

# **GEOLOGIE DE LA VALLEE DE L'ORNEAU ET DE SES ENVIRONS**

**Avec quelques notes préhistoriques et  
historiques**



**Jean-Louis GIOT**

**Avec la collaboration de Jean LEURQUIN**

**2013**

Photo de couverture : les Naturalistes de la Haute-Lesse et de Charleroi en excursion à la Grotte de Spy, le 23 mars 2013 (cliché André d'OCQUIER)

# Sommaire

Introduction.....	4
<b>Première partie.....</b>	<b>6</b>
<b>1. Situation géographique générale de la vallée de l'Orneau et de son bassin.....</b>	<b>6</b>
<b>2. Introduction synthétique à la géologie régionale.....</b>	<b>11</b>
2.1. Les dépôts sédimentaires.....	11
2.1.1. Les terrains cambro-siluriens.....	11
Le Cambrien.....	11
L'Ordovicien.....	13
Le Silurien.....	20
2.1.2. Les terrains dévono-carbonifères.....	23
Le Dévonien inférieur.....	25
Le Dévonien moyen.....	26
Le Givétien.....	26
Le Dévonien supérieur.....	31
Le Frasnien.....	31
La transition Frasnien-Famennien.....	35
La transition Famennien-Tournaisien (Hastarien).....	36
Le Carbonifère.....	36
La situation paléogéographique au Tournaisien et au Viséen inférieur.....	36
Le Tournaisien.....	38
La transition Tournaisien supérieur-Viséen.....	39
Le Viséen inférieur (Moliniacien) et moyen (Livien).....	40
Le Viséen supérieur (Warnantien): le Groupe du Hoyoux.....	47
Le Silésien ou Groupe Houiller.....	48
2.1.3. La couverture cénozoïque.....	50
2.1.4. Les alluvions modernes et limons.....	54
2.2. La tectonique.....	55

2.2.1. Le cycle calédonien.....	55
2.2.2. Le cycle varisque ou hercynien.....	57
2.2.3. Les répercussions du cycle alpin.....	59

## **Seconde partie : Guide d'excursion.....61**

<b>Zone 1</b> L'ancienne halte de Vichenet.....	62
<b>Zone 2</b> La discordance entre le Dévonien et le Silurien.....	63
<b>Zone 3</b> La carrière d'Alvaux.....	64
<b>Zone 4</b> Le Membre de Mazy.....	65
<b>Zone 5</b> le Frasnien basal entre Mazy et Bossière.....	66
<b>Zone 6</b> Hermoye.....	68
<b>Zone 7</b> Le Frasnien supérieur à Villeret.....	71
<b>Zone 8</b> Le Membre de Falnuée.....	73
<b>Zone 9</b> Le Famennien à Falnuée.....	74
<b>Zone 10</b> Le bois de Mielmont, la Formation de Namur.....	75
<b>Zone 11</b> La base de la Formation d'Onoz (Viséen, Moliniacien).....	77
<b>Zone 12</b> La carrière Leurquin.....	78
<b>Zone 13</b> La Formation de Lives à Onoz.....	78
<b>Zone 14</b> Le « chemin des Moines » et la source vauclusienne.....	79
<b>Zone 15</b> Le Groupe Houiller.....	80
<b>Zone 16</b> La Grotte de Spy et ses alentours.....	80
<b>Zone 17</b> Grès de Fayat et sables lutétiens.....	85
<b>Zone 18</b> Menhir et polissoirs de Velaine-sur-Sambre.....	86
<b>Zone 19</b> L'intercision de l'Orneau.....	87
<b>ANNEXE 1</b> : Echelle chronologique de la préhistoire.....	90
<b>ANNEXE 2</b> : Les occupants successifs de la Grotte de Spy.....	91
Glossaire.....	101
Bibliographie.....	108

## **Encadrés**

Qu'est-ce qu'une turbidite ?.....	12
Le marbre de Golzinne.....	34
La dolomite et la dolomie.....	39
Les crinoïdes.....	44
Le phénomène bréchique.....	45
Les cherts.....	48
La schistosité.....	57
La tectonique en résumé.....	60
La légende et le culte de sainte Barbe.....	65
La ferme d'Hermoye.....	70
La Haute-Villeret, le donjon.....	70
La Basse-Villeret.....	71

La carrière de Villeret – Saint-Martin.....	72
Falnuée.....	73
Le château de Mielmont.....	76
Les diaclases.....	76
La Grotte de Spy ou de Betche-al-Rotche : historique des fouilles.....	83

# INTRODUCTION

Depuis longtemps, la vallée de l'Orneau a attiré l'attention des géologues en raison de l'exposition de nombreuses formations, depuis les terrains calédoniens du Massif du Brabant jusqu'aux terrains houillers et entre autres, la coupe la plus classique du Dévonien du bord nord du Synclinorium de Namur<sup>1</sup>. A cet intérêt géologique, il convient d'ajouter l'existence de sites préhistoriques, dans la région de Spy et Velaine principalement, ainsi que la présence d'un remarquable patrimoine architectural et historique.

Les sociétés de naturalistes n'ont pas manqué de consacrer des journées d'excursion à cette belle vallée. Les Naturalistes de Charleroi y organisèrent au moins trois excursions dont le thème dominant était la géologie : J. LEURQUIN et W. WILLEMS en 1979 (LEURQUIN et WILLEMS, 1979), F. HAGON et J. LEURQUIN en 1990 et 1991 (HAGON, 1991-A ; HAGON, 1991-B).

Après plus de vingt ans, et sur proposition de Jean LEURQUIN, il nous semblait donc intéressant, dans le cadre des excursions géologiques organisées chaque année de façon conjointe par les sociétés des Naturalistes de la Haute-Lesse et des Naturalistes de Charleroi, de faire partager les mystères de cette petite vallée namuroise à de nouvelles générations de naturalistes.

Nous avons pu nous inspirer des itinéraires empruntés naguère, mais force fut de constater avec un certain désappointement que plusieurs sites mentionnés ont largement perdu de leur intérêt. Cette situation résulte le plus souvent d'une urbanisation frénétique ou d'une privatisation, auquel cas ils s'avèrent purement et simplement interdits d'accès. Cette situation n'est pas spécifique à la vallée de l'Orneau et l'on peut parfois se demander s'il sera encore possible d'organiser des excursions géologiques dans vingt ans... Cette interrogation nous conduit ainsi à évoquer le bien-fondé d'une politique de protection de certains « géosites »<sup>2</sup>, à l'instar de ce qui se pratique pour les sites d'intérêt biologique.

---

<sup>1</sup> Une récente redéfinition des unités structurales du Front varisque a conclu à l'inexistence du Synclinorium de Namur en tant qu'unité structurale sous la Faille du Midi.

En effet, les deux flancs reconnus précédemment dans ce synclinorium n'appartiennent pas à la même unité structurale :

- l'un, au nord, est constitué d'une part, de terrains dévoniens à déformation varisque non observable (rattachés à l'**Autochtone brabançon**) ainsi que, d'autre part, de terrains déplacés sur le socle brabançon, mais avec une accentuation progressive de la déformation vers le sud, le **Paraautochtone brabançon** ;
- l'autre, au sud, dont la tectonique est encore controversée, repose sur le Paraautochtone brabançon en tronquant toutes ses structures (plis et failles) : ce sont les **Ecailles et Massifs renversés de Haine-Sambre-Meuse (EMR-HSM)** (BELANGER et al., 2012).

Dans ce travail, nous avons cependant, par souci de facilité, décidé de conserver la dénomination de Synclinorium de Namur, qui doit donc être comprise dans son acception géographique plutôt que structurale.

<sup>2</sup> Ou « géotopes ». Nous citerons ici la définition que donne de ce terme le géologue et spécialiste du patrimoine minier Pierre FLUCK (2000) : « *Un géotope - le substantif a été introduit par les Allemands dans les années 80 - est un lieu de l'écorce terrestre qui, par l'esthétique qu'il dégage et par la qualité de la lecture qu'on peut en faire, se prête à la didactique de l'histoire de la terre. Ce peut être un affleurement naturel ou artificiel, un paysage géomorphologique, l'intérieur d'une mine...* ».

Pour des raisons pratiques, partiellement liées aux considérations qui précèdent, nous avons décidé de faire débiter l'excursion dans la partie supérieure des terrains calédoniens, par la coupe de l'ancienne halte de Vichenet.

Comme pour chaque excursion, on rappellera que les outils indispensables à l'amateur pour une découverte sérieuse de la géologie régionale, sont la carte géologique Fleurus-Spy 47/1-2 (dénommée simplement dans le texte « la carte ») levée par B. DELCAMBRE et J.-L. PINGOT (2008-A) ainsi que la notice explicative rédigée par les mêmes auteurs (2008-B). Ces publications ont fait l'objet de nombreux emprunts pour la rédaction de ce travail.

À l'occasion de chacune de ces sorties géologiques, il est devenu d'usage de rédiger un dossier reprenant des données plus complètes que celles figurant dans le compte rendu traditionnel destiné au bulletin périodique de chacune des sociétés organisatrices.

Constitué des pages qui suivent, ce document est structuré en deux parties :

- la première reprend une description géographique générale de la région étudiée ainsi qu'une introduction synthétique à sa géologie ;
- la seconde propose un itinéraire d'excursion reprenant les différents points de station avec des commentaires géologiques mais également (pré)historiques, spécifiques aux sites visités.

Afin de ne pas alourdir le texte du guide d'excursion, la préhistoire, aux vestiges très présents dans la région, fait également l'objet de deux annexes. Enfin, un glossaire clôture l'ouvrage, permettant ainsi de ne pas surcharger le travail en notes infrapaginales.

# PREMIÈRE PARTIE

## 1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE GÉNÉRALE DE LA VALLÉE DE L'ORNEAU ET DE SON BASSIN

L'Orneau prend sa source près du village de Meux, sur le plateau limoneux brabançon, au nord-est de Gembloux. Affluent de la Sambre, la rivière appartient au Bassin de la Meuse. Son bassin versant, d'une superficie de 203 km<sup>2</sup>, est limité au nord par une ligne de crête qui sépare le Bassin de la Meuse de celui de l'Escaut.

Sur base de mesures effectuées entre 1999 et 2003, le débit moyen de l'Orneau est de 1,8 m<sup>3</sup>/s, avec des extrêmes de 1,6 et 2,3 m<sup>3</sup>/s (MINISTÈRE DE LA RÉGION WALLONNE, 2005).

Le cours de la rivière, d'abord d'orientation nord-est – sud-ouest, s'incurve plus nettement vers le sud-ouest au niveau de Sauvenière puis adopte la direction du sud dès Gembloux. Dans la traversée partiellement souterraine de la ville, l'Orneau incise le plateau brabançon de 20 à 30 mètres. Le cours d'eau conserve ensuite la direction générale nord-sud, s'enfonçant dans une vallée encaissée aux versants boisés, puis s'engage dans le bassin houiller de la Basse-Sambre où la vallée s'élargit.

Il s'agit d'une rivière conséquente, c'est-à-dire coulant perpendiculairement au pendage des couches. Le cours d'eau est surimposé au socle paléozoïque (on parle dès lors de rivière épigénétique) qu'il entaille, mettant à jour les terrains paléozoïques. Sur le plateau, ceux-ci sont couverts d'une épaisse couche limoneuse fertile qui explique l'occupation agricole du sol.

La rivière se jette dans la Sambre à Jemeppe-sur-Sambre, à une dizaine de kilomètres à vol d'oiseau en aval de Gembloux. Sur ce parcours, l'Orneau a traversé Grand-Manil, Vichenet, Alvaux, Mazy, Onoz.

L'Orneau reçoit de nombreux affluents (figure, parmi lesquels on citera ceux directement concernés par l'excursion : le Repjou (également dénommé Ribjou) et le ruisseau de Chauffour en rive gauche, la Ligne en rive droite).

L'habitat n'est pas important au sein de la vallée, excepté au niveau des villages de Mazy et Onoz qui bénéficient d'un léger élargissement de la vallée. Le regroupement de l'habitat dans ces deux localités est lié à l'industrie de la pierre calcaire, florissante au XIX<sup>e</sup> siècle ainsi que dans la première moitié du XX<sup>e</sup>, mais également à l'attrait de la voie ferrée, conçue surtout en vue du transport des produits des carrières. Les deux moteurs industriels de



l'époque étaient la production de pierre destinée à la construction et aux fours à chaux ainsi que l'extraction et le sciage du marbre noir (voir plus loin).

