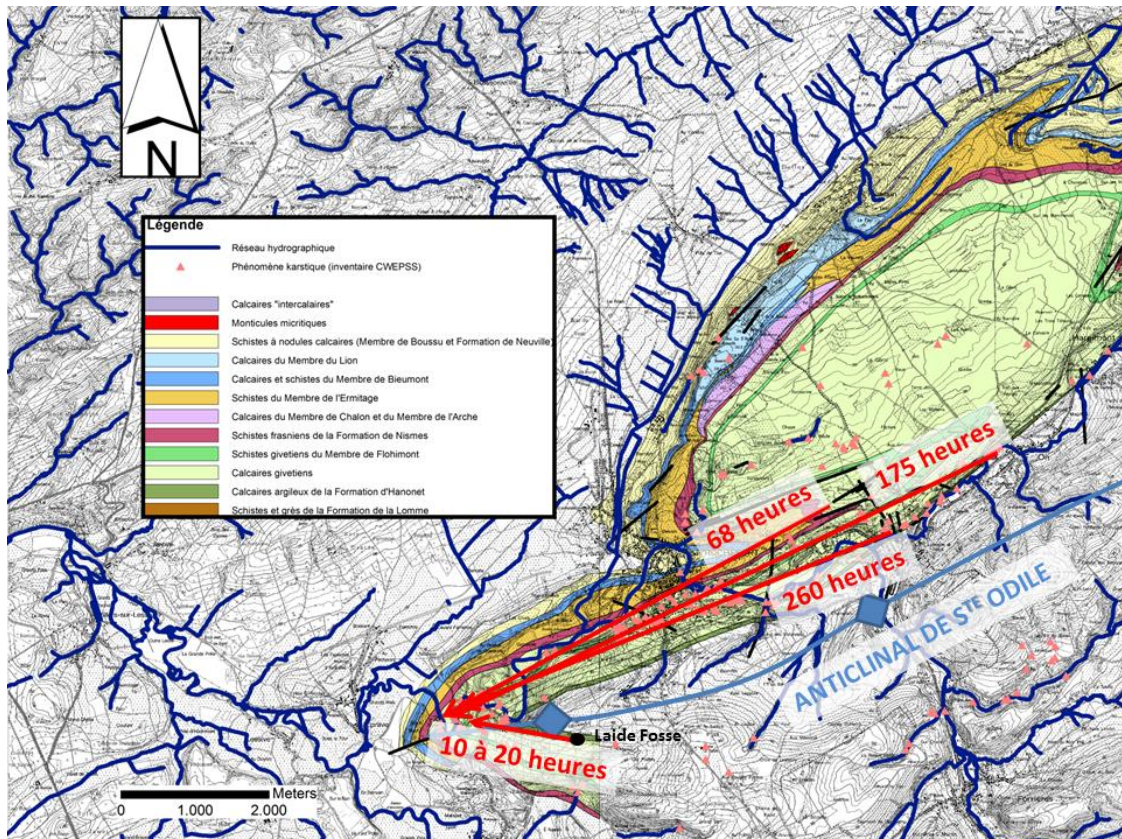


Figure 5 : unité hydrogéologique de la Wamme-Lomme (flèches rouges : essais de traçage et sens d'écoulement de la nappe) (géologie d'après Barchy et al. 2010 ; Blockmans et al., 2010; traçages d'après Delbrouck, 1974 ; Bonniver et al., 2010). – *Hydrogeological unit of the Wamme-Lomme (red arrow : assumed groundwater flow direction).*

L'unité hydrogéologique du Gerny

L'unité hydrogéologique du Gerny est caractérisée par une piézométrie en paliers (Fig. 2). Au nord-ouest, la cote altimétrique atteint 240 m en période de hautes eaux. Le niveau de la nappe présente donc un décrochement important par rapport à l'aquifère des calcaires frasniens, démontrant ainsi l'influence des shales de la Formation de Nismes qui joue le rôle de limite imperméable. Vers le sud-est, la nappe présente deux paliers successifs délimités par le Membre de Flohimont : le premier présente une cote altimétrique de 200 m en période de hautes eaux, le second une cote proche de 180 m. Les phénomènes karstiques du plateau du Gerny sont principalement constitués d'un ensemble de points de perte diffus ou ponctuels actifs uniquement en période de forte précipitation. La nappe est fortement rabattue (60 m à 100 m) sous la surface topographique, avec des fluctuations saisonnières de l'ordre de 30 m. Dans sa partie nord, la nappe se déverserait directement dans le réseau karstique de la Wamme et de la Lomme souterraines (Fig. 4). Dans sa partie sud, dans la terminaison périantyclinale du pli, l'émergence de nappe est située, en période de hautes eaux, au niveau de la source du Dewoin située au contact des calcaires givetiens (à l'amont) et des shales de la formation de Nismes (à l'aval). Il s'agit d'un seuil hydrogéologique situé à la

cote altimétrique de 180 m. En période de basses eaux, l'émergence tarit et le niveau de la nappe descend vers la cote de 166 m très probablement alors drainée, par voie profonde, par le réseau de la Lomme souterraine.

L'unité hydrogéologique Wamme-Lomme

L'axe de la Wamme et de la Lomme constitue la troisième unité hydrogéologique (Fig.5). Les cotes altimétriques du talweg et du réseau karstique (Fig. 6) influencent la piézométrie régionale selon les périodes de hautes eaux ou de basses eaux, mais c'est l'altitude du réseau karstique qui impose généralement le niveau de base régional.

En période de hautes eaux, dans la région de Rochefort, l'aquifère s'équilibre sur le talweg de la Lomme, vers la cote altimétrique de 170 m; en période de basses eaux, la nappe s'équilibre sur le niveau de la Lomme souterraine soit une cote altimétrique de 160 m en amont et 155 m en aval de Rochefort. En conséquence, en période de basses eaux, la Lomme est perchée et infiltrante. Pour la Wamme, la situation perchée est permanente, la piézométrie de la nappe étant fortement rabattue vers la cote 180 m (Fig. 2) suite à la karstification intense des calcaires givetiens dans cette zone.

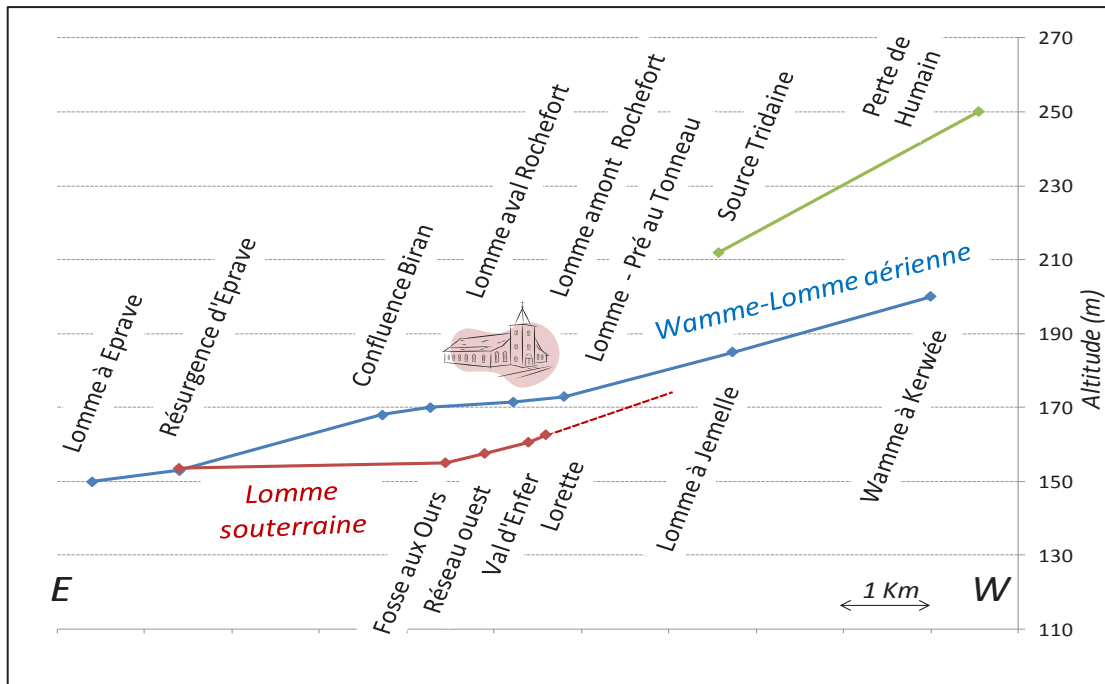


Figure 6 : Profils comparés de la Lomme aérienne et de la Lomme souterraine. – Comparison between the profiles of the superficial and underground Lomme river.

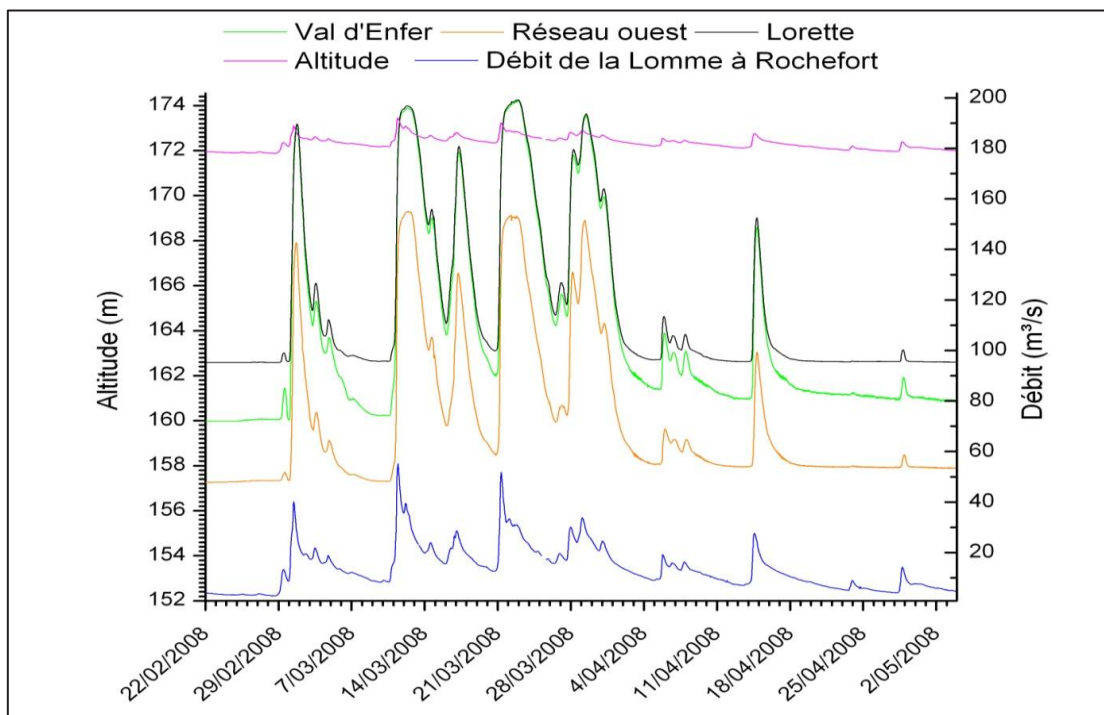


Figure 7 : Fluctuations des altitudes de la nappe dans le réseau de la grotte de Rochefort, comparées à l’altitude et au débit de la Lomme en surface. – Comparison of the surface water levels of the Lomme river and its underground water levels inside the Rochefort cave.

La figure 7 montre comment fluctuent les niveaux d’eau dans le réseau souterrain de la grotte de Rochefort lors des crues par rapport au niveau d’eau de Lomme aérienne.