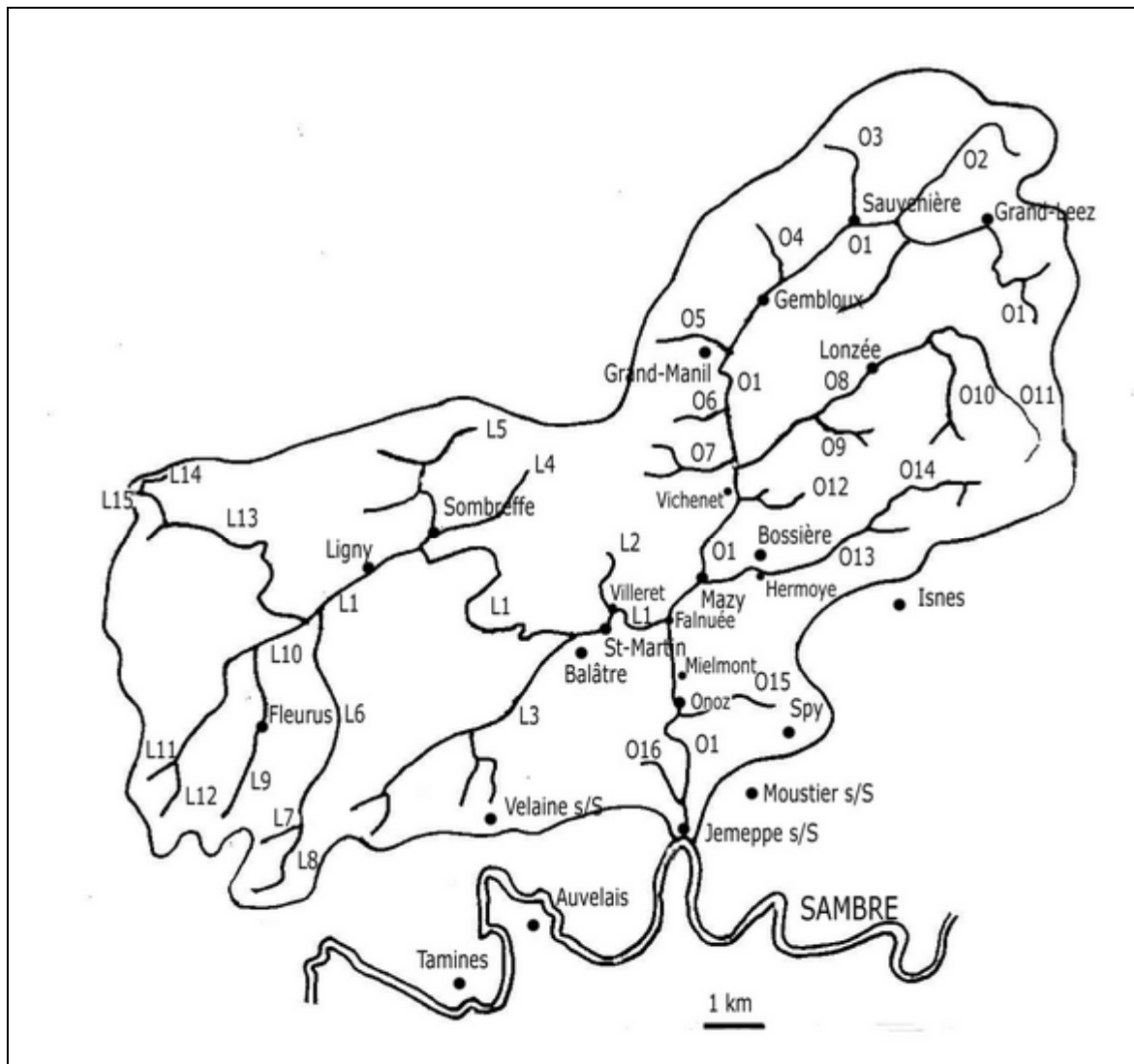


Figure 1. Le bassin hydrographique de l'Orneau (d'après J. FICHEFET in TOUSSAINT, 1975).

Légende :

- |                            |                              |
|----------------------------|------------------------------|
| <b>O1</b> L'Orneau         | <b>L1</b> La Ligne           |
| O2 La Gette                | L2 R. de Saint-Pierre        |
| O3 R. de Baudalet          | L3 R. de Grandvaux           |
| O4 R. d'Enée               | L4 R. de Linwe               |
| O5 R. du Ponciat           | L5 La Sombre                 |
| O6 R. de Pucet             | L6 Ri Damour                 |
| O7 R. de Corroy            | L7 Ry Cossette               |
| O8 R. de Lonzée ou Arton   | L8 R. de Plomcot             |
| O9 R. du Bois Henri        | L9 R. de Martinroux          |
| O10 R. de Beaufau          | L10 R. de Berlaimont         |
| O11 R. du Tri              | L11 R. de Bon-Air            |
| O12 R. du Rombu            | L12 R. de Rabizée            |
| O13 Le Repjou (ou Ribjoux) | L13 R. du Moulin de Chassart |
| O14 R. de Lourche          | L14 Grand Ri                 |
| O15 R. du Chauffour        | L15 R. de Chassart           |
| O16 R. du Fond des Cuves   |                              |

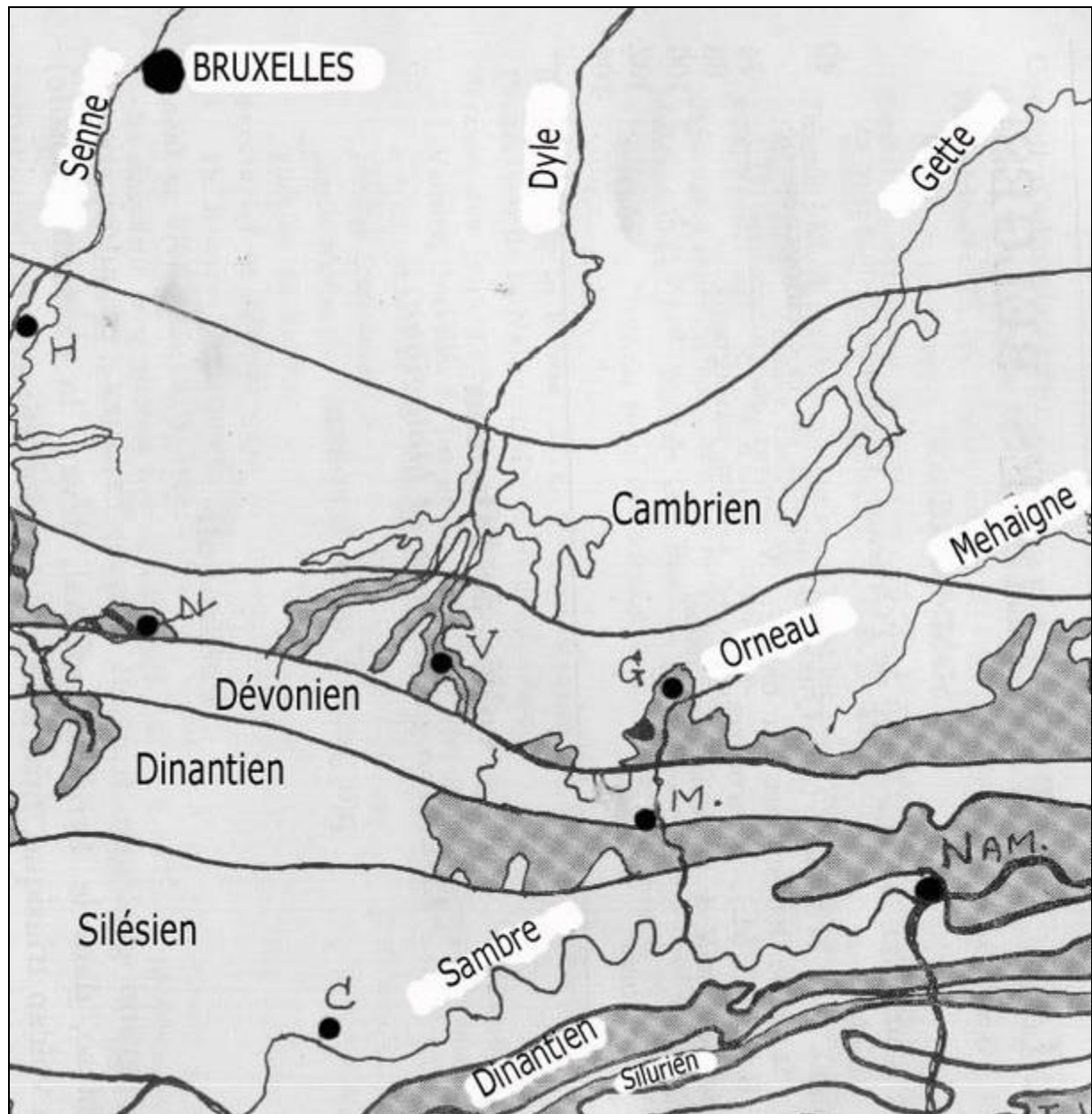


Figure 2. Croquis géologique général de la région étudiée (Modifié d'après VANSCHÉPDAEL, 1968)

Ce croquis très simplifié montre les relations entre les affleurements paléozoïques du sud du socle brabançon et du bord nord du Synclinorium de Namur dans les vallées de la Senne, la Dyle, la Gette et l'Orneau.

Comme on peut le constater, la succession paléozoïque, n'affleure que dans le fond des vallées, habituellement à proximité des cours d'eau.

**C** : Charleroi ; **G** : Gembloux ; **H** : Hal ; **M** : Mazy ; **NAM** : Namur ; **N** : Nivelles ; **V** : Villers-la-Ville.

NB : l'alternance de teinte gris clair – gris foncé n'est destinée qu'à contraster les différents systèmes géologiques.

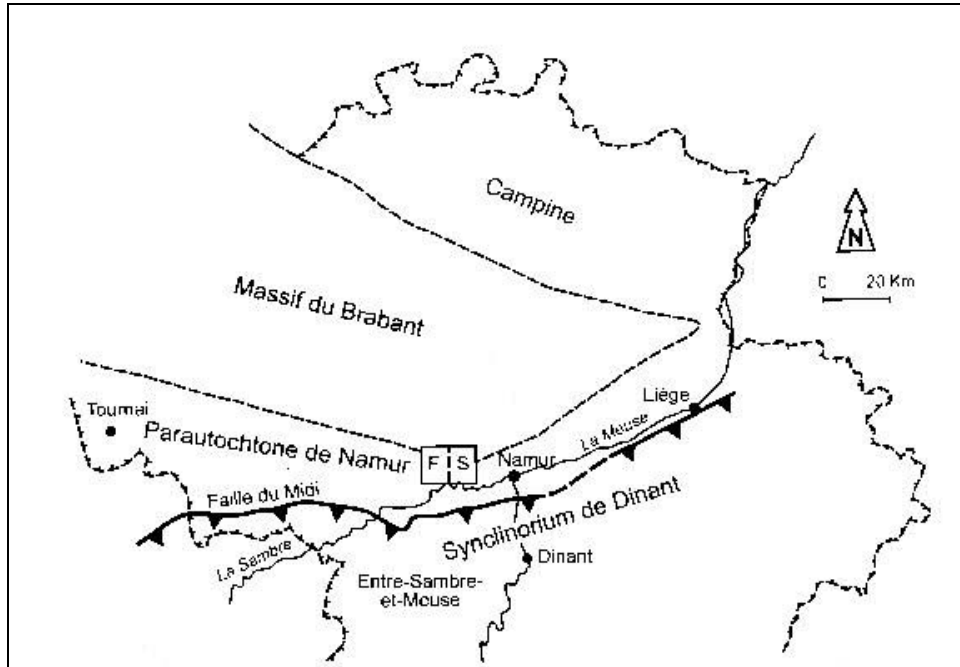


Figure 3. Situation de la carte géologique Fleurus-Spy (et de la vallée de l'Orneau) dans le contexte général de la Belgique (extrait de DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A).

## 2. INTRODUCTION SYNTHÉTIQUE À LA GÉOLOGIE RÉGIONALE (BLESS et FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000 ; DEJONGHE et JUMEAU, 2007 ; BOULVAIN et PINGOT, 2012)

Le territoire étudié se situe sur le flanc méridional du Massif du Brabant, dont les roches comptent parmi les plus anciennes de Wallonie. Elles se seraient déposées sur un socle cristallin d'âge supérieur à 1800 millions d'années (Ma) et sont surmontées d'un matériel volcanique tholéitique daté de -900 Ma.