Le système karstique de la Lomme s’étend d’Hargimont à Eprave, soit sur une distance d’environ 11 kilomètres (Fig. 5 et 6). Il constitue le niveau de base régional de

tout l’aquifère givetien. La résurgence d’Eprave, située à la cote altimétrique de 153,5 m est donc le point d’émergence aval de tout le système karstique. Les relations souterraines avec la résurgence ont par ailleurs été mises en évidence par divers traçages (Delbrouck R., 1974 ; Bonniver *et al.*, 2001) schématisés de manière simplifiée sur la figure 5.

La résurgence d'Eprave est située dans la zone d'ennoyage de l'anticlinal Sainte-Odile, au droit des calcaires de la Formation de Fromelonne. De par l'ennoyage du pli, les calcaires givetiens se retrouvent cernés par les shales de la Formation de Nismes qui forment un « seuil hydrogéologique » obligeant ainsi les eaux souterraines à émerger.

Sachant que le Membre de Flohimont joue un rôle non négligeable dans l'hydrogéologie (voir figure 2), de par sa faible perméabilité, on peut se demander si le système de la Lomme en amont n'est pas, du moins en fonction de l'état de recharge de la nappe, aussi compartimenté en deux unités :

- une première qui affecterait les calcaires des Formations de Trois Fontaines, Terre d'Haur et Mont d'Haur et qui serait alimentée par les pertes diffuses de la Lomme entre Hargimont et Jemelle ainsi que par les pertes plus concentrées en crue dans le gouffre du Pré-au-Tonneau ;
- une seconde qui affecterait la Formation de Fromelonne et qui serait notamment alimentée par le Trou du Nou-Molin (zone de Rochefort).

L'accident du Thier des Falizes en aval de Rochefort serait de nature à permettre une communication entre les deux unités. Ces hypothèses devront sans doute être précisées par des traçages en complément de l'étude des niveaux.

Conclusions

La région de Rochefort peut être subdivisée en trois unités hydrogéologiques majeures, selon les formations géologiques impliquées et leur cadre morphostructural.

Dans la partie nord-ouest, l'unité hydrogéologique de la Boverie, logée au sein des calcaires frasniens, constitue un système indépendant délimité par des formations peu perméables des shales de la Formation de Nismes (au sud-est) et du Membre de Boussu (au nord-ouest). Les écoulements se font principalement selon la direction des bancs avec comme exutoire principal la galerie d'exhaure de la « source » Tridaine située à la cote de 212 m.

Le second système se situe au droit du plateau du Gerny dans les calcaires givetiens. Au nord-est, l'aquifère du Gerny s'écoule en direction de la vallée de la Wamme et de la Lomme. Au sud-ouest, la nappe des calcaires déborde, en période de hautes eaux, par la source du Dewoin. En basses eaux, cet exutoire temporaire tarit et les calcaires sont alors directement drainés par le réseau karstique de la Lomme. L'aquifère givétien est compartimenté, du moins en l'absence d'accident transversal, par la présence du Membre de Flohimont situé à la base de la Formation de Fromelonne.

Le drainage karstique de la Wamme – Lomme s'est développé dans les calcaires givetiens. Il constitue le niveau de base régional. En période de hautes eaux, la nappe s'équilibre avec le talweg des rivières, du fait principalement du dépassement de la capacité d'absorption du réseau souterrain via les différentes pertes. En période de basses eaux, les rivières deviennent à nouveau infiltrantes, la nappe se situant, à Rochefort, plus de dix mètres sous le talweg.

La résurgence d'Eprave, localisée dans la zone d'ennoyage de l'anticlinal de Sainte-Odile, émerge au droit d'un seuil hydrogéologique constitué des shales de la Formation de Nismes. Elle constitue ainsi l'exutoire final des unités hydrogéologiques des calcaires givetiens.

Bibliographie

BARCY L., MARION J-M & DEJONGHE L., sous presse. Carte Rochefort – Nassogne. Nouvelle carte géologique de Wallonie. SPW. (Publication en cours)

BLOCKMANS S. & DUMOULIN V., sous presse. Carte Houyet – Han-sur-Lesse. Nouvelle carte géologique de wallonie. SPW. (Publication en cours)

BOULVAIN F.; DEMANY B. & COEN-AUBERT M., 2005. Frasnian carbonate buildups of southern Belgium : the Arche and Lion members interpreted as atolls. *Geologica Belgica*, 8: 69-89.

BULTYNCK P. & DEJONGHE L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*. 4/1 : 39-68.

DE BROYER E., THYS G., FAIRON J. & MICHEL G., 2002. Atlas du Karst wallon, Inventaire cartographique des sites karstiques et des rivières souterraines de Wallonie. CWEPPS.

DELBROUCK R., 1974. Expérience de traçage des eaux souterraines de la Wamme et de la Lhomme. Ministère de l'agriculture – Service de l'hydraulique agricole – District V – Namur.

BONNIVER I., DE VROEY P., ROCHEZ G. & HALLET V., 2010. Essai des traçages sur le système karstique du chanoir de la Laide Fosse (Hamerenne, commune de Rochefort). *Regards*, 73 : 5-9.

MEUS Ph., GAILLIEZ S., FUNKEN L., MOUREAUX P., DELLOYE F. & NIX Ph., 2011. Surveillance de la résurgence d'Eprave. Ce volume.

VAN DEN BROECK E., MARTEL E. & RAHIR E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique. Les calcaires dévoniens du bassin de Dinant. Tome 1. Edition des auteurs, impr. Lamertin – Bruxelles.

SURVEILLANCE DE LA RÉSURGENCE D'EPRAVE

Philippe MEUS*¹, Sébastien GAILLIEZ², Luc FUNCKEN³, Pierre MOUREAUX⁴,
Francis DELLOYE¹ et Philippe NIX⁴

1. Service Public de Wallonie - DGO3 - Direction des eaux souterraines
2. Service Public de Wallonie - DGO3 - Direction des cours d'eau non navigables
3. Service Public de Wallonie – DGO1 – Direction de la Géotechnique
4. Institut Scientifique de Service Public (ISSeP)

* Adresse de correspondance : philippe.meus@spw.wallonie.be

Abstract. Monitoring of the Eprave karst spring. *The Eprave spring is the main outlet of a karst system 11 km long in the Givetian limestones, under the Lomme valley, in the area of Rochefort city. Its mean discharge is around 800 l/s. The system is mainly known through its karstic features in the vicinity of Rochefort and several big swallow holes that feed the system during flood events. It is thus highly influenced by surface water. The spring has been quantitatively and chemically monitored since 2005, to ensure a judicious evaluation of karst groundwater status (among others for the European Water Framework Directive). Discharge measurements, chemical analyses and in-situ monitoring have led to a thorough understanding of the dynamics of the system and a better knowledge of the expected fluctuations of the pollutants. The long term monitoring of the spring can also be used as a reference for future trends of the aquatic environment.*

Résumé. La résurgence d'Eprave est le principal exutoire d'un système karstique, long de 11 km, développé dans les calcaires givetiens de la vallée de la Lomme près de Rochefort. Son débit moyen est de l'ordre de 800 l/s. Ce système est principalement connu pour de nombreux phénomènes karstiques autour de Rochefort et notamment plusieurs pertes de la Lomme absorbant d'importants débits en amont lors des crues. Ces eaux souterraines sont dès lors fortement influencées par les eaux de surface. La résurgence a fait l'objet d'une surveillance quantitative et qualitative depuis 2005, de manière évaluer de façon plus judicieuse l'état des eaux souterraines (notamment en réponse à la Directive Cadre européenne sur l'Eau). La dynamique du système est mieux comprise grâce aux mesures de débit, aux analyses chimiques et à la surveillance *in situ* en continu, ce qui présente d'importantes implications en termes de prévision du comportement des polluants. La surveillance opérée peut en outre servir de référence pour d'éventuels futurs changements du milieu aquatique.

Introduction

La résurgence d'Eprave (résurgence vaclusienne) est la principale sortie d'eau de la Lomme souterraine (Hallet et Meus, 2011) drainant les calcaires givetiens de la Calestienne le long d'un axe hydrographique nord-ouest sud-est formé par la Wamme et la Lomme. L'émergence a lieu à la faveur du contact entre les calcaires de la formation de Fromelonne et les shales de la formation de Nismes. Les drains principaux de cette percée hydrogéologique sont identifiés en amont jusqu'à une distance de 8,5 km, à hauteur des pertes de la Wamme à On. Depuis ces pertes, l'eau souterraine s'écoule jusqu'à la résurgence à une vitesse approximative de 50 m/h en moyennes eaux (Delbrouck R., 1974). Les phénomènes karstiques (Van den Broeck & al., 1910) les plus importants (perte du Pré au Tonneau, perte du Nou Molin,

grotte de Lorette¹, grotte de la Fosse aux Ours) sont concentrés autour de Rochefort, là où la Lomme aérienne quitte temporairement les calcaires, accentuant un processus de raccourci souterrain de méandre.

Le compartimentage des calcaires du Givetien par les shales de la base de la formation de Fromelennes, ainsi que l'accident transversal du Thier des Falizes, en aval de Rochefort, jouent des rôles importants pour les écoulements souterrains tout en réglant la dynamique de mise en charge du massif lors des crues. Lors de ces dernières, le réseau souterrain de Rochefort s'engorge rapidement (les niveaux de la nappe atteignent alors en amont un quasi-équilibre avec la Lomme aérienne) et sa vidange est ensuite régulée selon la transmissivité des différents tronçons du réseau en aval jusqu'à la résurgence.

¹ Grotte de Rochefort.

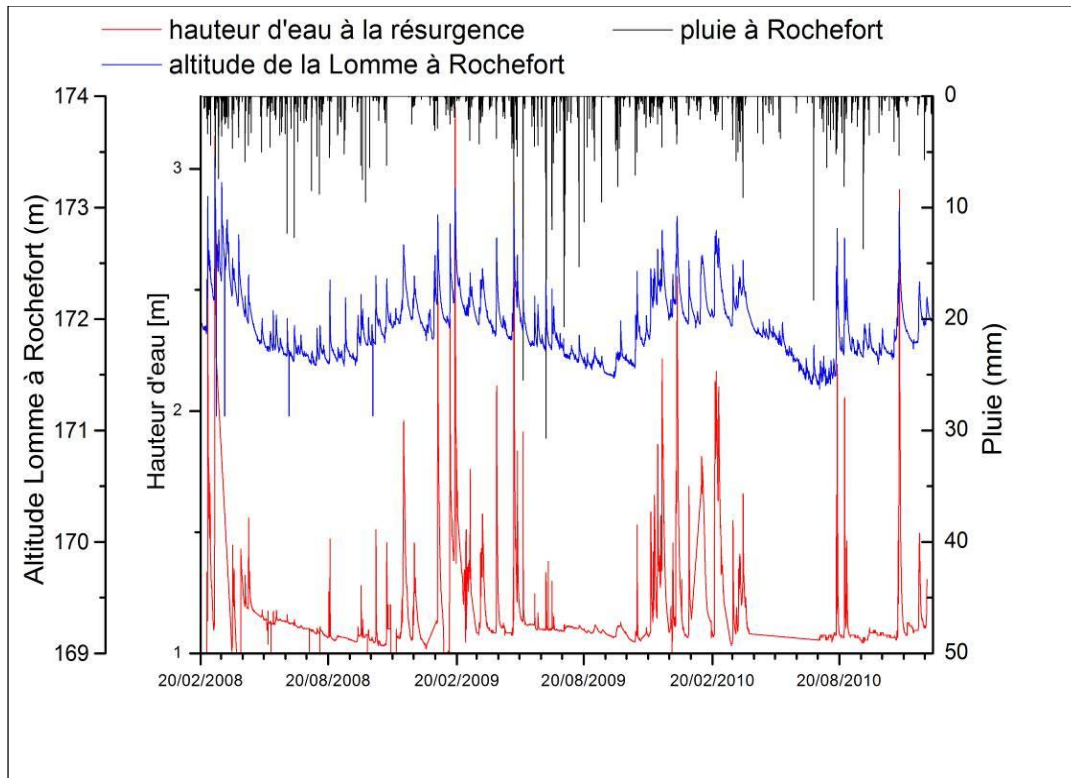


Figure 1 : Hauteur d'eau à la source, comparée à l'altitude de la Lomme et à la pluie à Rochefort. – Water level at the spring, compared with the altitude of the Lomme river and the rainfall in Rochefort.

La résurgence, en tant qu'exutoire régional, est considérée comme l'élément le plus représentatif de la quantité et de la qualité de la ressource en eau souterraine des calcaires givetiens de la région de Rochefort. Pour cette raison, elle fait l'objet d'une surveillance spécifique depuis 2005 (Service Public de Wallonie, 2011) dans le cadre du programme de surveillance des masses d'eau souterraine mis en œuvre pour la DCE (Directive 2000/60/CE). Ses relations assez directes avec les infiltrations de la Wamme et de la Lomme en amont sont connues depuis les traçages de R. Delbrouck (1974).

La surveillance avait deux objectifs distincts, lesquels ont nécessité deux échelles d'observations distinctes :

- d'une part des campagnes d'analyses chimiques s'insérant dans l'évaluation de l'état chimique global de la masse d'eau (masse d'eau RWM023 – Calcaires et Grès de la Calestienne et de la Famenne), afin notamment d'identifier d'éventuelles altérations chimiques (photo 1) ;
- d'autre part une surveillance *in situ*, en continu, afin de pouvoir replacer les évaluations ponctuelles dans un contexte plus dynamique.

La surveillance en continu devait en outre fournir une indication des flux de substances polluantes ainsi qu'une meilleure représentativité statistique pour l'évaluation de tendances à long terme.

Cette surveillance a été coordonnée par la Direction des eaux souterraines du SPW, avec le soutien technique de l'ISSeP, de la Direction des cours d'eau non navigables et de la Direction de la Géotechnique.

Débits de la résurgence d'Eprave

Les variations de débit de la résurgence sont dues, d'une part à la mise en charge variable du réseau karstique en amont, et vraisemblablement d'autre part aux contrepressions exercées par le cours aérien de la Lomme via les conduits karstiques en connexion avec le lit de la rivière en amont de la source².

La quantification des débits en continu se heurte principalement à la difficulté d'établir une relation de tarage entre la hauteur et le débit en présence des variations du niveau de la Lomme. Les invasions de la source par l'eau de la Lomme en crue (photo 2) ont d'ailleurs toujours fait penser, à tort, que le débit de la source augmentait démesurément (le chiffre de 40 m³/s parfois trouvé dans la littérature est dans ce cas-ci bien entendu erroné). La hauteur du plan d'eau de la source, mesurée depuis 2008, est reprise à la figure 1, en comparaison de l'altitude de la Lomme³ et des pluies⁴ à Rochefort. L'influence du niveau de la Lomme sur la source y apparaît très clairement.

² Pour rappel, la résurgence d'Eprave est vauclusienne et le conduit émissif s'étend jusqu'à 88 m sous le lit de la Lomme.

³ Station Aqualim de Rochefort.

⁴ Station Pameseb de Jemelle.



Photo 1 : Episode turbide à la résurgence dans les années 90, provenant du lavage des pierres extraites à la carrière de Jemelle. – *Turbid event at the spring during the 90's, caused by washing stones in the upstream quarry of Jemelle.*

Photo 2 : La résurgence d'Eprave et la Lomme lors d'une crue. – *The Eprave spring and the Lomme river during a flood.*

Photo 3 : Jaugeage de la résurgence à l'ADCP (courantomètre Doppler) lors des crues. – *Gauging the spring with an ADCP (Doppler current meter) during floods.*

Photo 4 : Plongée (de J. Petit) pour des tests de mesure de vitesse d'eau dans le conduit émissif de la résurgence. – *Diving (J. Petit) for testing current measurements in the conduit of the spring.*

Photo 5 : Dispositif de mesure acoustique de débit (Argonaut SL-3000 – SonTek). Les capteurs sont immergés en rive droite du bras de la résurgence. – *Acoustic system (Argonaut SL-3000 – SonTek) for continuous discharge measurements. The probes are under water along the right bank of the river.*

Depuis 2006, des jaugeages ponctuels avec différentes techniques (jaugeages directs de la résurgence avec un courantomètre électromagnétique, avec un courantomètre acoustique Doppler⁵ ou avec un courantomètre profileur acoustique Doppler⁶, jaugeages différentiels par ADCP entre l'amont et l'aval de la Lomme, jaugeage par mesure différentielle de la conductivité de l'eau entre l'amont et l'aval de la Lomme...) ont permis de mieux apprécier le fonctionnement dynamique de la source. Le débit varie en réalité très peu, toujours proche des 800 l/s. Seules les crues les plus importantes, lorsque le système est déjà saturé, le font croître significativement. Un débit de 2,6 m³/s a été mesuré lors d'un jaugeage à l'ADCP le 13 mai 2009 (voir photo 3). Ce débit est vraisemblablement proche du débit maximum.

⁵ ADV Flowtracker SonTek.

⁶ ADCP RD Instruments StreamPro.

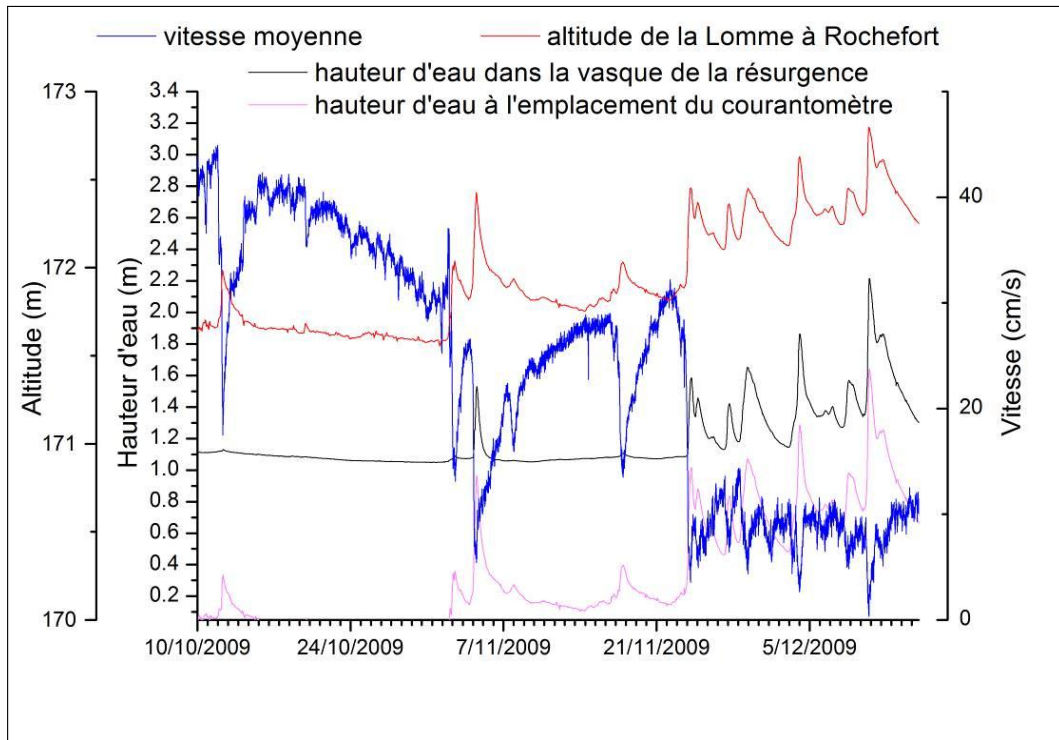


Figure 2 : Mesures effectuées avec le courantomètre SonTek Argonaut SL-3000. La mesure de la vitesse de l'eau permet d'établir une relation « hauteur-vitesse-débit ». – *Example of measurements with the current meter SonTek Argonaut SL-3000. The calculation of the discharge is made through a relation « level-velocity-discharge », thanks to the acquisition of the mean velocity.*

Suite à quelques tests effectués avec un débitmètre Doppler ISCO 2150 (dont des mesures en plongée, voir photo 4), et ce depuis le mois de mars 2009, le bras de la source est équipé d'un courantomètre Doppler Argonaut SL-3000 SonTek. Cet appareil, installé en rive droite (photo 5), mesure en continu⁷ à la fois le niveau de l'eau et la vitesse du courant en un point moyen de la section d'écoulement. Ces mesures, combinées à des jaugeages ponctuels, permettent d'établir une relation « hauteur-vitesse-débit » et de compenser l'effet de la montée du niveau de la source lors des montées de la Lomme. Le système est toujours en cours de calibration et devrait encore faire principalement

l'objet de jaugeages en crue. Le graphique de la figure 2 montre comment le niveau et la vitesse de l'eau mesurés par ce dispositif varient respectivement.

Surveillance chimique

Surveillance en continu

Divers capteurs installés à bord de diverses sondes ont été placés à la résurgence depuis 2006. Les mesures couvertes par ces instruments sont résumées dans le tableau ci-dessous.

Tableau 1 : Paramètres physico-chimiques mesurés à la résurgence d'Eprave depuis 2006. – *Physico-chemical parameters measured at the spring since 2006.*

Type de sonde	Du	Au	Paramètres mesurés
GGUN FL-30 (fluorimètre)	Avril 2006	Mars 2007	Température, conductivité, turbidité, fluorescence
HYDROLAB	Février 2008	Mars 2010	Température, conductivité, turbidité, oxygène dissous (par luminescence), pH
SEBA MPS	Mars 2010	Décembre 2010	Température, conductivité, turbidité

⁷ Pas de ½ heure.