### 2.1. LES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES

#### LES TERRAINS CAMBRO-SILURIENS

Les sédiments du Paléozoïque inférieur se sont déposés en trois séquences majeures. Ces mégaséquences résultent de changements de milieu de dépôt. Chacune d'elles se caractérise ainsi par le passage d'un milieu peu profond, avec formation de roches gréseuses, à un milieu plus profond avec dépôt de sédiments fins à turbidites (voir encadré et figures 4 et 5).

#### Le Cambrien (-542 à -488,3 Ma<sup>3</sup>)

Au **Cambrien**, nos régions se situent sur la marge septentrionale du continent de Gondwana, à 60° de latitude sud environ, en situation péripolaire. Cet énorme continent se compose de plusieurs continents actuels : l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Australie, l'Antarctique, des fragments de l'Amérique du Nord, d'Asie, de l'Europe centrale et méridionale.

L'Europe est alors partagée entre **trois plaques continentales** principales, **Gondwana**, **Laurentia** et **Baltica** :

1. **Gondwana** comprend la partie méridionale de l'Europe qui constitue sa marge nord. Deux petites plaques, Avalonia et Armorica lui sont encore solidaires.

- Avalonia nous intéresse plus particulièrement. Cette petite aire continentale se compose de deux unités :

- une unité occidentale : côte nord-est des Etats-Unis, Nouvelle-Écosse, sud de l'Irlande, **Massif anglo-brabançon et Ardenne** ;

---

<sup>3</sup> Les valeurs d'âges géologiques sont reprises de DEJONGHE et JUMEAU (2007).

- une seconde unité (Far Eastern Avalonia) correspondant au nord de l'Allemagne et de la Pologne ainsi qu'au sud du Danemark.

- Armorica inclut la Péninsule ibérique, la Bretagne, la partie méridionale du Bassin de Paris, les Vosges, la Forêt-Noire et le Massif de Bohême.

2. **Laurentia** correspond à l'Amérique du Nord, à l'Écosse et au nord-ouest de l'Irlande. Cette plaque est séparée du Gondwana et de Baltica par l'Océan Iapetus, « proto-Atlantique ».

3. **Baltica** comprend la Scandinavie et l'Europe du Nord-Est.

Au **début du Cambrien** (-542 Ma), le sud de la Belgique est envahi par une mer peu profonde, recouvrant la plate-forme continentale. Elle est parsemée d'îles et de bancs de sable répartis en deux groupes : celui du Brabant au nord-ouest et celui de Stavelot au sud-est. Ces zones émergées sont séparées par le Golfe de Dinant.

Par suite de l'affaissement du sol et de l'élévation du niveau marin, toute l'aire qui deviendra nos régions est ensuite envahie par la mer (Mer du Brabant). Des sédiments terrigènes, issus de l'altération de roches volcaniques basiques, provenant principalement d'Afrique, sont épandus sur le fond marin par des coulées de boues, les turbidites. La sédimentation s'effectue dans un vaste fossé où la croûte terrestre s'est affaissée, vraisemblablement un rift isolé avorté (figure 11-1). Elle constitue la première mégaséquence, qui s'étend du Cambrien inférieur jusqu'au Trémadocien (base de l'Ordovicien). Excepté à sa base, elle comprend des sédiments déposés en milieu relativement profond. Le Cambrien n'affleure pas dans la région étudiée lors de l'excursion.

### Qu'est-ce qu'une turbidite ?

Une turbidite est constituée d'une couche de sédiments déposés en une fois par un courant de turbidité, c'est-à-dire un écoulement de matériaux sous l'effet de la pesanteur, dans lesquels les sédiments sont maintenus en suspension par la turbulence du fluide interstitiel.

La figure 4 illustre les principales phases de la formation d'une turbidite.

L'origine de ce phénomène de glissement de terrain est un choc intense susceptible d'ébranler la masse de sédiments, comme une vague ou un tremblement de terre.

Lors du glissement sous-aquatique (slump), la masse de sédiments encore gorgée d'eau, peu déstructurée au départ (1), va se transformer progressivement en coulée de débris, de plus en plus déstructurée, raclant le talus continental et incorporant de nouveaux matériaux (2). Cet accroissement de densité de la coulée en augmente la vitesse. Par ailleurs, au fil de la descente, une incorporation d'eau s'opère (3), ce qui diminue la cohésion des composants du flux de matières et initie un courant de turbidité. La coulée de débris va ensuite se figer (4) tandis que le courant de turbidité va encore continuer son déplacement (5). La sédimentation s'effectuera en fonction de la granulométrie : la tête avec des sédiments grossiers, la partie

moyenne composée de grains moyens et la queue formée d'éléments plus fins, en succession verticale, formant une séquence (figure 5). Ces séquences, se succédant, sont organisées en séries.

La couche de sédiments déposée en une fois atteint généralement quelques décimètres, parfois un ou deux mètres, rarement plus.

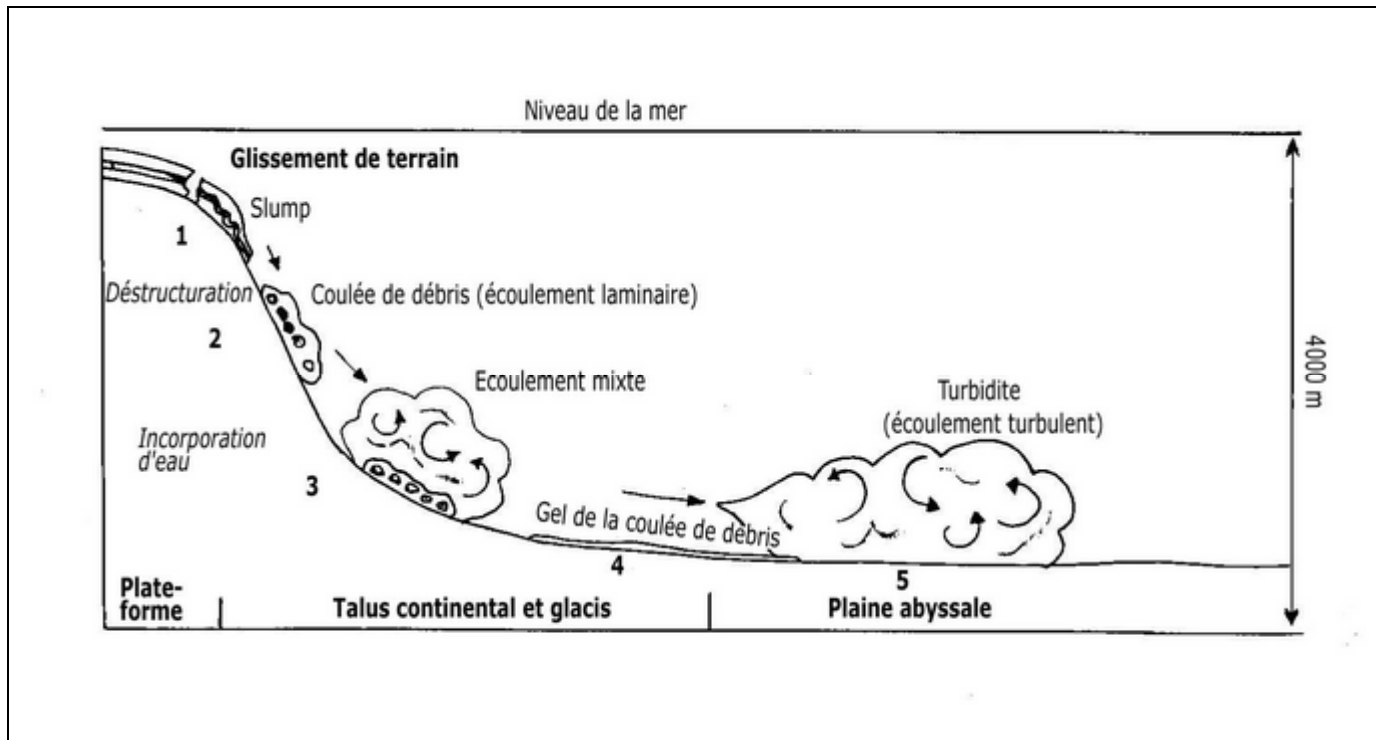


Figure 4. Naissance, vie et dépôt d'une turbidite (d'après BOULVAIN, 2010).

Légende dans le texte de l'encadré.

## L'Ordovicien (- 488,3 à - 443,7 Ma)

Au cours de la **transition Cambrien-Ordovicien**, le nord-ouest de notre pays (Massif du Brabant) est passagèrement exondé<sup>4</sup>. Les parties sommitales de cette zone émergée sont démantelées.

Au **début du Trémadocien** ( 488,3 Ma), la Mer du Brabant recouvre à nouveau l'ensemble de la Belgique, qui appartient toujours au Gondwana (figure 6).

<sup>4</sup> Pendant l'Ordovicien, la partie nord-ouest du Gondwana va se couvrir à plusieurs reprises d'une calotte glaciaire. Ces glaciations successives entraînent à chaque reprise un abaissement universel du niveau marin, asséchant de vastes territoires dans notre pays. Ces phases régressives se traduisent par des interruptions de la sédimentation.

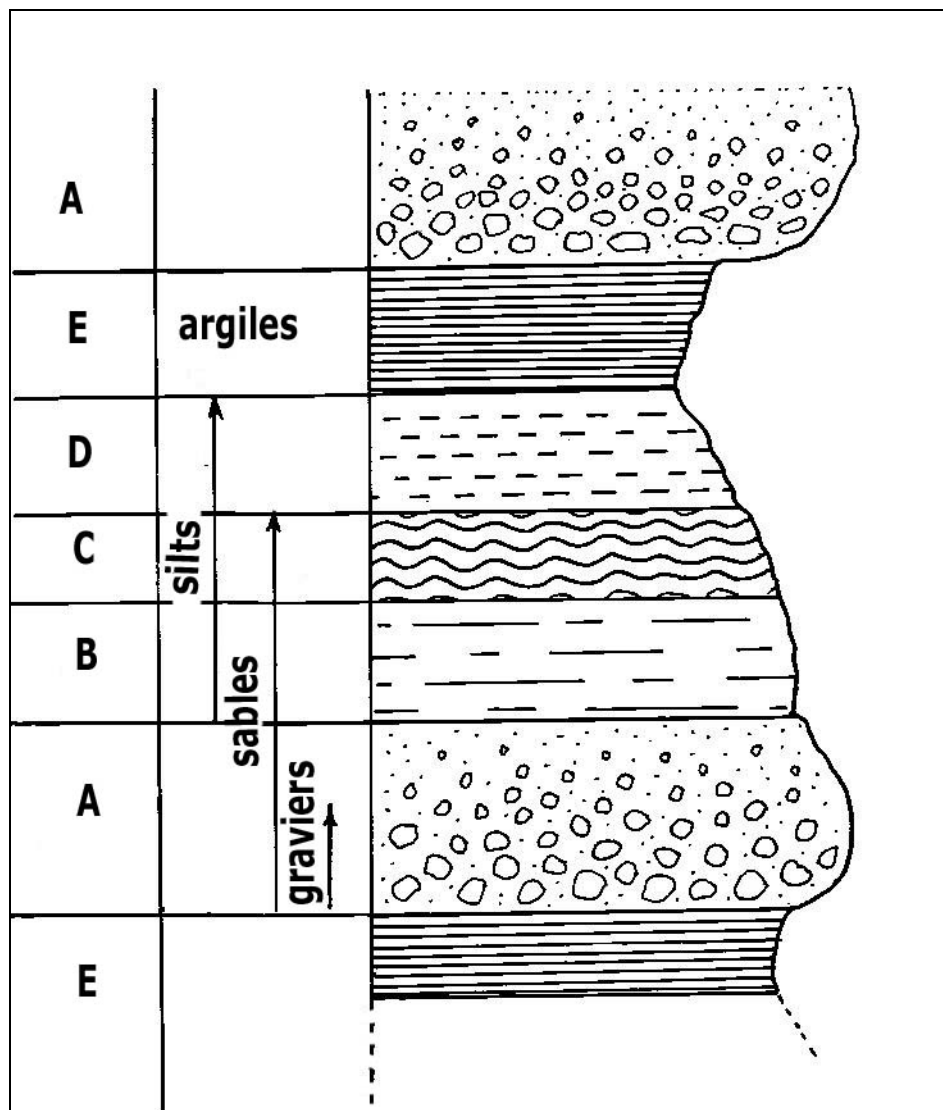


Figure 5. Turbidite : séquence type (d'après FOUCAULT et RAOULT, 2010).

Ce schéma présente une séquence sous sa forme la plus complète (séquence-type de Bouma).