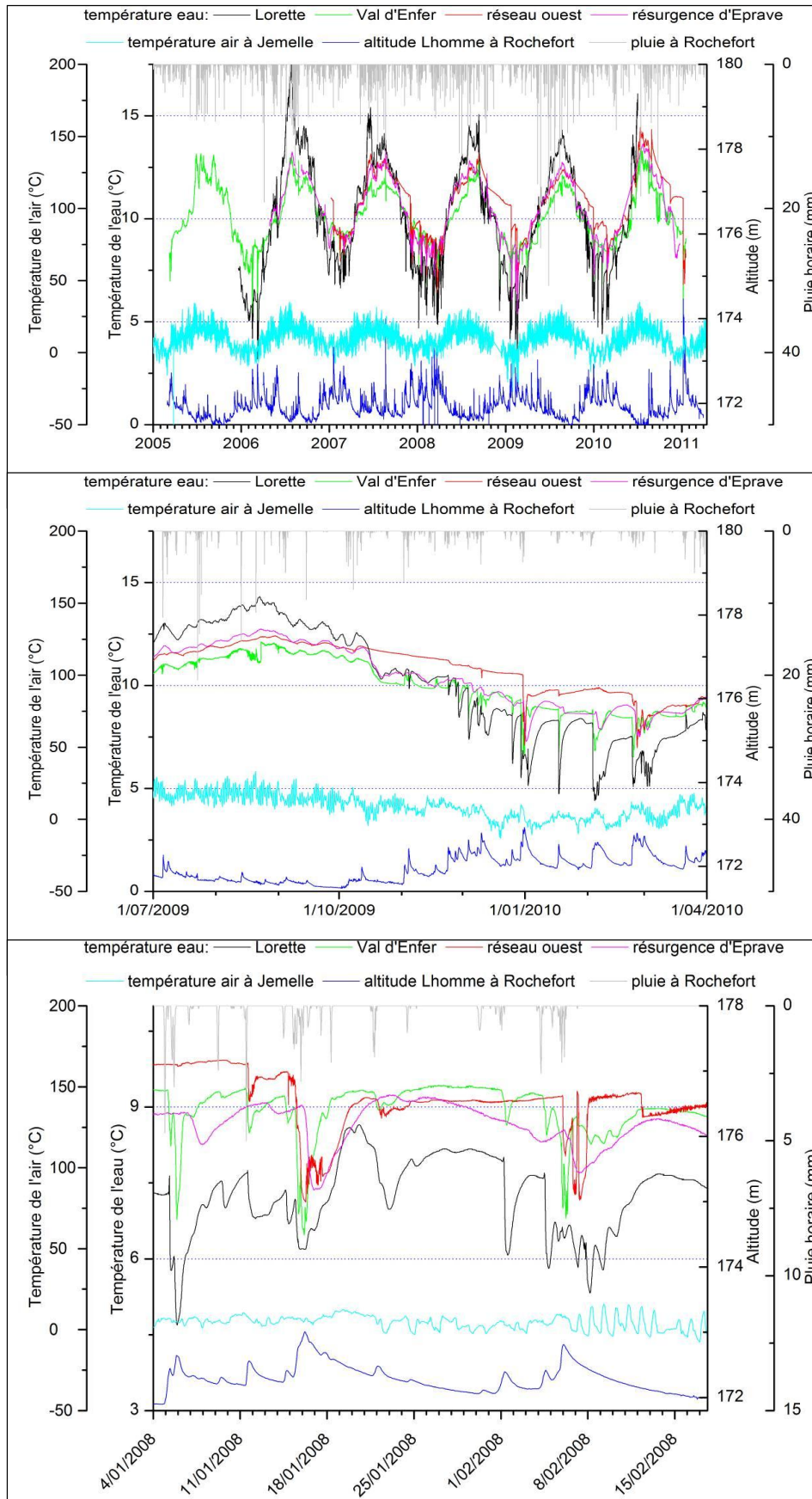


Figure 3 : Variations, selon trois échelles de temps distinctes, de la température de l'eau de la résurgence, comparées à celles d'autres points du réseau en amont et à celles de l'air à Rochefort. – *Fluctuations of water temperature at the spring compared with those upwards in the karst system and the air temperature in Rochefort. This example is shown at three different scales.*

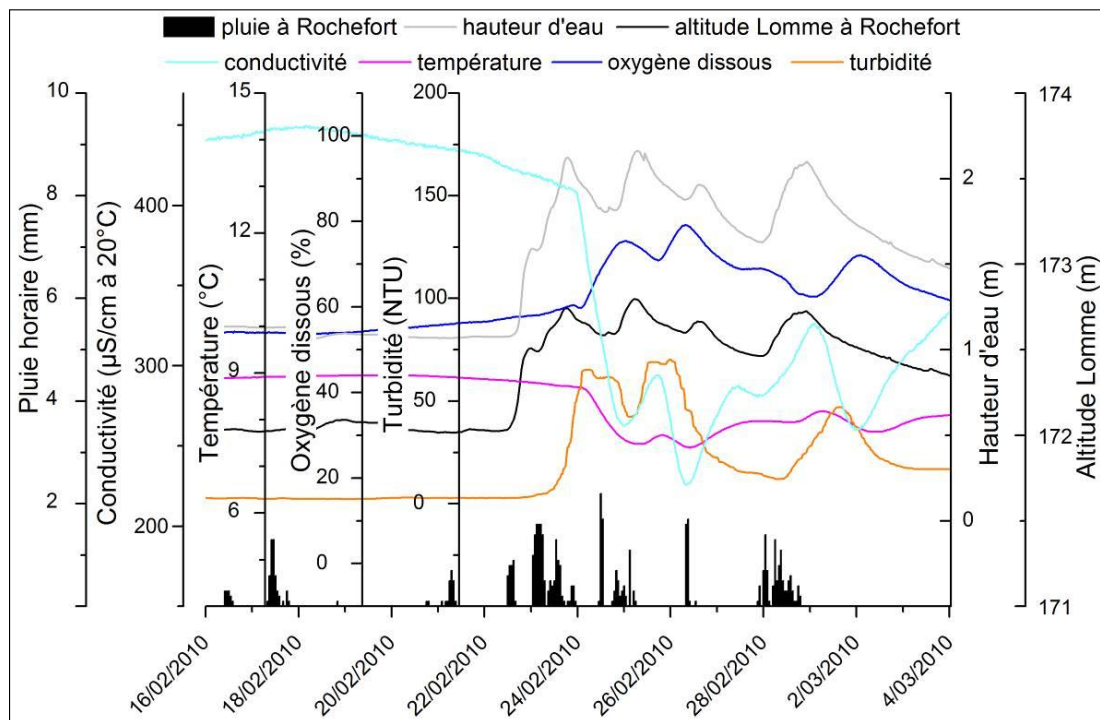


Figure 4 : Variations des paramètres physico-chimiques de l'eau de la résurgence lors des crues hivernales. – *Fluctuations of some water physico-chemical parameters at the spring during winter floods.*

Actuellement, la source est en cours de rééquipement avec un fluorimètre (turbidimètre) GGUN-FL30 couplé à un acquiesiteur Tétraèdre TRMC-5, avec télétransmission GPRS pour permettre le contrôle en temps quasi réel du fonctionnement de l'installation.

La figure 3 montre, à trois échelles de temps distinctes, les variations de température de l'eau à la résurgence, comparées à celles en différents points en amont dans le réseau, ainsi qu'à celles de l'air à la station Pameseb de Jemelle. La pluviométrie, ainsi que le niveau de la Lomme à Rochefort, sont également figurés. Les réponses thermiques s'inversent entre l'été et l'hiver, et sont fortement dépendantes des flux d'eau entrants lors des crues. Les points situés le plus en amont, près des pertes (rivière de la grotte de Lorette et réseau du Val d'Enfer) subissent très nettement les effets des invasions de crues, alors que la nappe située dans le réseau ouest⁸ présente un comportement plus indépendant, caractérisé par une « déconnexion » en fin de chaque étiage et une « reconnexion » soudaine lorsque la recharge atteint un seuil suffisant au milieu de l'hiver. A l'extrémité du système (à la résurgence), ces ondes thermiques sont d'autant plus amorties. Le temps de réponse de l'onde thermique pour l'ensemble de la percée hydrogéologique peut être estimé entre 1 et 2 jours.

⁸ L'extrémité de la galerie principale du réseau ouest de la grotte de Rochefort (grotte de Lorette) est située à plusieurs centaines de mètres « en aval » de l'entrée dite du Val d'Enfer (anciennement touristique et seulement utilisée actuellement pour l'accès au laboratoire géophysique). Elle est constituée d'un lac au niveau très fluctuant.

La figure 4 montre les variations des paramètres physico-chimiques à la résurgence lors d'une crue hivernale. Le niveau d'eau de la source est ici à nouveau fortement influencé par celui de la Lomme. La turbidité est le premier signe de réaction de l'eau de la source proprement dite. Elle augmente environ 24 heures après le passage de l'onde de crue en surface sur la Lomme. Elle est très probablement liée à la mise en suspension des particules fines dans les conduits suite à l'augmentation des vitesses de l'eau. Cela doit encore être vérifié, mais l'arrivée de cette turbidité coïnciderait par conséquent avec l'augmentation du débit suite à l'arrivée de l'onde de pression due à la crue. Un jour plus tard environ, ce sont la conductivité, l'oxygène dissous et la température qui réagissent fortement, indiquant cette fois l'arrivée des eaux infiltrées aux pertes. La conductivité chute d'environ 150 µS/cm. L'apport en oxygène est d'environ 20 %. La température chute d'environ 1°C. L'examen d'ensemble des crues montre qu'il faut en moyenne une huitaine de jours à la résurgence pour retrouver son état d'avant une crue. Ces observations permettent de choisir de manière optimale des périodes hors de l'influence des crues pour effectuer des prélèvements pour analyses.

Campagnes d'analyses

Dans le cadre de la DCE, un monitoring de surveillance des masses d'eau souterraine a débuté en 2005. Lors d'un premier état des lieux, 16 émergences karstiques, dont celle d'Eprave, ont fait l'objet d'une campagne d'analyses en période de basses eaux. Le tableau 2 reprend les résultats pour la résurgence.

Tableau 2 : Principaux résultats des analyses effectuées par l'ISSeP lors de la campagne du 29 novembre 2005 à la résurgence d'Eprave (O2d = oxygène dissous in-situ, Res = résidu sec à 180°C, NTU = turbidité, M.O. = oxydabilité au KMnO4, COT = carbone organique total). – *Main water analyses results at the spring, from the survey on 29th November 2005.*

T	O2d	pH	K2O	TH	Cl-	SO4--	Res	TAC	Ca++	Mg++	Na+	K+
° Celsius	mg/l O2	unités pH	µs/cm à 20°C	°français	mg/l	mg/l	mg/l	° français	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
8.5	7.30	7.41	339	15.5	33	16.5	211	11.2	49	6.6	22	2.6
NTU	Fe	Mn	Al+++	SiO2	NO3-	NH4+	Ptot	NO2-	PO4---			
NTU	µg/l	µg/l	µg/l	mg/l SiO2	mg/l NO3	mg/l NH4	mg/l P2O5	mg/l NO2	mg/l			
5.10	26	18.3	118	6.3	14.6	< 0,05	< 0,10	< 0,010	0.10			
Cu	Zn	As	Cd	Cr	Hg	Ni	Pb	Sb	Se	Sn		
µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l	µg/l		
< 2	< 20	0.4	< 0,2	< 1,0	< 0,1	< 2	1.5	< 0,2	< 0,5	< 1,0		
CN-	F-	B	Ba++	Sr++								
µg/l	mg/l	µg/l	µg/l	µg/l								
< 3	0.12	< 50	32	356								
M.O.	COT											
mg/l O2	mg/l C											
3.2	1.7											

Tableau 3 : Principaux polluants organiques détectés lors de la campagne du 8 octobre 2008 effectuée en collaboration avec le JRC (toutes les teneurs sont exprimées en ng/l). – *Main persistent organic pollutants detected during the survey on 8th October 2008, with the support of the JRC (concentrations in ng/l).*

Nitrophenol	2,4-Dinitrophenol	Bentazone	PFOA	PFOS	PFHxS	Caffeine	Benzotriazole	Methylbenzotriazole
12.7	6.6	6.9	2.2	3.0	0.5	22.0	9.4	40.1
Desethyl-Atrazine	Desethylter	Sulfamethoxazole	Simazine	Hexazinone	Carbama	Methabenzthiazuron	Atrazine	DEET
2.8	3.4	4.1	6.6	0.3	12.7	0.3	8.9	2.0
Diuron	Terbutylazin	NPE1C	tert-OP					
5.8	1.9	7513.0	1.3					

D'autres substances organiques telles que les HAP, les pesticides et d'autres micropolluants ont été analysés à cette occasion. La plupart d'entre elles n'ont pas été détectées, à l'exception de quelques traces d'atrazine, de déséthyl-atrazine et d'isoproturon.

Une campagne de prélèvements a également été réalisée le 8 octobre 2008 dans le cadre d'une étude intitulée FATE-EU Groundwater (Loos *et al.*, 2010), coordonnée par le JRC⁹ et destinée à inventorier les polluants en traces (polluants émergents) rencontrés à l'échelle européenne dans les eaux souterraines. Contrairement à la campagne de 2005, le système n'était cette fois plus en étiage mais influencé par une faible recharge automnale.

Le tableau 3 reprend les principales substances détectées à Eprave.