Elle comprend **cinq intervalles** :

- A : grossier et granoclassé ;
- B : gréseux, fin et laminaire ;
- C : fin, convoluté ou ondulé ;
- D : silteux, fin et laminaire ;
- E : argileux.

Au sommet (toit) et à la base (mur), intervalles (A) et (E) appartenant à deux autres séquences participant à la série.



Les sédiments, issus d'un complexe rocheux granito-gneissique, proviennent en majorité des terrains africains situés au sud de notre pays. La sédimentation prend la forme d'une mégaséquence de turbidites de faible densité avec siltites et grès.

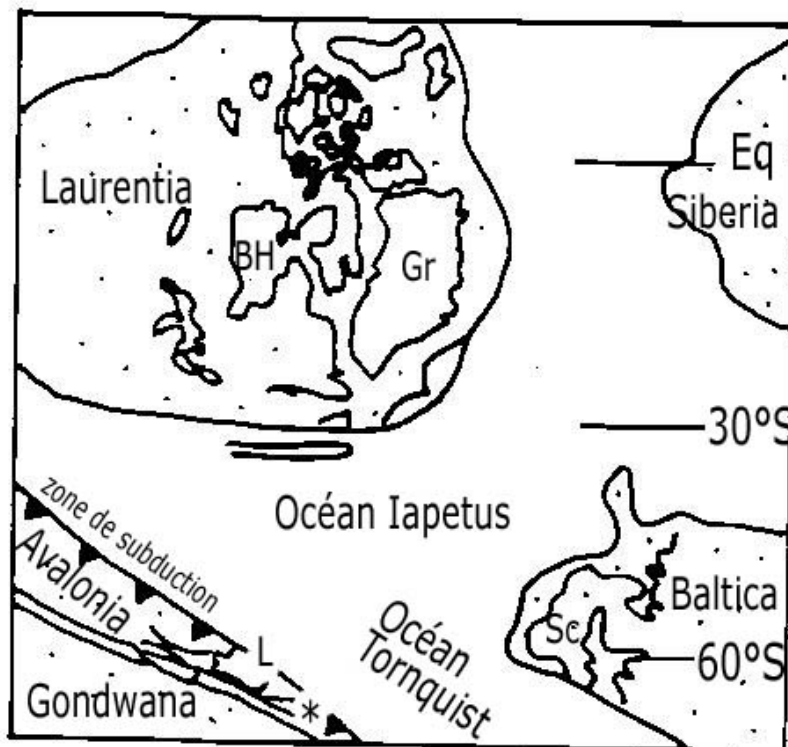


Figure 6. Paléogéographie de l'Europe au Trémadocien (d'après BOULVAIN et PINGOT, 2012).

Légende des principaux repères actuels : \* : Belgique ; BH : Baie d'Hudson ; Gr : Groenland ; Sc : Scandinavie ; L : Londres.

Les contours actuels des rivages sont représentés en surimpression sur les plaques continentales.

L'Océan Iapetus commence à se refermer suite au rapprochement des plaques Baltica et Laurentia.

Lors de la **transition Trémadocien-Arénigien**, la Belgique se trouve à nouveau exondée, probablement en raison d'un abaissement glacio-eustatique du niveau marin (une calotte glaciaire se développe en effet sur la partie du Gondwana dérivant au niveau du pôle sud). Au cours du Trémadocien et de l'Arénigien, de grands fossés d'effondrement se créent dans les zones marginales de Gondwana, signes avant-coureurs de la séparation de petites plaques continentales. C'est le cas du Fossé Rhéique, qui annonce l'ouverture d'un océan entre Gondwana et Avalonia : l'Océan Rhéique. La sédimentation s'interrompt. Le climat est à cette époque tempéré-froid, voire polaire.

La séparation définitive entre les deux plaques va ensuite se produire et Avalonia commence à migrer vers le nord, en direction de Baltica (figure 7).

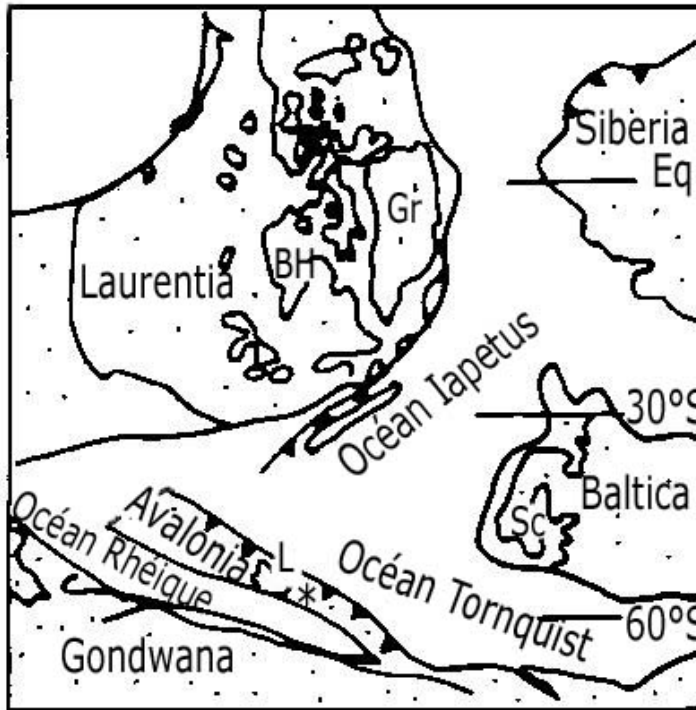


Figure 7. Paléogéographie de l'Europe à l'Arénigien (d'après BOULVAIN et PINGOT, 2012).

Légende des principaux repères actuels : \* : Belgique ; BH : Baie d'Hudson ; Gr : Groenland ; Sc : Scandinavie ; L : Londres.

Les contours actuels des rivages sont représentés en surimpression sur les plaques continentales.

Ma	Ere	Système	Série
	PALEOZOÏQUE	DEVONIEN	
416,0		SILURIEN	PRIDOLI
			LUDLOW
			WENLOCK
			LLANDOVERY
443,7	ORDOVICIEN	ASHGILL	
		CARADOC	
		LLANDEILO	
		LLANVIRN	
		ARENIG	
		TREMADOC	
488,3	CAMBRIEN		
542,0			

Figure 8. Situation de l'Ordovicien et du Silurien sur l'échelle des temps géologiques (d'après DEJONGHE et JUMEAU, 2007).

C'est à l'**Ordovicien** que débute la deuxième mégaséquence, de l'Arénigien à l'Ashgillien.

Les sédiments vont se déposer sur une plate-forme peu profonde, le fossé creusé dans le socle ancien au niveau du bassin du Brabant étant quasiment comblé (figure 11-1). Les sédiments de l'Ordovicien inférieur en termineront le remplissage.

Après le **début de l'Arénigien** survient donc une nouvelle transgression par le sud de la Belgique (Golfe de Konzen), suite au développement rapide du Fossé Rhéique au sud du pays.

Cette seconde mégaséquence débute avec des faciès de plate-forme peu profonde (siltites et grès argileux bioturbés). Vers la **fin de l'Arénigien**, la Mer du Brabant recouvre la majeure partie du pays et au **début du Llanvirnien**, c'est la totalité du territoire qui est immergée.

La troisième mégaséquence débute à la **fin de l'Ashgillien**.

Les sédiments se déposent dans un bassin d'avant-pays à turbidites. La sédimentation perdurera jusqu'à la fin de la phase brabançonne (- 415 Ma) de l'orogénèse calédonienne.

Des faciès plus profonds sont observés au Llanvirnien (siltites argileuses).

Suit au **Caradocien** une sédimentation à nouveau turbiditique puis un retour épisodique à un environnement de plate-forme : formations carbonatées à la base (tempestites ou turbidites), surmontées de shales à graptolites, anoxiques, et de shales verdâtres ainsi que de roches argilo-carbonatées plus ou moins riches en faunes.

Ce processus est accompagné de mouvements du sol, Avalonia migrant vers le nord et se rapprochant de Baltica avec subduction de la croûte de l'océan de Tornquist (figure 9). Cette subduction s'accompagne d'une fusion de la croûte hydratée entraînée en profondeur, croûte qui se fluidifie sous forme de magma.

Une partie de ce magma remonte vers la surface, provoquant ainsi l'apparition de volcans en partie sous-marins et en partie aériens, depuis l'Angleterre jusqu'en Belgique. Les deux principaux centres d'émission se situent au sud de Bruxelles (Lessines et Quenast<sup>5</sup>) et au nord de la Meuse liégeoise (Voroux-Goreux). Dans la partie distale de la mer épicontinentale, ce phénomène donne naissance aux roches magmatiques calco-alcalines, sans enrichissement en fer.

Au sud et à l'est du Massif du Brabant, dans la partie proximale de la mer épicontinentale, se forment des roches magmatiques tholéitiques, moins riches en Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O. A ces activités volcaniques s'associent au Caradocien supérieur ainsi qu'à l'Ashgillien des manifestations volcano-sédimentaires, comme des coulées ignimbritiques<sup>6</sup> (Eurite<sup>7</sup> de Grand-Manil des anciens auteurs).

L'Océan de Tornquist se referme ainsi progressivement.

---

<sup>5</sup> Ces émissions magmatiques ont donné naissance au « porphyre » (du grec *porphura*, pourpre), une microdiorite quartzifère à hornblende (amphibole, inosilicate calcique). Une microdiorite est une roche microgrenue, à pâte microcristalline, comprenant des cristaux de feldspath alcalins visibles à l'œil nu (phénocristaux). Ces intrusions de magma se sont infiltrées dans les roches encaissantes, parallèlement à leur structure (filon-couche ou sill) sans jamais atteindre l'air extérieur. À Quenast, l'intrusion verticale est sub-circulaire, d'un diamètre de 2 km. À Lessines, le filon-couche, épais de 800 mètres, pourrait se prolonger sur une dizaine de kilomètres vers le sud (BOULVAIN et PINGOT, 2012). Les carrières de Quenast et de Lessines, en activité depuis plusieurs siècles, ont produit des moellons et des pavés. Actuellement, la production porte sur les produits de concassage (ballast, graviers, sable...).

<sup>6</sup> Ignimbrite : du latin *ignis*, feu et *imber*, pluie. Mélange de débris de roches magmatiques (pyroclastes) mobilisés dans un nuage de gaz très chaud.

<sup>7</sup> Exploitée naguère comme pierre à paver. L'altération à l'affleurement a entraîné la formation de kaolin, utilisé dans la fabrication de céramiques.

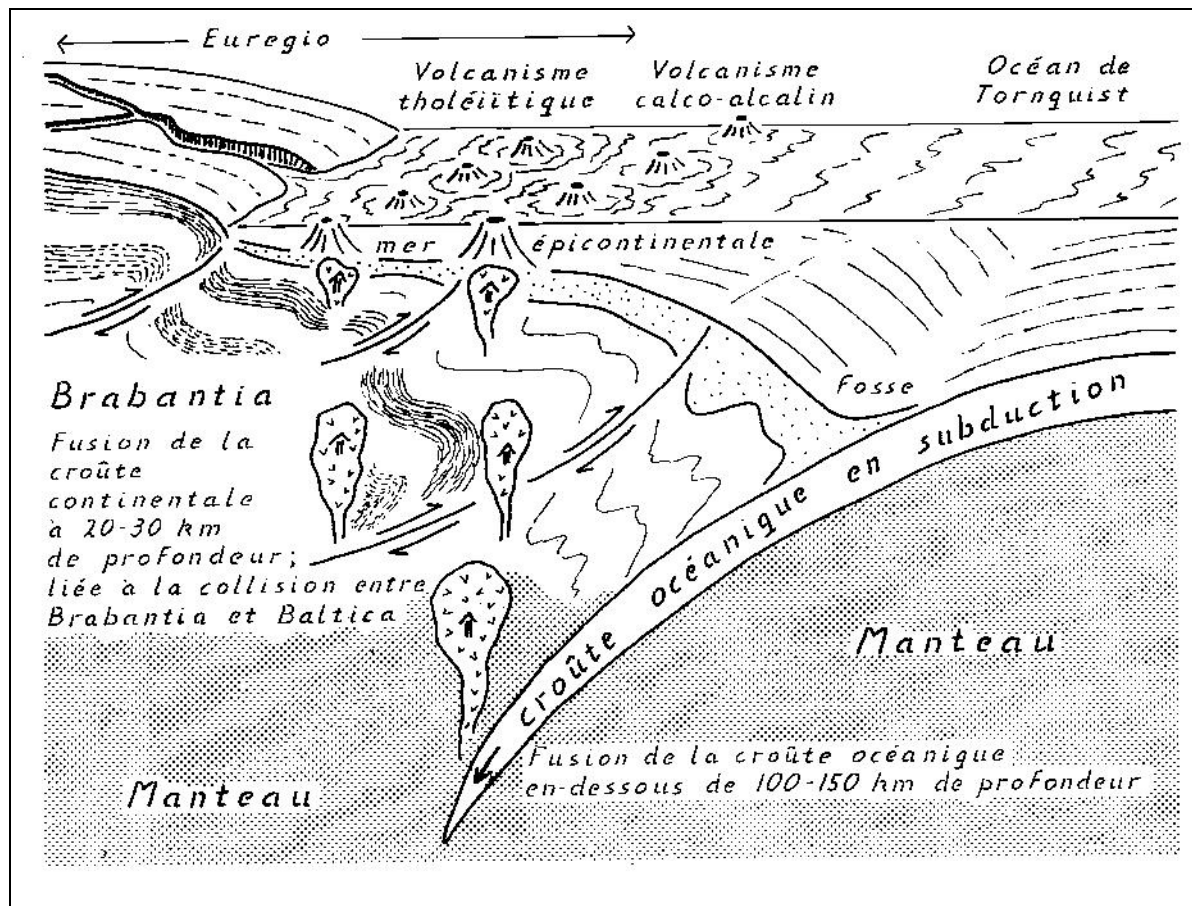


Figure 9. Représentation schématique de la subduction, au cours du Caradocien (Ordovicien supérieur), du plancher océanique de l'Océan de Tornquist sous la partie occidentale de Avalonia (microcontinent appelé ici Brabantia par les auteurs). L'eau injectée dans le manteau avec la subduction abaisse la température de fusion de ses constituants (péridotites) et permet au volcanisme de se développer (extrait de BLESS et FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000).