La présence de polluants organiques persistants dans les eaux de la résurgence, compte tenu surtout des performances analytiques élevées, n'a rien de surprenant vu la forte composante de la source en provenance des pertes de la Lomme. La teneur en NPE1C¹⁰ (disrupt-

eur endocrinien) est toutefois très élevée et devrait être confirmée. Cette substance a été détectée de façon significative dans de nombreuses eaux souterraines européennes (Loos *et al.*, 2010)

En outre, la question reste posée de comment varient ces teneurs lors des périodes de recharge du système. Des investigations sur d'autres sources karstiques wallonnes ont montré par exemple que de fortes augmentations des teneurs en HAP étaient observées lors des crues, en corrélation parfaite avec la turbidité.

Conclusions

La résurgence d'Eprave, en tant qu'exutoire principal de l'aquifère givetien de la vallée de la Lomme, a fait l'objet d'une surveillance quantitative et qualitative depuis 2005, non seulement par des investigations ponctuelles, mais également grâce à un monitoring *in situ* en continu.

Le fonctionnement de l'émergence, notamment en relation avec les flux de polluants transitant dans le système, a ainsi pu être mieux défini, les périodes de crues et d'infiltration directe dans le système jouant un rôle prépondérant.

9 Centre Commun de Recherche de la Commission européenne (Joint Research Center).

10 Nonylphénol monoéthoxylate, métabolite d'alkylphénol (surfactant).

Les impacts de la qualité des eaux souterraines sur la Lomme en aval devraient à présent être étudiés, la résurgence contribuant parfois à la totalité de l'écoulement de la Lomme (voir photo 6). Les mécanismes liés aux pertes lors des crues constituent à ce titre un élément important.

Une étude du stockage (notamment dans les sédiments karstiques) et de la dégradation des polluants dans le système apporterait certainement des lumières quant aux risques de détérioration, ou aux chances d'amélioration, futures de la qualité des eaux.

Bibliographie

DELBROUCK R., 1974. Expérience de traçage des eaux souterraines de la Wamme et de la Lhomme. Ministère de l'agriculture – Service de l'hydraulique agricole – District V – Namur.

HALLET V. & MEUS Ph., 2011. Contexte hydrogéologique des systèmes karstiques de la région de Rochefort. Ce volume.

LOOS R., LOCORO G., COMERO S., CONTINI S., SCHWESIG D., WERRES F., BALSAA P., GANS O., WEISS S., BLAHA L., BOLCHI M. & GAWLIK B.M., 2010. Pan-European survey on the occurrence of selected polar organic persistent pollutants in ground water. *Water Res.* 2010 Jul;44(14):4115-26.

SERVICE PUBLIC DE WALLONIE, 2011. Etat des nappes d'eau souterraine de la Wallonie. <http://environnement.wallonie.be/de/eso/atlas/>.

VAN DEN BROECK E., MARTEL E. & RAHIR E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique. Les calcaires dévoniens du bassin de Dinant. Tome 1. Edition des auteurs, Impr. Lamartin – Bruxelles.

LES DEPOTS DE LA GROTTTE DE LORETTE (ROCHEFORT)

Yves QUINIF¹, Olivier KAUFMANN² et Denis SAGOT³

1. Université de Mons. yves.quinif@umons.ac.be
2. Université de Mons. olivier.kaufmann@umons.ac.be
3. Université des sciences et technologies de Lille 1.

Abstract. Sedimentary deposits in the Lorette cave (Rochefort). The Lorette cave in Rochefort (Belgium) is part of an underground karstic system associated with the Lomme River. This cave shows a complex geometry with large rooms, galleries, and fallen blocks areas. Sediments of various types are encountered in the cave and their location within the complex cave map is discussed. Fallen blocks are abundant in large collapse rooms such as Salle du Sabbat, Val d'Enfer, Marie Sac'Attrape. Large blocks are also present in tectonically deformed galleries or passages (e.g. Fontaine-Bagdad gallery and Galerie du Robinet) where some blocks and walls still show the rounded and smooth surfaces of former galleries. A diamictite composed of sandstone pebbles in a clayey matrix without sorting occurs in the Fontaine-Bagdad gallery. These sediments indicate underground flooding by a debris flow. This event led to the filling of the cavity up to a level well preserved in the Fontaine-Bagdad gallery but also visible from place to place in the passages leading to Val d'Enfer. The West gallery is filled by fine grained detrital river sediments. This fill is sealed by speleothems in several places. A trench showed a stratified sequence that fills a large proportion of the gallery's section. Finally, in a remote part of the cavity near the large Salle des Siphons room where sumps are present, a circular pit, La Fosse, was formed by local subsidence. Its three meters high walls show various sediments in a complex sequence.

From these observations, three main sedimentary units have been identified: A- the diamictite of the Fontaine-Bagdad gallery; B- the stratified sequence of the West gallery and C- the complex sequence of La Fosse. The depositional sequence of these sediments is discussed with respect to cave morphology, sediment granulometry and speleothems U-Th dating. This led to order these units from the most recent to the oldest 1- West gallery; 2- complex sequence of La Fosse; 3- the diamictite of the Fontaine-Bagdad gallery.

Even if U/Th dating provides some information, the temporal relations between rock falls and the deposition of these units are still unclear. However, speleothems datings point out that, in the Galerie du Robinet passage, speleothems are older than 350 000 to 400 000 years BP (limit of the method). As these speleothems lie at almost the altitude of the actual Lomme River talweg, one important conclusion of this work is thus that the Lomme river and the Lorette cave have remained at almost the same relative altitude for the last 350 000 to 400 000 years.

Le contexte morphologique

La Grotte de Lorette s'inscrit au milieu d'un vaste système de type « recoupement souterrain de méandre », ou « autocapture souterraine » affectant la Lomme et son affluent la Wamme (Ek, 1969 ; Van den Broeck *et al.*, 1910). Dès leur entrée sur la bande calcaire givétienne, ces rivières sont affectées de pertes massives partielles souvent localisées sur leurs rives sous forme de grottes parfois pénétrables appelées adugeoir : *Gouffre du Mortier*, grottes du *Pré-au-Tonneau* et du *Nou Molin* pour n'en citer que quelques exemples.

La grotte de Lorette se situe à l'écart du talweg de la Lomme (Fig. 1). Localisée sur le plateau Notre Dame de Lorette qui domine Rochefort au sud, la grotte s'ouvre par plusieurs entrées à caractère vertical : le trou *Marie Sac'Attrape*, l'entrée du *Val d'Enfer* et l'ancienne sortie de la

Salle du Sabbat actuellement condamnée. Des descentes verticales ou fortement inclinées permettent d'accéder dans de vastes salles d'éboulis sur lesquelles se connectent des galeries conduisant au niveau actif : rivière souterraine ou surface piézométrique dans des puits noyés.

La grotte est de géométrie complexe (Fig. 2). Sur base descriptive, on distingue plusieurs parties (Quinif, 2000). D'est en ouest, nous trouvons l'ensemble *Salle du Sabbat* – rivière souterraine – *Arcades* – *Salle du Cataclysme*. La *Salle du Sabbat* est un vaste volume avec un point bas entouré de pentes d'éboulis. Les galeries des *Arcades* et de la rivière sont des conduits aux parois affectées de formes de type coupoles et cupules de corrosion de tous types. La salle du cataclysme est en fait un croisement de conduits retouchés par les éboulements. Entre les salles du *Sabbat* et du *Cataclysme* se trouve la salle de l'entrée du trou *Marie Sac'Attrape*, cône d'éboulis très pentu.

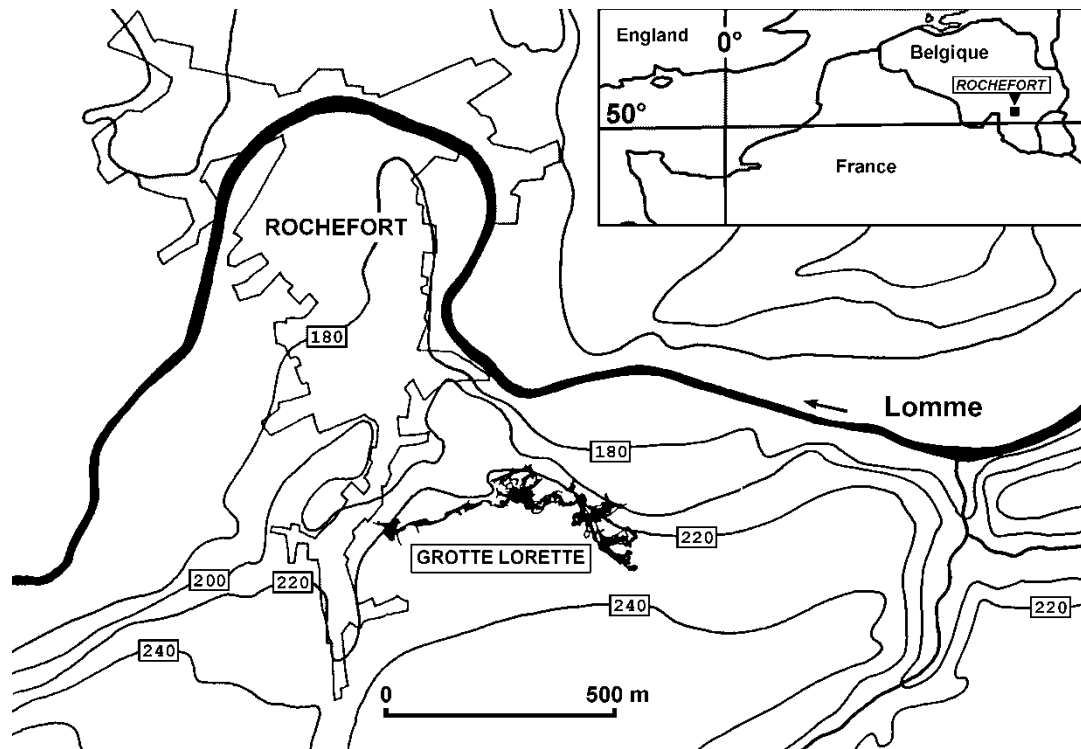


Figure 1 : Localisation de la grotte Lorette. – Location of the Lorette cave.

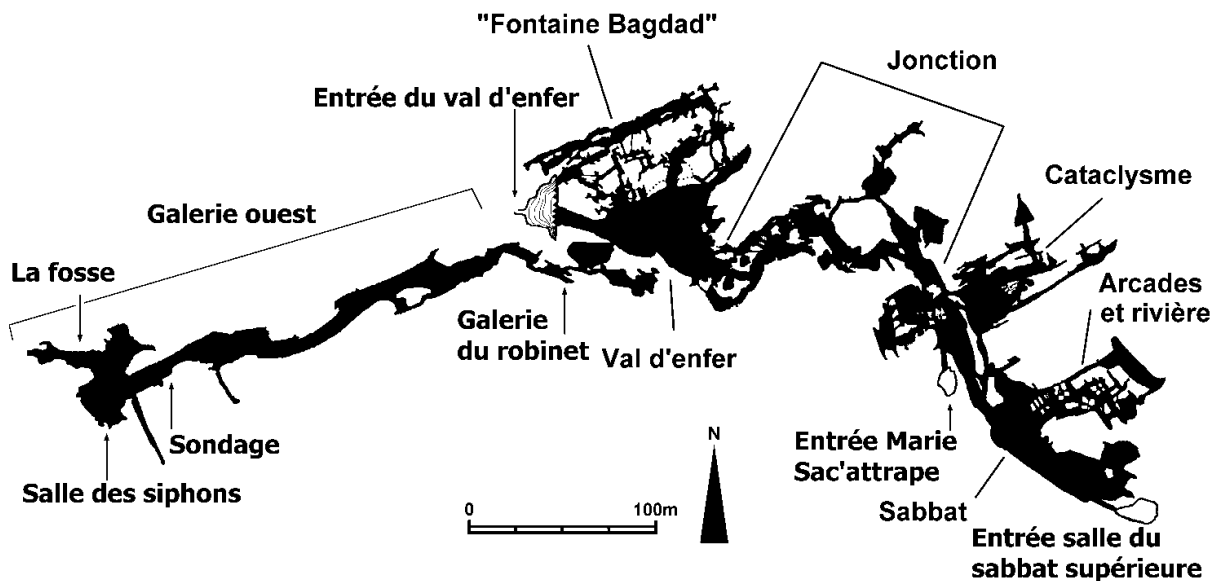


Figure 2 : Plan simplifié de la grotte Lorette. – Simplified map of the Lorette cave.

Vient ensuite une vaste zone labyrinthique où les éboulements prédominent : la jonction. Par endroits, on rejoint la surface piézométrique. En nous dirigeant vers l'ouest, nous entrons dans la salle du *Val d'Enfer* sur laquelle se branchent de multiples galeries, souvent aux parois en coupoles. Notons les galeries nord : *Galerie des Fontaines et Palais de Bagdad*, que nous appellerons « *Fontaine-Bagdad* » (Rohart, 1995; 1996).

Enfin, par une zone très tourmentée avec éboulis instables : la *Galerie du Robinet*, nous passons dans la

Galerie Ouest, la dernière découverte dans la cavité (Legros *et al.*, 1993). L'aspect change totalement car nous sommes en présence d'un conduit colmaté sur la majorité de sa hauteur par des sédiments détritiques fins recouverts de spéléothèmes (photos 1 & 2). Les parois sont lisses, avec coupoles. Elle se termine sur la grande *Salle aux Siphons*, en fait un élargissement de la galerie. Les éboulements sont peu présents ; par contre, la salle est toujours encombrée de sédiments fins. Un de siphons, le « *Petit Noir* », a été plongé sur une cinquantaine de mètres.



Photos 1 & 2 : La Galerie Ouest. La photo 1 montre le colmatage presque total de la galerie. La photo 2 illustre l'ensemble stalagmitique qui scelle la formation détritique inférieure. – *West Gallery. Photo 1 shows the nearly total filling up of the gallery. In photo 2, speleothems seal the lower detrital formation.*

Les types de dépôts

La grotte renferme toute la gamme habituelle de dépôts. Nous mettons ici en exergue leur nature en relation avec leur position morphologique.

Les éboulis

Ils sont très abondants, associés à deux types de morphologies.

- Les salles d'éboulements (*Salle du Sabbat, Val d'Enfer, Marie Sac'Attrape*) où, classiquement, ils résultent de chute de blocs lors de la mise en équilibre mécanique des voûtes. Leurs accumulations sont plus ou moins importantes suivant la possibilité que leur base soit noyée par les circulations actives qui l'altèrent progressivement. La *Salle du Sabbat* présente ainsi un creux à la jonction avec la galerie qui conduit aux *Arcades* tandis que la salle *Marie Sac'Attrape* est encombrée de blocs jusqu'à son sommet. La salle du *Val d'Enfer* présente deux importants cônes d'éboulis se terminant sur des sorties sur le plateau (seule l'entrée du *Val d'Enfer* est accessible à l'homme).
- Des accumulations d'éboulis se rencontrent aussi dans des morphologies de type galerie. C'est le cas dans *Fontaine-Bagdad* et dans la *Galerie du Robinet*. Ces éboulements résultent de mouvements tectoniques qui modifient la morphologie de la galerie par un mouvement le long de failles actives (Vandycke & Quinif, 2001). Ces éboulis sont instables, prouvant l'absence de mise en équilibre mécanique (photo 3). Les conduits affectés montrent par ailleurs des formes lisses en coupoles, prouvant leur fonction morpho-hydrogéologique de drain.

Les diamictites

Nous appelons ainsi une formation constituée de galets roulés de toutes les tailles mais souvent pugilaires dans une matrice argileuse fine, sans aucun classement. Cette formation est encore en place dans la *Galerie Fontaine-Bagdad* sur une épaisseur inconnue (Fig. 3, photo 4). Un sondage a été pratiqué jusqu'à 2 mètres de profondeur sans rencontrer la roche mère (Sagot, 1995). Les galets sont constitués en grande proportion de grès ardennais, parfois de quartz, rarement de calcaire. Ils ne sont pas orientés. La formation ne montre pas de stratification. Il s'agit d'une lave torrentielle qui a colmaté en un épisode les vides de la grotte jusqu'à l'altitude figurée dans la *Galerie Fontaine-Bagdad* par une surface supérieure dite « ancienne » recouverte de spéléothèmes. Dans les galeries qui mènent au *Val d'Enfer*, on retrouve des témoins de ces gros galets, montrant l'obstruction totale des vides de la grotte sous la surface supérieure ancienne.

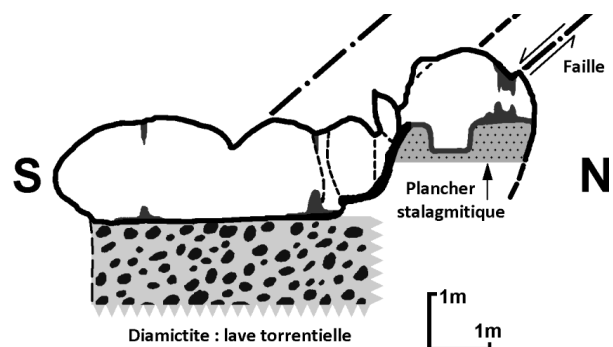


Figure 3 : Coupe de la Galerie Fontaine-Bagdad montrant le colmatage de la lave torrentielle recouverte de stalagmites, ainsi que la position de la faille active dite « fontaine-Bagdad ». – *Section of the Fontaine-Bagdad gallery showing the diamictite sealed by speleothems, and the position of the active fault.*



Photo 3 : Eboulement scellant la Galerie Fontaine-Bagdad résultant de mouvements tectoniques le long d'une faille active. – *Falling blocks obstructing the Fontaine-Bagdad gallery, resulting from the movement along active faults.*



Photo 4 : Diamictite de la Galerie Fontaine-Bagdad. Le sommet de la formation se trouve devant les pieds du personnage. Il est scellé par un complexe stalagmitique qui a été daté de plus de 350.000 ans. – *Top of the diamictite in the Fontaine-Bagdad gallery. It is sealed by speleothems dated more than 350.000 years.*

Les sédiments détritiques de la Galerie Ouest

Cette formation, à l'encontre de la précédente, ne montre que des sables, limons et argiles. Elle colmate en grande partie la *Galerie Ouest*. Sa surface supérieure, dite « récente », est scellée à plusieurs endroits par des massifs stalagmitiques. La formation est stratifiée, dévoilant des séquences sédimentaires. Un sondage (Fig. 2, photo 5) a permis d'atteindre à cet endroit le plancher de roche-mère, en restant toujours dans la même formation.

Les formations détritiques de la « fosse »

La fosse est un puits circulaire de quelques mètres de profondeur et de 5 mètres de diamètre qui s'ouvre derrière une chatière au sommet de la salle des siphons, vers l'ouest. La fosse permet de reconnaître une coupe dans

des sédiments détritiques différenciés. On y trouve une petite diamictite formée de galets plus petits que dans la première. Cette diamictite s'intercale entre des formations fluviales à stratification entrecroisée, allant des sables aux argiles. L'origine des sédiments est à rechercher vers l'ouest, dans des prolongements impénétrables qui remontent en direction du vallon de Hamerenne.



Photo 5 : Tranchée dans la formation détritique inférieure de la Galerie Ouest. – *Trench in the lower detrital deposit of the west Gallery.*

Les limons de crue

La grotte de Lorette connaît des mises en charge importantes lors des crues, en particulier lorsque le Nou Molin s'ennoe. A ce moment, un écoulement parcourt la *Galerie Ouest* et le niveau des siphons peut remonter sur plus de 8 mètres. La décrue dépose chaque fois une couche de limons de crues, riches en matières organiques, clairement le résultat de l'érosion de terres arables en amont.

Les spéléothèmes

Indépendamment de leur aspect morphologique (stalagmites cierge, massives, planchers, coulées...), les spéléothèmes acquièrent toute leur importance dans leur

datation et le type de sédiments qu'ils scellent. On les trouve sur des éboulis « anciens », stabilisés, comme la pente est de la *Salle du Sabbat*. D'autres recouvrent les deux diamictites. Enfin, une génération scelle le remplissage de la *Galerie Ouest*.

Evolution sédimentaire de la grotte

Le contexte morphologique permet de replacer certaines de ces formations en liaison l'une avec l'autre. Le remplissage de la *Galerie Ouest* est le plus récent : il est scellé par des spéléothèmes holocènes (voir plus loin). L'ensemble sédimentaire de la fosse est antérieur à ce dépôt. En effet, elle se localise dans le sommet de la salle des siphons, laquelle était quasiment totalement colmatée à la fin de la dernière glaciation par les dépôts de la *Galerie Ouest*. C'est donc un dépôt résiduel ayant échappé à un décolmatage précédant la mise en place du dépôt de la nouvelle galerie.

La diamictite de la *Galerie Fontaine-Bagdad* fait partie d'une autre génération. Elle est en effet scellée par des stalagmites datées de plus de 350.000 ans. Nous pouvons décrire sommairement l'historique de ces dépôts en commençant par les plus jeunes.

L'ensemble de la Galerie Ouest

De haut en bas, la stratigraphie s'ordonne comme suit.

- Une formation stalagmitique qui coiffe l'ensemble détritique inférieur. Elle est complexe et comprend de grosses stalagmites sommitales, un plancher stalagmitique démantelé, des stalagmites isolées en contact avec le sommet de la formation détritique inférieure.
- Une épaisse formation détritique qui colmate une grande partie de la *Galerie Ouest*. Cet ensemble repose directement sur le socle rocheux.

La formation supérieure

La suite évolutive débute par la fin de la sédimentation de l'ensemble inférieur détritique. Une première génération de stalagmites de type cierge se met en place (RO-ST-1). Un premier recreusement dessine un talweg peu profond dans l'ensemble inférieur ; un plancher stalagmitique double, séparé par des petits galets, scelle ce recreusement. Un second recreusement est plus profond et démantèle le plancher double. Enfin, toutes ces morphologies sont scellées par une dernière génération de grosses stalagmites et gours (RO-St-D) (Fig. 4).

Les deux familles stalagmitiques ont été datées par la méthode du déséquilibre radioactif dans la famille de l'uranium 238 (U/Th) par spectrométrie alpha (Genty *et al.*, 1992). Cette technique ne permettant pas d'obtenir des âges avec une erreur suffisamment petite, nous avons effectué de nombreuses datations en faisant une

moyenne. La base de la stalagmite (RO-ST-1) cassée naturellement et tombée a fourni pour moyenne un âge de 12.250 années \pm 1.190 a. Cet âge est cohérent avec une croissance débutant à l'Alleröd. Malheureusement, l'analyse pollinique n'a donné aucun résultat.

Le plancher double démantelé n'a pu être daté. Par contre, une grosse stalagmite sommitale (RO-ST-D) a été carottée et la série lithostratigraphique a été étudiée en détail en géochimie U/Th, palynologie et lithostratigraphie. La moyenne sur 14 échantillons a donné un âge de 5,280 a \pm 1,400 a. Cela situe la croissance de cette stalagmite au milieu de l'Holocène, en particulier durant la période Atlantique. L'étude pollinique de Bruno Bastin indique que la croissance de la stalagmite évolue d'un climat tempéré chaud et assez sec, à *Tilia* avec une forêt à tilleul (*Tilia* : 20%) et (*Corylus* : 11%) vers une forêt humide à aulne (*Alnus* : 27%). L'analyse séquentielle et cristallographique effectuée par Dominique Genty montre que la stalagmite évolue vers des environnements de plus en plus tempérés.