Au cours du **Caradocien**, la collision continentale entre Avalonia et Baltica serait responsable de la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne. Pour accepter cette proposition selon laquelle les massifs calédoniens ardennais se seraient structurés les premiers, il faut considérer qu'ils étaient situés dans une position plus orientale qu'actuellement par rapport au Massif anglo-brabançon (BOULVAIN et PINGOT, 2012).

Le substratum se lève dans l'est (formation de la Plaine de Stavelot où la sédimentation cesse) tandis que l'ouest s'affaisse, donnant lieu à un approfondissement de la Mer du Brabant où se déversent des coulées de boues sous-marines lapidifiées (turbidites)<sup>8</sup>.

À l'**Ashgillien**, l'Océan de Tornquist se referme complètement.

<sup>8</sup> C'est au cours du Caradocien qu'Armorica commencera à se détacher de Gondwana pour migrer vers le nord, à la rencontre de l'ensemble Avalonia-Baltica qui va constituer la partie sud-est du grand continent Laurussia.

Le fossé emplie de sédiments du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur est complètement comblé. Au-dessus, s'étalent les dépôts de l'Ordovicien moyen et supérieur (figure 11-1).

### Le Silurien (- 443,7 à - 416 Ma)

Au tout début du **Silurien (Llandovérien)** (-443,7 Ma), les plaques Laurentia et Baltica sont prêtes à entrer en contact (figure 10). L'Ardenne est émergée et la sédimentation est dès lors circonscrite au bassin situé au nord de celle-ci, occupé actuellement par le Massif du Brabant et la Ride du Condroz.



Figure 10. Paléogéographie de l'Europe au Llandovérien (d'après BOULVAIN et PINGOT, 2012).

Légende des principaux repères actuels : \*: Belgique ; BH : Baie d'Hudson ; Gr : Groenland ; Sc : Scandinavie ; L : Londres.

Les contours actuels des rivages sont représentés en surimpression sur les plaques continentales.

Les faciès turbiditiques du Silurien se déposent au Llandovérien dans un environnement de mer profonde. L'épaisseur totale sédimentaire a pu atteindre 7 à 8 kilomètres.

On y trouve, dans la troisième mégaséquence<sup>9</sup> :

- la **Formation de Brutia** et ses schistes foncés, surmontés du tuf volcano-sédimentaire ou « Eurite de Grand-Manil ou de Nivelles » ;
- la **Formation de Bois Grand-Père** avec des schistes et siltites gris, à faciès turbiditique ;
- la **Formation de Fallais** de même caractère, verdâtre ;
- la **Formation de Corroy**, composée de turbidites plus grossières ;
- la **Formation des Vallées**, dépôts turbiditiques distaux avec schistes et siltites foncés et grès fins ;
- la **Formation de Vissoul**, aux couches beaucoup plus massives à dominance de schistes et siltites gris à gris-vert avec minces bancs gréseux ;
- la **Formation de Fumal**, formée de turbidites distales constituées de couches de siltites et de schistes gris-vert, certaines incorporant de petits bancs de grès, plus fréquents que dans la formation précédente ;
- la **Formation de Vichenet**, à gros bancs de siltite et siltite gréseuse souvent fort homogènes.

La mer recouvre alors tout le Massif du Brabant.

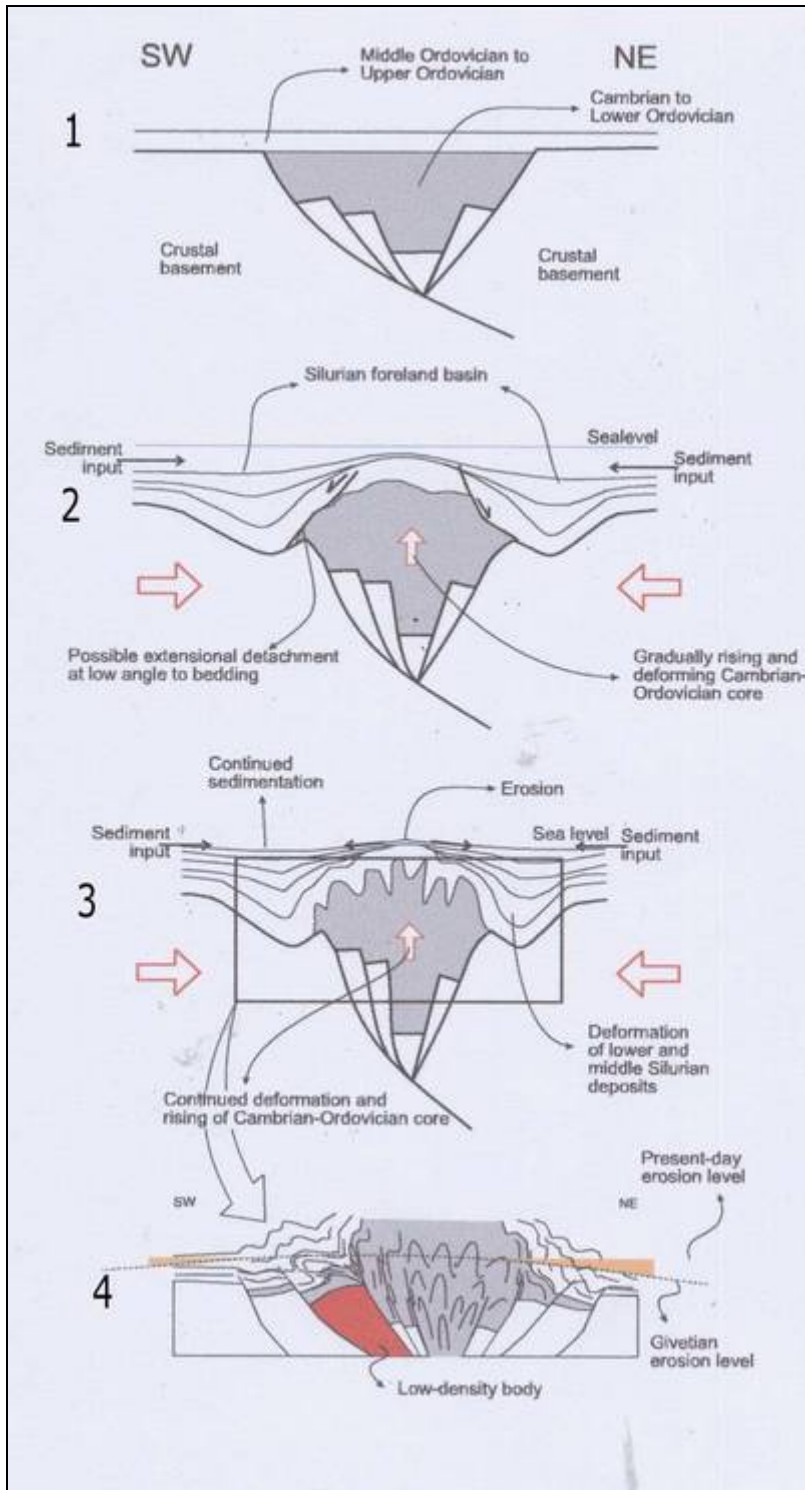
Au **Silurien**, Avalonia rejoint Baltica, ce qui entraîne la disparition de l'océan de Tornquist. Au sud de ce qui était Avalonia s'étale désormais l'Océan Rhéique (figure 10). Quant à l'Océan Iapetus qui sépare Laurentia de Baltica (incluant désormais Avalonia), il se rétrécit progressivement à son tour sous la poussée de ces plaques. Il cède la place à la chaîne des Calédonides (voir plus loin). Celle-ci, longue de plusieurs milliers de kilomètres, s'édifie sur la zone de plissement résultant de la collision des plaques. Des pressions s'exercent également dans la partie méridionale d'Avalonia.

Ainsi, la poussée tectonique en compression sur le noyau cambrio-ordovicien du Brabant entraîne sa remontée avec inversion du fond du bassin. Dès lors, ce bombement du cœur du Massif va progressivement diviser le bassin initial en deux nouveaux bassins, les bassins siluriens, l'un septentrional, l'autre méridional ; ils seront comblés par des apports sédimentaires provenant du sud et du nord (figures 11-2 et 29). L'inclinaison croissante des couches favorise des détachements. Des mesures aéromagnétiques<sup>10</sup> tendent à prouver que le cœur cambrien du Massif du brabant peut être interprété comme un énorme coin, à base

---

<sup>9</sup> Pour une description plus détaillée de ces différentes formations, voir DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A.

<sup>10</sup> Mesure du champ magnétique du sol à partir d'un appareil en vol. La mesure du champ magnétique terrestre au moyen d'un magnétomètre fournit des informations sur la nature, l'âge et la structure des roches sous-jacentes. L'utilisation d'un avion permet des levés beaucoup plus rapides sur de plus grandes étendues.



. Figure 11. Modèle schématique de l'évolution du Massif du Brabant, de l'Ordovicien terminal au Dévonien moyen (extrait de DEBACKER et al., 2005). Coupe selon l'axe A-B de la figure 30. Voir détails dans le texte.

1. Caradoc récent
2. Wenlock
3. Lochkovien
4. Praguien à Givétien



supérieure, intercalé entre des blocs de basse densité (low-density bodies) correspondant à des zones non déformées (zones cratoniques).

La partie surélevée du Massif du Brabant va se démanteler rapidement, au fur et à mesure de sa surrection, les sédiments étant épandus sur le continent et à sa périphérie par des cours d'eau temporaires, alimentant les bassins siluriens.

Vers la fin du Silurien, les mouvements calédoniens ont transformé nos régions et celles situées au nord en un plateau étendu, le Désert des Vieux Grès Rouges, dominé par quelques crêtes. Au sud s'étale la Mer de l'Eifel.

Par ailleurs, du **Llandovérien** au **Wenlockien**, le développement de l'arc volcanique, quoique réduit, se poursuit dans le Massif du Brabant. Ce magmatisme est d'affinité calco-alcaline et résulterait de l'environnement compressif. Il s'accompagne d'émissions volcaniques avec dépôts de cendres, comme dans la Formation de Fallais. A l'est du Brabant par contre se manifeste un volcanisme basique tholéiitique, avec des éruptions sous-marines.

L'excursion débutant à l'ancienne halte de Vichenet, on ne détaillera les différentes formations qu'à partir de la Formation de Fumal. Les données reprises dans ce travail et qui concernent la description des formations sont essentiellement extraites de la brochure explicative de la carte géologique FLEURUS-SPY de DELCAMBRE et PINGOT (2008-A) Pour toute information concernant les formations plus anciennes, le lecteur intéressé pourra se référer à cette même publication.

### **Formation de Fumal (FUM)**

La Formation de Fumal, d'épaisseur proche de 300 mètres dans la vallée de l'Orneau, est constituée de siltites et de schistes gris-vert assez homogènes, alternant avec des couches semblables incorporant des petits bancs de grès fin à stratification entrecroisées.