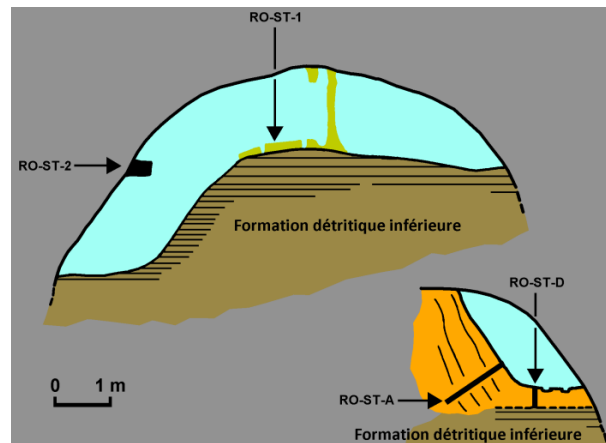


Figure 4 : Lithostratigraphie du sommet du remplissage de la Galerie Ouest. – *Lithostratigraphy of the top of the fill in the West Gallery.*

La formation détritique inférieure

C'est une puissante série détritique de 6,70 m d'épaisseur à l'endroit du sondage, comprenant 5 séquences à granulométrie décroissante. En l'absence d'autre donnée, il est difficile d'interpréter ce fait en termes de contexte paléoclimatique. On peut seulement souligner que ces séquences correspondent à des diminutions de capacité de transport faisant suite à une brusque augmentation du débit. Quelques recreusements sous forme de chenaux décimétriques ont été observés mais il ne s'agit pas de phénomène de grande ampleur comme, par exemple, le recreusement final de la série.

Dans le bas de la série, quelques charbons de bois ont été trouvés. Leur datation au radiocarbone leur donne un âge très approximatif proche de la limite de la méthode, soit aux environs de 40.000 ans BP mais ce résultat

n'est absolument pas certain (Dominique Genty, communication orale). On peut néanmoins penser que cette série sédimentaire s'est mise en place durant la fin de la dernière glaciation, dans les stades isotopiques 2 et 3.

Aucune observation n'a pu être faite prouvant que des sédiments plus anciens existent dans cette galerie. Par contre, ainsi que nous allons le voir dans la suite, on rencontre des séries détritiques plus anciennes dans des galeries voisines.

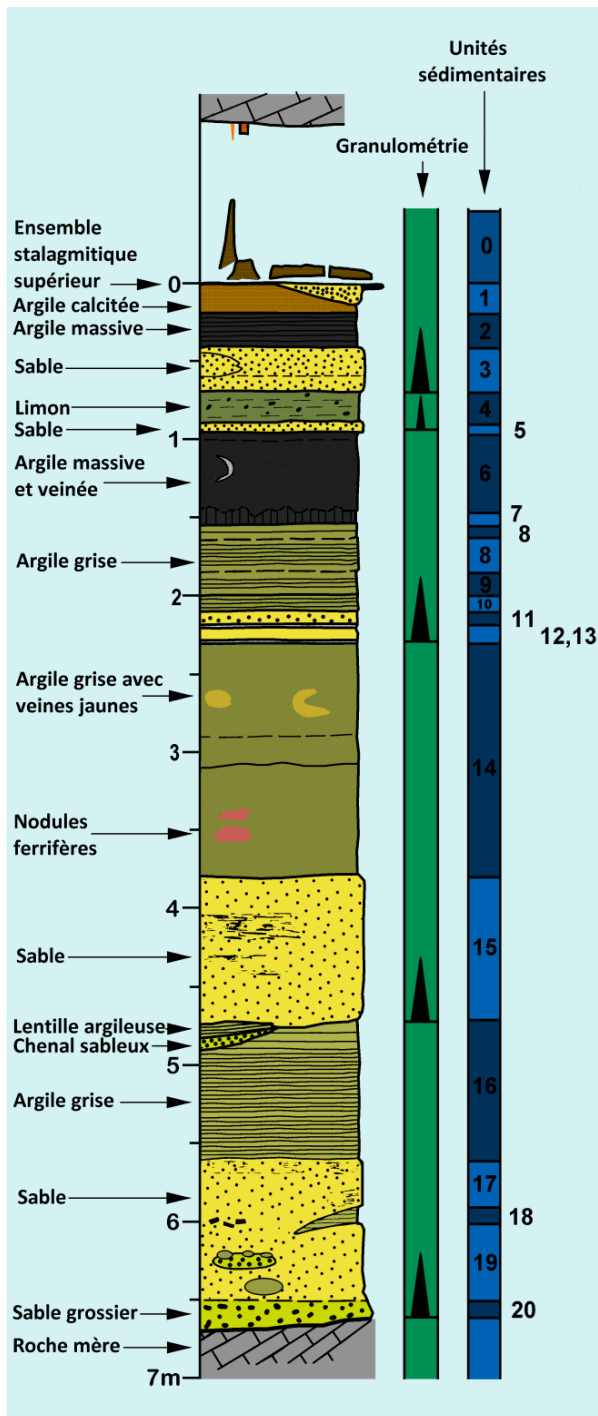


Figure 5 : Lithostratigraphie de la formation détritique inférieure de la Galerie Ouest. – *Lithostratigraphy of the lower part of the fill in the West Gallery.*

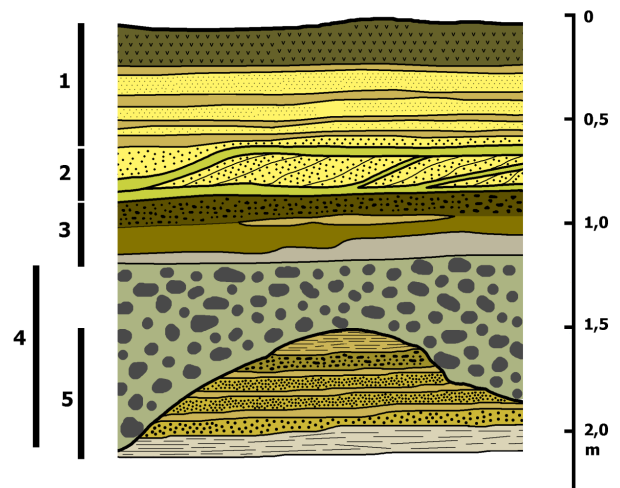


Figure 6 : Lithostratigraphie de la formation détritique de la fosse. De bas en haut, on trouve : 5. Un ensemble stratifié inférieur, alternance de couches sableuses et limoneuses. 4. Une diamicte. 3. Une formation de transition. 2. Une couche à stratification oblique, chenalisante. 1. Un ensemble supérieur à stratification horizontale. – *Lithostratigraphy of the detrital formation of « La Fosse ».* From bottom to top : 5. lower stratified unit, with sand - loam alternation. 4. diamicite. 3. transitional formation. 2. layer with cross stratification. 1. upper unit with horizontal stratification.

Interprétation paléoenvironnementale

La série de la *Galerie Ouest* illustre la dernière partie de la dernière glaciation suivie de l'Holocène. L'ensemble inférieur témoigne d'une circulation fluviale active dans cette galerie, sans indiquer néanmoins de débits imposants ni de montée en crue importante et brutale. Le positionnement chronologique peut ainsi correspondre à la fin du stade isotopique 3 et au stade isotopique 2 à climat rigoureux et sec. Le sommet de la série marque la fin de cet ensemble. La colonne cassée datée est d'âge probablement Alleröd. Elle marque le premier réchauffement du tardiglaciaire. Les recreusements suivants sont sans doute dus aux périodes froides du tardiglaciaire, avant le réchauffement holocène inscrit dans les spéléothèmes terminaux comme RO-ST-D.

Les sédiments de la fosse

A partir de la salle des siphons vers l'ouest, la paroi oblique est en fait constituée d'une importante masse de sédiments détritiques. L'obstruction à la voûte n'est pas totale : un passage étroit permet d'accéder à un élargissement où un puits circulaire est creusé dans cette masse de sédiments. Ce puits dévoile ainsi une coupe importante dont la figure 6 donne un aperçu simplifié (photo 6). On y distingue dans le bas un ensemble inférieur de sables et argiles stratifiés horizontalement. Ce dernier est recreusé par une diamicte formée de galets pugilaires emballés dans une matrice fine. Remarquons dès à présent que ces galets sont moins gros que ceux de la diamicte de la *Galerie Fontaine-Bagdad* : ce n'est

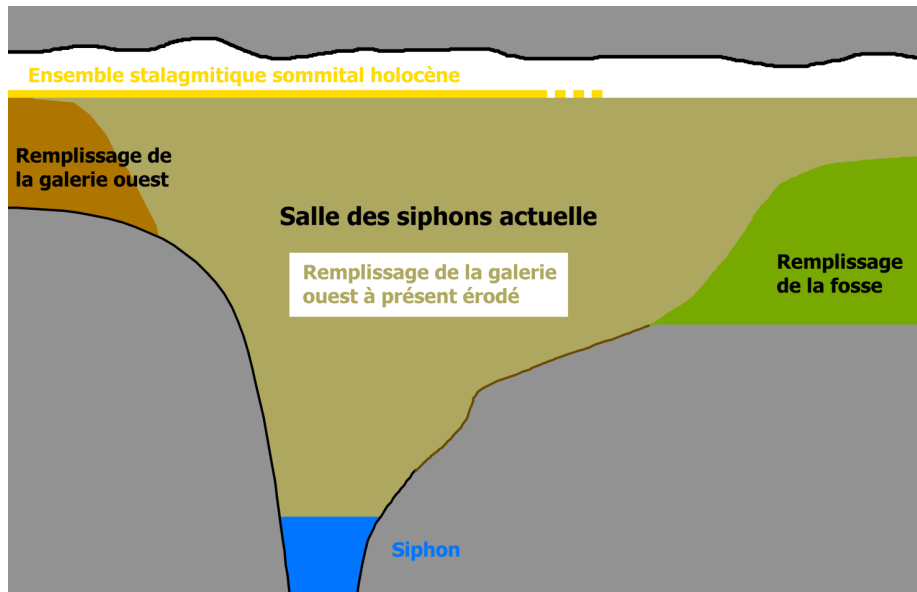


Figure 7 : Agencement stratigraphique des dépôts de la Galerie Ouest et de la galerie de la fosse. La salle des siphons a été remplie par les sédiments de la Galerie Ouest durant la dernière glaciation, les spéléothèmes sommitaux scellent encore cette série dans la salle à présent partiellement vidée sous la forme d'un plancher stalagmitique suspendu près de la voûte. Cette série sédimentaire est ravinante par rapport à la série de la fosse. – *Stratigraphic disposition of the deposits in the West Gallery and the gallery « La Fosse ».* The siphons room has been filled by the sediments of the West Gallery during the last glaciation. The upper limit is marked by speleothems which are now in the roof of the room. The latter stratigraphic unit unconformably covers the « La Fosse » unit.

pas la même formation. Ensuite, après un ensemble de transition qui scelle la diamictite, on trouve un système de strates obliques, sableuses, orientée vers l'est. Enfin, un ensemble supérieur montre de petites strates à granulométrie grossière et fine en alternance.

Cet ensemble, qui se retrouve dans la paroi de la salle des siphons, est coupé par le creusement de cette dernière. Or, un plancher stalagmitique suspendu dans les hauteurs de cette salle continue sans ambiguïté celui du sommet du remplissage de la galerie. Nous déduisons que cette salle s'est trouvée à un moment colmatée par les sédiments du même type que ceux de cette même *Galerie Ouest* : la salle des siphons, qui ne présente d'ailleurs aucune forme d'éboulement et n'en est que le prolongement. La transition Tardiglaciaire-Holocène a en partie vidé cette salle de ses sédiments. Cette dernière phase érosive a recréusé les sédiments de la fosse, qui sont donc antérieurs à l'ensemble de la *Galerie Ouest*. De plus, une stalagmite qui scelle les sédiments de la fosse a pu être datée de façon préliminaire au stade isotopique 5. La succession de ces ensembles sédimentaires peut donc être perçue de la manière suivante : dépôt de la série de la fosse dans une géométrie mal connue, recréusement de cette série, dépôt de la série de la *Galerie Ouest* qui colmate la quasi-totalité des vides et remplit donc la salle des siphons et les conduits actuellement sous la surface piézométrique, recréusement de cette série à l'Holocène (Fig. 7).