### **Formation de Vichenet (VCH)**

La Formation de Vichenet, d'épaisseur inconnue dans la vallée de l'Orneau, mais vraisemblablement supérieure à 200 mètres, se caractérise par des turbidites avec schistes et gros bancs de siltites gréseuses grises à gris-bleu souvent fort homogènes. La stratification est marquée par de minces lits plus gréseux à stratifications parallèles. Ces couches contiennent des intercalations carbonatées.

## **LES TERRAINS DÉVONO-CARBONIFÈRES**

Au Dévonien, la plaque regroupant désormais Avalonia et Baltica a rejoint Laurentia. L'ensemble forme le continent Euramerica (figure 13).

La mer envahit le continent par le sud et les transgressions marines vont se succéder. Cette grande transgression initiée au Dévonien mais qui perdurera au Dinantien, va prendre possession de la chaîne calédonienne en proie à l'érosion. Trois grandes pulsations vont se

succéder débutant chacune par une phase transgressive avec une extension maximale vers le nord. À chacune de ces phases transgressives succède un épisode régressif :

- une pulsation essentiellement détritique, à faciès schisto-gréseux correspondant pratiquement au Dévonien inférieur<sup>11</sup> ;
- une pulsation moins terrigène, avec formation de récifs au Dévonien moyen (Eifelien et Givétien) et au Frasnien, se clôturant par la régression famennienne ;
- une pulsation principalement carbonatée, de la fin du Famennien au Dinantien (Carbonifère inférieur) (ROBASZYNSKI et DUPUIS, 1983).

Ma	Ere	Système	Série
	PALEOZOÏQUE	CARBONIFÈRE	
359,2		DEVONIEN	SUPÉRIEUR FAMENNIEN FRASNIEN
385,3			MOYEN GIVÉTIEN EIFELIEN
397,5			INFÉRIEUR EMSIEN PRAGUIEN LOCHKOVIEN
416,0		SILURIEN	

Figure 12. Situation du Dévonien sur l'échelle des temps géologiques (d'après DEJONGHE et JUMEAU, 2007).

<sup>11</sup> Le Dévonien inférieur n'affleure que dans le Synclinorium de Dinant ainsi que dans celui de Neufchâteau-Eifel.

## Le Dévonien inférieur (- 416 à – 397,5 Ma)

Au Lochkovien, la montée du cœur du massif du Brabant se poursuit. L'érosion météorique des sédiments progressivement émergés couvrant le plateau débute dès le Lochkovien (BOULVAIN et PINGOT, 2012), évacuant les matériaux siluriens et dévoniens inférieurs vers les bassins siluriens (figure 11-3). Progressivement le Silurien, rejeté latéralement par la poussée, va littéralement s'étaler sur les bassins adjacents, l'épaisseur des sédiments entraînant une subsidence. Il en va de même pour une partie de la bordure du cœur cambro-ordovicien.

Durant la fin du Praguien, l'Emsien et peut-être l'Eifelien, les bassins du Dévonien inférieur jouxtant le cœur en surrection vont s'inverser sous la poussée et leurs terrains, trop exposés à l'érosion, vont complètement disparaître (figure 11-4) (DEBACKER et al., 2005).

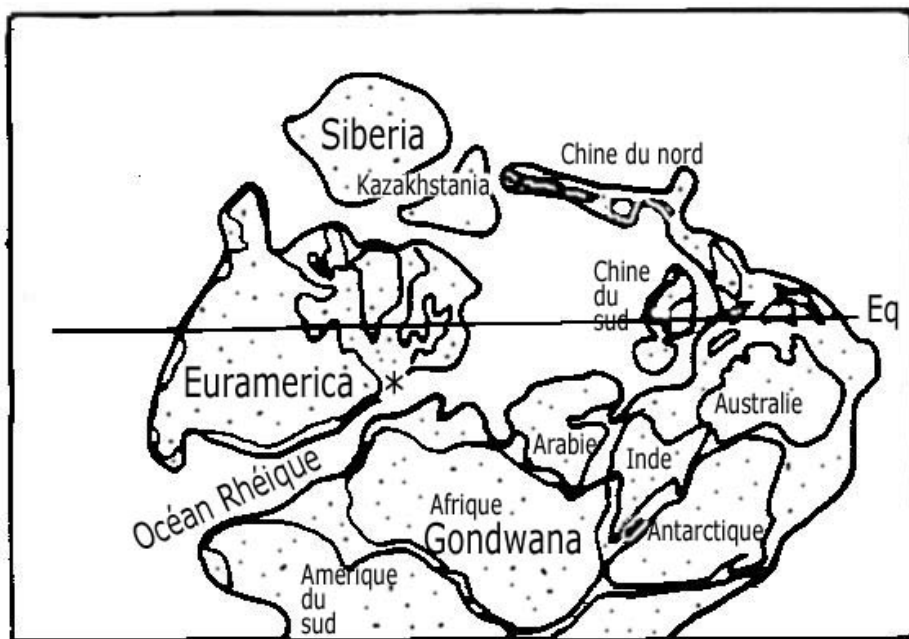


Figure 13. Situation paléogéographique au Dévonien (d'après BOULVAIN et PINGOT, 2012)

\* : Belgique

Les océans Iapetus et de Tornquist ont disparu. Le regroupement Avalonia-Baltica s'est réuni à son tour à Laurentia pour former Euramerica.

## **Le Dévonien moyen** (- 397,5 à - 385,3 Ma)

### **Le Givétien** (DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A ; BULTINCK et al., 1991)

Sur le plan historique, on rappellera que le contact Silurien (Wenlock supérieur<sup>12</sup>)-Dévonien a été étudié de façon approfondie en 1884 par le chanoine H. de Dorlodot (1855-1929), professeur à l'Université de Louvain, qui publia ses conclusions en 1885. C'est ce même géologue qui établit qu'il s'agissait là du bord sud de l'Anticlinal du Brabant, sur lequel repose et vient mourir le bord nord de ce que l'on appelait alors le Synclinal de Namur (VAN SCHEPDAEL, 1967).

La base du Givétien dans la vallée de l'Orneau est représentée par la Formation du Bois de Bordeaux (BOR). Cette formation comprend trois membres, au caractère lithologique très contrasté :

- le Membre des Mautiennes (MTN) ;
- le Membre d'Alvaux (ALV) ;
- le Membre de Mazy (MAZ).

### **Le Membre des Mautiennes**

Dans la vallée de l'Orneau, la sédimentation givétienne prend un caractère important par rapport à ce qui est observé à l'est et à l'ouest et s'exprime particulièrement dans les sédiments terrigènes du Membre des Mautiennes, épais ici de 17 mètres.

Ce membre, à caractère littoral, débute par un poudingue (le Poudingue des Mautiennes ou Poudingue d'Alvaux des anciens auteurs). Ce poudingue affleure cependant très mal dans la vallée de l'Orneau et seulement au pied du versant occidental.

Ce poudingue résulte vraisemblablement d'une importante activité érosive survenue durant le Dévonien inférieur et moyen.

Peuvent en attester :

1. la proximité de l'Equateur (25°S à 15°S) ;
2. la couleur d'un rouge intense du conglomérat givétien ainsi que du sommet du socle paléozoïque ;
3. un paléorelief irrégulier de ce même socle, montrant des ravines, avec de gros blocs quartzitiques et d'épais conglomérats ; les blocs de quartzite, localement

---

<sup>12</sup> L'Assise de Vichenet a été longtemps considérée comme représentant le Ludlow du Massif du Brabant. Les données micropaléontologiques récentes infirment cette position (DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A).

présents dans les conglomérats givétiens, proviendraient du noyau cambrien du massif, suggérant un stade avancé du décapage durant le Givétien.

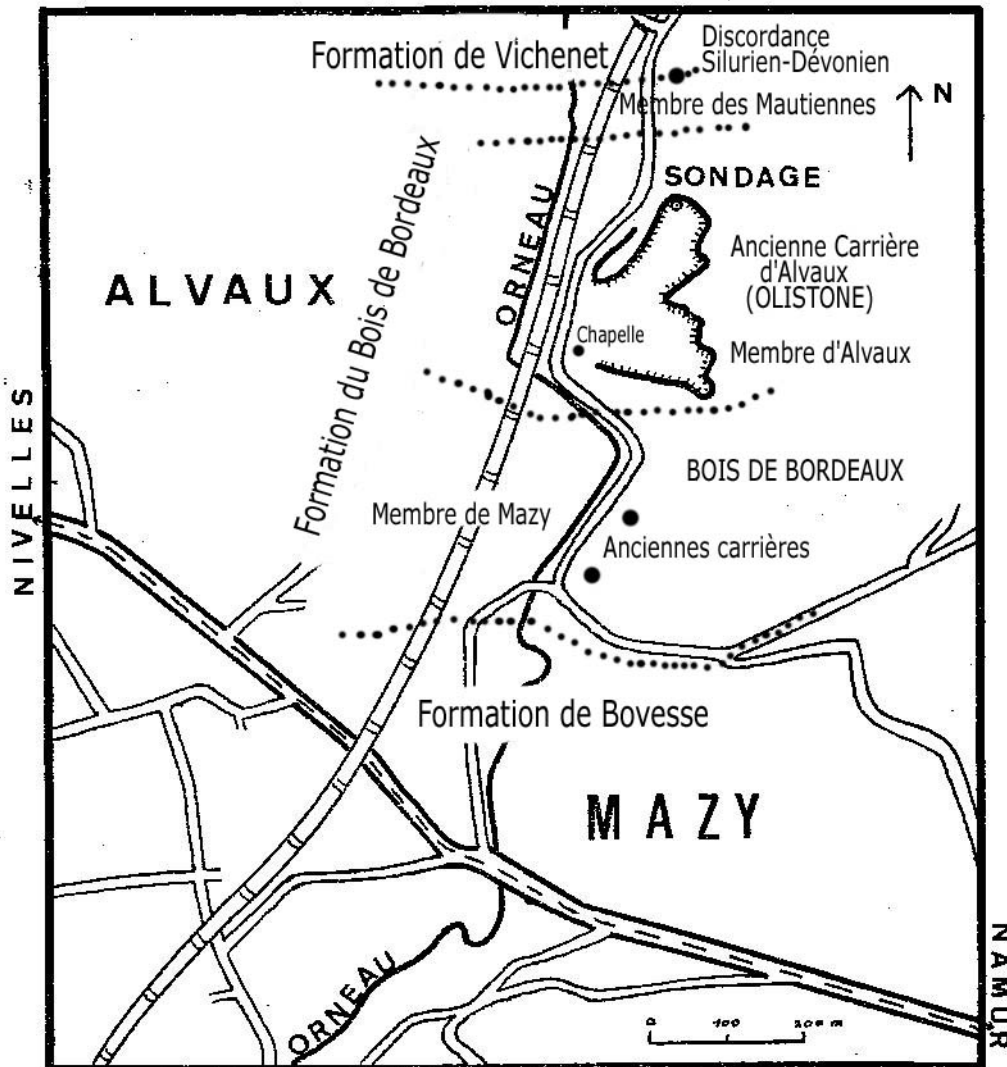


Figure 14. Le Givétien dans la vallée de l'Orneau à Alvaux (adapté d'après LACROIX, 1972).

..... : limites des formations et membres.

Ces observations suggèrent que la vitesse de dénudation du Massif du Brabant durant le Dévonien inférieur et moyen était probablement supérieure à 250 mm par millier d'années. Ainsi, une épaisseur de 4 à 5 kilomètres aurait pu être érodée facilement en moins de 18 Ma<sup>13</sup> (DEBACKER et al., 2005).

<sup>13</sup> Au bord nord du Synclinerium de Dinant, les conglomérats de Burnot (Emsien terminal, début de l'Eifelien), traduisant une progradation vers le sud, sont considérés comme provenant des premiers stades de dénudation des ces 4 à 5 kilomètres d'épaisseur du bord sud du Massif du Brabant (DEBACKER et al., 2005).

Le poudingue est surmonté par des roches argilo-gréseuses fines, de couleur rouge, verte ou bigarrée, où les éléments détritiques calcaires sont rares. Il se termine au sommet par un banc de grès argilo-calcaire. La composition exacte du membre (figure 16) a été complètement établie grâce au sondage réalisé au fond de la carrière d'Alvaux (LACROIX, 1972 ; LACROIX in BULTYNCK et al., 1991).

### **Le Membre d'Alvaux**

À la sédimentation terrigène succède un épais épisode de constructions carbonatées constituées d'un banc grésocalcaire, qui assure la transition avec le membre sous-jacent, puis de calcaires généralement organoclastiques, fins ou grenus, séparés par de minces entrelits de schistes. Le quartz détritique est localement abondant, surtout dans les parties inférieure et supérieure. La partie supérieure du membre comprend une barre de calcaire construit surmontée de calcaire nodulaire et se terminant par plusieurs mètres de schistes brunâtres. L'étude paléontologique du calcaire récifal (présence du tétracoralliaire *Cyatophyllum quadrigeminum*) a permis de conclure à l'existence d'une mer peu profonde (une vingtaine de mètres) en climat tropical (VAN SCHEPDAEL, 1967). Quelques bancs contiennent également des brachiopodes. À Alvaux, le membre est épais de 67 mètres.

### **Le Membre de Mazy**

Ce Membre, d'une épaisseur de 45 mètres, correspond à l'importante phase régressive du premier cycle sédimentaire, marquant la fin du Givétien<sup>14</sup>. Il est dominé par des roches de couleur lie-de-vin.

Ces « roches rouges » de Mazy sont constituées de schistes silteux ou finement gréseux et de grès fins argileux contenant des nodules calcaires dont plusieurs sont dissous à l'affleurement. Ces éléments rouges contiennent des bancs de calcaire gréseux ou de grès carbonaté gris clair ou rougeâtre.

---

<sup>14</sup> La position stratigraphique de ces roches a été autrefois discutée : âge givétien ou frasien ? La présence de *Stringocephalus burtinii* a confirmé la datation givétienne.

Ma	Ere	Système	Série	Etage		
299,0	PALEOZOÏQUE	CARBONIFÈRE	WESTPHALIEN	Groupe Houiller		
			SILESIEN		YEADONIEN MARSDENIEN KINDERSCOUTIEN ALPORTIEN CHOKIERIEN ARNSBERGIEN PENDLEIEN	
326,4			DINANTIEN		VISEËN	WARNANTIEN LIVIEN MOLINIACIEN
345,8					TOURNAISIEN	IVORIEN HASTARIEN
359,2					DEVONIEN	

Figure 15. Situation du Carbonifère de la vallée de l'Orneau sur l'échelle des temps géologiques (d'après DEJONGHE et JUMEAU, 2007).

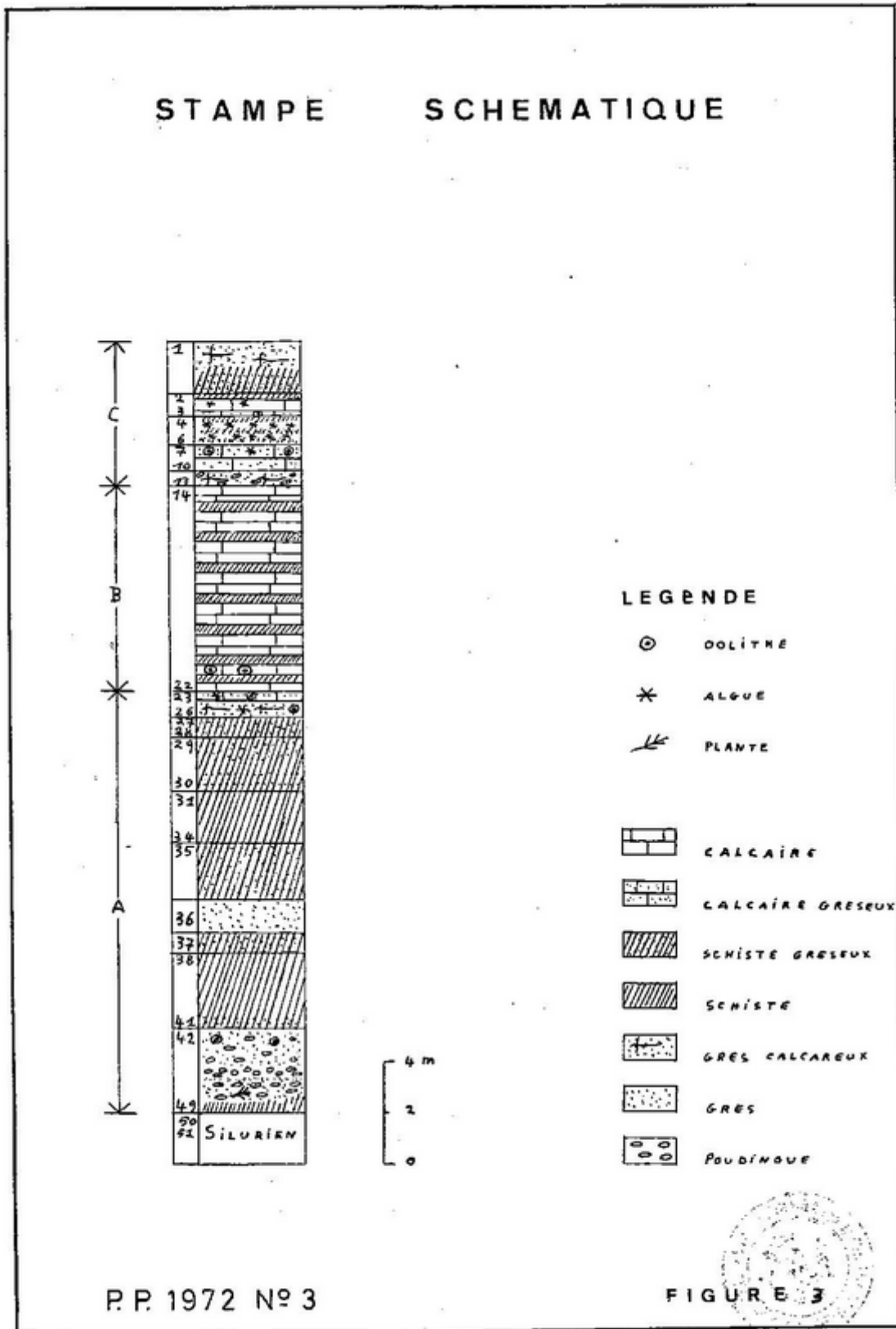


Figure 16. Le sondage de la carrière d'Alvaux (Givétien) (extrait de LACROIX, 1972).



## **Le Dévonien supérieur** (- 385,3 à - 359,2 Ma)

### **Le Frasnien** (DELCAMBRE et PINGOT, 2008 ; BOULVAIN et al., 1999)

Le Frasnien présente sur le flanc sud du Synclinorium de Namur, des faciès plus littoraux que ceux rencontrés lors d'autres excursions sur le bord sud du Synclinorium de Dinant (Régions de Couvin, Rochefort ou Hotton par exemple) (figure 17).

Dans le domaine de l'ex-Synclinorium de Namur, les calcaires coralliens frasnien ne forment plus des biohermes mais des biostromes qui sont déposés sur le plateau continental (figure 18).

Il existe trois biostromes plus ou moins continus, généralement distincts et séparés par de petits niveaux de calcschistes ou de calcaires en plaquettes. Il s'agit de calcaires à algues, stromatopores et polypiers, parfois dolomitisés. Les faciès d'envasement séparant les biostromes sont représentés par des calcaires noirs, parfois argileux ou en plaquettes ainsi que par des shales.

Les Formations de Bovesse<sup>15</sup> et de Rhisnes y constituent un équivalent septentrional de celles du Moulin Liénaux et des Grands Breux.

### **La Formation de Bovesse (BOV)**

Au Frasnien débute une nouvelle phase transgressive. Le Frasnien présente cependant au nord du Synclinorium de Namur des faciès plus littoraux.

A la base, la Formation de Bovesse regroupe des shales et des lentilles carbonatées récifales fortement dolomitisées.

Elle est divisée en trois membres :

- M. de Bossière (BOS) ;
- M. de Combreuil (CBR) ;
- M. de Champ du Fau (CHF).

Seul le Membre de Combreuil est individualisé sur la carte 471/2 ; celle-ci regroupe sous l'abréviation BOV le Membre de Bossière, trop mince, et celui de Champ du Fau.

Le Membre de Bossière, épais de moins de 10 mètres vraisemblablement, comprend, de la base vers le sommet, un lit de micropoudingue rouge pouvant atteindre jusqu'à 60 cm, puis des shales fins verts à gris foncé.

Le Membre de Combreuil contient des lentilles de dolomie massive grise. Son épaisseur varie de 0 à 20 mètres. La présence en son sein de fantômes d'organismes constructeurs

---

<sup>15</sup> Dans la figure 17, ce qui est indiqué comme étant la Formation de Bossière doit en fait être considéré comme constituant le Membre de Bossière, base détritique (shales) de la Formation de Bovesse.

plaide en faveur de leur origine construite. Dans la vallée de l'Orneau, elles sont alignées en chapelet situé un peu au-dessus du Membre de Bossière.

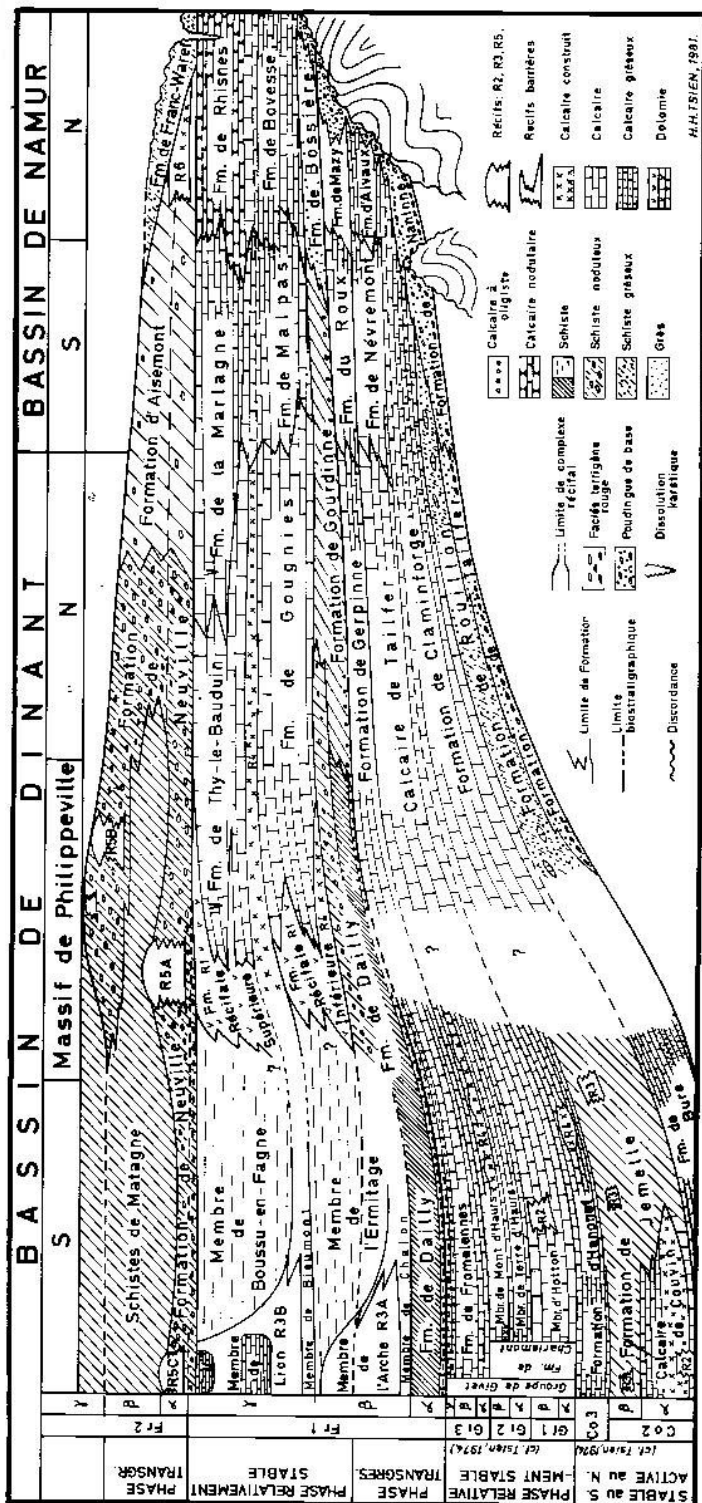


Figure 17. Relations stratigraphiques entre les différents faciès sédimentaires du Dévonien moyen et du Frasnien [TSIEN (1981), extrait de ROBASYNSKI et DUPONT (1983)].