L'origine des sédiments de la fosse paraît se situer à l'ouest du système connu. Les strates obliques

témoignent du sens ouest – est des écoulements. Une possibilité est l'existence d'une perte dans les environs du vallon de Hamerenne qui serait à l'origine de cette alimentation. L'analyse pétrographique des galets apportera des réponses à ces questions de transit sédimentaire.

La diamictite de la Galerie Fontaine-Bagdad

Cette diamictite est ainsi qualifiée, mais, d'après les témoins rencontrés jusqu'aux abords de la salle du *Val d'Enfer*, elle a colmaté toutes les cavités existant à cette époque en dessous de l'altitude de la surface sommitale. Son faciès est différent de celui de la diamictite antérieure. Elle est scellée par des spéléothèmes plus vieux que la limite de la méthode U/Th, donc soit 350.000 à 400.000 ans. Il s'agit d'une lave torrentielle qui a envahi la cavité en un épisode probablement très bref et de type catastrophique. Cette formation a été étudiée en détail par l'un de nous (Sagot, 1995), les principaux faits sont les suivants.

- Absence totale de toute stratification ou litage, à la fois pour les alluvions fines et grossières. Les galets sont disposés en vrac dans une matrice plus fine composée d'alluvions inférieures à 2 mm.
- Une coupe de 2 mètres de profondeur réalisée dans la *Galerie Fontaine-Bagdad* n'a pas atteint le plancher rocheux, montrant l'importance du dépôt et, en corollaire, la section de la galerie plus grande que l'on ne pouvait imaginer.

- Prédominance de la fraction granulométrique supérieure à 2 cm (Fig. 8).
- Les alluvions fines sont limnosableuses, sans aucun classement granulométrique.
- L'analyse pétrographique, effectuée sur 200 galets, exprime 3 lithologies principales : Grès et quartzites (90% de galets inférieurs à 5 cm, 96 % de galets supérieurs à 5 cm), quartz filoniens (8% de galets inférieurs à 5 cm, 3 % de galets supérieurs à 5 cm) et quartzophyllades (2% de galets inférieurs à 5 cm, 1 % de galets supérieurs à 5 cm).

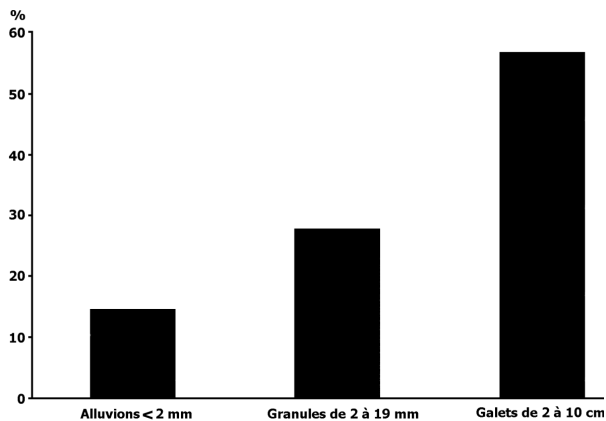


Figure 8 : Répartition granulométrique du sédiment de la diamicrite. L'échantillon analysé pesait 49 kg. – *Granulometric distribution of the diamicrite. The sample weighs 49 kg.*

La conclusion que l'on tire de ces observations et mesures est que le dépôt à galets est d'origine turbide : il s'agit d'un apport en masse, qui s'est fait d'une manière instantanée. C'est une lave torrentielle. Nous ne pouvons la rapporter qu'à un phénomène catastrophique durant un épisode froid. Cet épisode est plus vieux que 350 à 400.000 ans, puisque des spéléothèmes qui coiffent la diamicrite sont à la limite de la méthode U/Th. Il peut donc y avoir une lacune très grande entre ce dernier dépôt détritique et celui de la fosse, en sachant que les deux diamicrites sont de faciès très différents.

Les stalagmites de la *Galerie du Robinet*

Parmi les spéléothèmes datés dans la grotte de Lorette, ceux qui se situent dans la *Galerie du Robinet* acquièrent une importance particulière. La *Galerie du Robinet* fait la jonction entre la salle du *Val d'Enfer* et la *Galerie Ouest*. C'est une galerie profondément modifiée par les mouvements tectoniques qui se déroulent dans la grotte. Dans la partie basse de la galerie, des spéléothèmes sont broyés par le rapprochement des deux parois. L'altitude de cet endroit

se situe à quelques mètres au dessus du niveau des plus fortes crues, et, donc, au dessus du talweg de la Lomme. Plusieurs datations apportent des résultats fiables et significatifs. Nous avons obtenu une grande variété d'âges. Quelques spéléothèmes sont jeunes : 30.4 (+2.1/-2.0) ka ; 39.1 (+0.6/-0.6) ka ; 35.6 (+0.7/-0.6) ka. Un autre échantillon est plus vieux : 149.9 (+4.4/-4.2) ka. Des échantillons datent d'entre 200.000 et 300.000 ans. Enfin, plusieurs sont proches de l'équilibre isotopique ou l'ont atteint. On retrouve donc des âges caractéristiques de périodes interglaciaires ou interstadias qui couvrent le Pléistocène supérieur et moyen.

Ce tableau est caractéristique d'une très ancienne galerie qui a évolué en phase dénoyée durant plusieurs périodes climatiques. Cette galerie est de formation antérieure à 350.000 à 400.000 ans. Mais, ce qui est primordial pour nous, elle connaît un dénoyage depuis plus de 400.000 ans. La conséquence en est que la Lomme, à Rochefort, coule à son altitude actuelle depuis plus de 400.000 ans. Les seules variations d'altitude qu'elle connaît concernent des fluctuations liées aux cycles sédimentation - érosion d'origine climatique. Ainsi que nous l'avons déjà écrit par ailleurs, cela signifie bien que la combinaison surrection-érosion est stabilisée depuis cette époque. Vu les profils en long des rivières, il est probable qu'une surrection importante aurait provoqué un creusement de la rivière avec la position de la *Galerie du Robinet* à une altitude supérieure à celle du talweg extérieur.

Conclusion

La Grotte de Lorette offre une vaste gamme de dépôts souterrains : sédiments fluviaux, diamicrites, éboulis, spéléothèmes. La complexité du réseau en rend parfois les connexions géométriques et chronologiques difficiles. Cette complexité vient notamment de l'évolution de la cavité après la mise en place de certaines formations sédimentaires. En effet, cette évolution comprend des déformations tectoniques, mesurées actuellement au moyen d'un laboratoire souterrain installé dans la Galerie Fontaine-Bagdad (Quinif *et al.*, 1997 ; Van Camp *et al.*, 2006). Néanmoins, trois ensembles fluviaux ont pu être identifiés, décrits et replacés dans une chronologie. La plus ancienne formation est une diamicrite antérieure à 350.000 – 400.000 ans. Suit un ensemble fluvial comprenant également une diamicrite antérieure à la dernière glaciation et enfin un ensemble de la fin de la dernière glaciation comprenant une formation détritique inférieure surmontée d'un complexe stalagmitique Alleröd – Holocène. Enfin, la datation de spéléothèmes proches de l'altitude actuelle de la Lomme au-delà de la limite de la méthode (350.000 – 400.000 ans) prouve le positionnement de la rivière à cette altitude depuis au moins 350.000 à 400.000 ans.

Bibliographie

EK C., 1969 – Facteurs, processus et morphologies karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique. Thèse de doctorat, Université de Liège.

GENTY D., QUINIF Y. & BASTIN B., 1992 - Un remplissage endokarstique tardiglaciaire et holocène (nouvelle galerie de la Grotte de Rochefort). *Speleochronos*, 4 : 31-40.

LEGROS M., NANDANCE J-L., PAUWELS M., QUINIF Y. & MABOGE B., 1993 - La nouvelle galerie de Rochefort. *Regards*, 11 : 18-22.

QUINIF Y., 2000 – La Grotte de Lorette, livret-guide. *Speleochronos hors série*, CERAK Ed., 24p.

QUINIF Y., VAN RUYMBEKE, M. CAMELBEECK T. & VANDYCKE S. - 1997 - Les failles actives de la Grotte de Rochefort (Ardenne, Belgique) sont-elles sismogéniques? Installation d'un laboratoire souterrain. *Aardkundige Mededelingen*, 8 : 153-155.

ROHART S., 1995 - Recherche d'indices de tectonique récente dans l'endokarst. L'exemple de la grotte de Rochefort. Mémoire de maîtrise de géographie, UFR de géographie et d'aménagement du territoire, Université des sciences et technologies de Lille.

ROHART S., 1996 - Etude de la relation entre la structure et les directions de karstification. Exemple de la grotte de Rochefort. DEA 1996/13, Université des sciences et technologies de Lille.

SAGOT D., 1995 – Les phénomènes karstiques du bassin Wamme-Lomme, région de Rochefort, Belgique. Organisation des écoulements et indices sur la nature des paléocourants. Mémoire de maîtrise de géographie, UFR de géographie et d'aménagement du territoire, Université des sciences et technologies de Lille 1. 110 p.

VAN CAMP M., MEUS P., QUINIF Y., KAUFMANN O., VAN RUYMBEKE M. & CAMELBEECK T., 2006 – Karst aquifer investigation Using Absolute Gravity. *Eos*, 87, 30 : 298.

VAN DEN BROECK E., MARTEL E. A. & RAHIR E., 1910 - Les cavernes et les rivières souterraines de Belgique. Editions des auteurs, impr. H. Lamertin, Bruxelles, 2 tomes, 1592 pp. + annexes.

VANDYCKE S. & QUINIF Y., 2001 - Recent active faults in Belgian Ardenne revealed in Rochefort Karstic network (Namur Province, Belgium). *Geologie en Mijnbouw*, 80, 3-4 : 297-304.

Professional Papers of the Geological Survey of Belgium

The series, which started in 1966, welcomes papers dealing with all aspects of the earth sciences, with a particular emphasis on the regional geology of Belgium and adjacent areas. Detailed geological observations are accepted if they are interpreted and integrated in the local geological framework (e.g. boreholes, geological sections, geochemical analyses, etc.). Submitted papers written in English, French, Dutch or German should present the results of original studies. Members of the Geological Survey of Belgium or external reviewers will review each paper.

Editor Geological Survey of Belgium
Jenner str. 13
B-1000 Brussels
Belgium

Editorial board Léon Dejonghe
Michiel Duser

Guide for authors: see website Geologica Belgica
<http://www.ulg.ac.be/geolsed/GB>

List of publications and conditions of sale: see website Geological Survey of Belgium
http://www.naturalsciences.be/institute/structure/geology/gsb_website/products/pp
or website Royal Belgian Institute of Natural Sciences
<http://www.natuurwetenschappen.be/common/pdf/science/publications/Cata/index.html>

ISSN 0378-0902

© Geological Survey of Belgium

Impression: Service public fédéral
Economie, P.M.E., Classes moyennes et
Energie

Drukwerk: Federale Overheidsdienst
Economie, K.M.O., Middenstand en Energie

“The Geological Survey of Belgium cannot be held responsible for the accuracy of the contents, the opinions given and the statements made in the articles published in this series, the responsibility resting with the authors.”