Le Membre de Champ du Fau regroupe les shales gris verdâtre à gris foncé, fins et doux, entourant les lentilles dolomitiques du Membre de Combreuil. À proximité de celles-ci, ils s'enrichissent en nodules calcaires. Le membre est épais de 70 à 90 mètres en dehors du développement des lentilles.

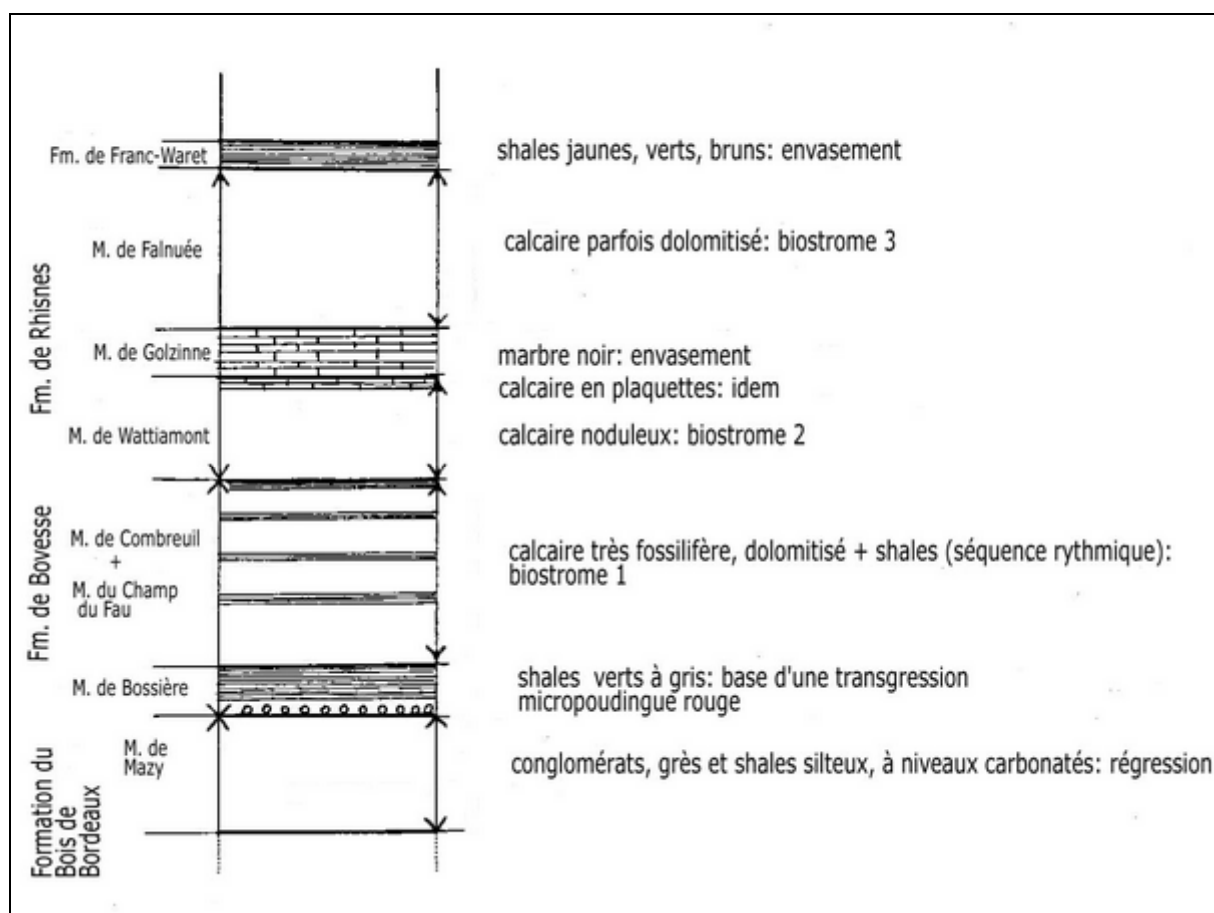


Figure 18. Le Frasnien dans la vallée de l'Orneau (d'après LEURQUIN, 1991-A).

### **La Formation de Rhisnes (RHI)**

Cette formation se présente de façon générale dans la vallée de l'Orneau sous forme de calcaires nodulaires et comprend:

- le Membre de Wattiamont (WAT) ;
- le Membre de Golzennes (GOL) ;
- le Membre de Falnuée (FLN).

## **Le Membre de Watiamont**

Il est formé de calcaires argileux et noduleux, souvent très fossilifères, tantôt très bioclastiques et grossiers, tantôt plus fins, avec débris de coquilles de brachiopodes.

Ces calcaires sont partiellement dolomités. L'épaisseur du membre est de 30 à 45 mètres.

## **Le Membre de Golzinne**

Ce membre épais d'une vingtaine de mètres correspond à la veine marbrière<sup>16</sup> peu épaisse (12 mètres au maximum), qui a été exploitée entre Saint-Martin-Balâtre et Les Isnes. Il s'agit de calcaires noirs et très fins, à stratification submétrique, formés en milieu lagunaire, de faible profondeur et très calme, entre Villeret et Rhisnes. Situés relativement près du continent, ces environnements peu favorables, entre autres en raison de mauvaises conditions d'oxygénation, étaient peu propices au développement d'une faune et d'une flore importantes. Les boues calcaires qui s'y déposèrent, renfermant relativement peu de traces de vie identifiables sur le plan macroscopique, donnèrent un sédiment au grain très fin, compact. La couleur noire, uniforme de ce marbre est due à la décomposition de matières organiques végétales et animales dans les eaux stagnantes avec dégagement d'hydrogène sulfuré (H<sub>2</sub>S)<sup>17</sup>. Lors de l'exposition à la lumière solaire, aux intempéries, l'oxydation entraîne une atténuation du caractère noirâtre, la pierre se couvrant alors d'une patine blanchâtre.

Les bancs sont séparés par de grosses intercalations de calcaire dolomitique d'aspect bréchique, de shales et de calcschistes.

Le calcaire se délite en minces plaquettes. Le délit disparaît quand la pierre est extraite du sous-sol. Le calcaire noir de Golzinne se casse sous le marteau en esquilles conchoïdales<sup>18</sup> et ne présente pas de fil, c'est-à-dire de direction préférentielle lorsqu'on fend la roche.

Ces calcaires ont formé des bancs de grande étendue, car les terrains se situent sur le front varisque et ont dès lors été peu atteints par la poussée.

### **Le marbre de Golzinne**

KAISIN (1934) définit les marbres noirs « comme des calcaires-marbres à grain extrêmement fin, prenant un beau poli et présentant, après cette opération, une teinte uniforme d'un noir profond, sans taches ni veinage d'aucune sorte ». Ce matériau très homogène est fort estimé pour sa qualité, comparable à celle des marbres noirs de Dinant et de Denée, mais également en raison de la taille des blocs débités. Il est riche en microfossiles (ostracodes, restes d'échinodermes tels que spicules d'oursins et articles de crinoïdes, etc.) mais pauvre en fossiles macroscopiques. Sa teinte noire provient d'une teneur importante en matières

<sup>16</sup> Il s'agit bien entendu ici d'un faux marbre, c'est-à-dire d'une roche acquérant par polissage un aspect ressemblant au vrai marbre, roche calcaire ou dolomitique ayant subi un métamorphisme. Le vrai marbre n'existe pas en Belgique.

<sup>17</sup> Dont témoigne la présence de cristaux de sulfures disséminés dans la masse du sédiment (KAISIN, 1934).

<sup>18</sup> Conchoïdal : en forme de coquille, c'est-à-dire courbe, un peu ondulée. Les ondulations se disposent concentriquement à partir du point d'impact et correspondent à la dissipation de l'onde de choc dans le matériau. On rencontre également ce type de cassure dans le silex ainsi que dans les roches homogènes à grains très fins.

organiques, finement divisées et réparties de façon homogène au sein de la masse. Il est exploité de façon industrielle depuis le début du XIXe siècle sous le nom de Marbre de Golzinne ou de Noir de Mazy. L'extraction a débuté à Mazy, puis s'est étendue à Golzinne, Falnuée, Villeret, Bossière, Isnes et Rhisnes, à ciel ouvert dans un premier temps. La première carrière souterraine fut ouverte à Mazy en 1859. Les galeries s'enfonçaient jusqu'à cent mètres de profondeur. L'industrie connut son apogée entre 1920 et 1930. Bon nombre de sites d'exploitation fermèrent dès les années 30 et furent remblayés ou noyés.

La veine a une épaisseur totale qui atteint 12 mètres au maximum, dont un tiers seulement est composé de marbre, soit 4,70 mètres de bancs de calcaires fins, selon DUMON cité par KAISIN (1934). Le reste est formé de bancs de calcaires plus grossiers (Mâles) et de bancs calcschisteux (Croûtes). La zone marbrière est divisée en deux parties riches en bancs marbriers : la veine supérieure et la veine inférieure, cette dernière étant plus mince mais de meilleure qualité. Ce marbre a été utilisé dans le monde entier et, entre autres, dans la construction du Tadj Mahal, mausolée construit au XVIIIe siècle à Agra en Inde.

A côté des carrières, toute une industrie de transformation du marbre (sciage et polissage) s'est développée à Mazy et aux alentours comme à Alvaux et Falnuée.

L'extraction se poursuit toujours actuellement en mode souterrain aux Isnes, donnant environ 200 m<sup>3</sup> de pierre par an (*Les Carrières de Marbre Noir de Golzinne*, Groupe Merbes-Sprimont s.a.). (DELCAMBRE et PINGOT-A, 2008).

### **Le Membre de Falnuée**

Le Membre de Falnuée (60 à 70 m d'épaisseur) ressemble à celui de Wattiamont : shales noduleux et calcaire noduleux gris terne à gris brunâtre. Le caractère noduleux est cependant plus prononcé que dans le Membre de Wattiamont.

### **La transition Frasnien-Famennien**

À la fin du Frasnien, la sédimentation terrigène se généralise sur une plate-forme peu profonde en voie de comblement. Le début du Famennien coïncide avec une importante phase glaciaire dans les régions circumpolaires et marque donc un épisode régressif.

Des sédiments terrigènes s'accumulent sur une plate-forme peu profonde en voie de comblement. Il s'agit ici des shales jaune verdâtre de la **Formation de Franc-Waret** (0 à 20 m) d'âge Frasnien terminal-Famennien.

Cependant, aux abords du seuil du Massif du Brabant, le Famennien se caractérise par des épaisseurs beaucoup moins importantes de dépôts. La couverture famennienne aurait été en grande partie enlevée par érosion. On invoque également des lacunes de sédimentation. Le Famennien est donc fort réduit et mal exposé dans la vallée de l'Orneau.

## **La transition Famennien-Tournaisien (Hastarien)**

Dès la fin du Famennien, succédant à une régression avec une érosion assez active et localisée, un premier mouvement transgressif repousse le littoral vers le nord. Aux faciès à dominante détritique vont succéder des dépôts de plus en plus carbonatés, comme dans la **Formation du Bois de la Rocq**.

La formation (0 à 45 m), d'âge Famennien supérieur-Hastarien est constituée de grès (exploités à Rhisnes), de grès carbonatés, de dolomies et de calcaires foncés, les bancs carbonatés s'imposant vers le haut.

## **Le Carbonifère** (-359,2 à -299 Ma)

### **La situation paléogéographique au Tournaisien et au Viséen inférieur (-345 Ma environ)**

Nos régions se situent alors à environ 18° de latitude sud, sous climat semi-aride subtropical.

À l'époque de transition entre le Dévonien et le Carbonifère, une rampe carbonatée borde le rivage brabançon face au sud. Avec le retour de conditions franchement marines, cette rampe va progressivement évoluer vers la constitution d'une plate-forme qui va s'étendre durant le Viséen moyen et supérieur, le long de la ligne de rivage formée par le Massif du Brabant (figure 19).

À la sédimentation carbonatée du Famennien terminal succède cependant une brève pulsation transgressive, reportant les rivages plus loin encore sur le Massif du Brabant. La sédimentation redevient dès lors terrigène.

Au Tournaisien inférieur, les faciès qui se constituent dans le Bassin de Namur-Dinant sur cette rampe s'inclinant en pente douce vers le sud sont relativement similaires. Plus vers le nord, les formations se font cependant moins épaisses avec des lacunes stratigraphiques. Durant le Tournaisien supérieur et le Viséen inférieur, la rampe évolue progressivement vers une plate-forme se terminant par une rupture de pente méridionale. Les faciès sont beaucoup plus variés. En raison de l'aplanissement des reliefs calédoniens situés au nord et du climat aride, l'arrivée de sédiments terrigènes est fortement réduite.

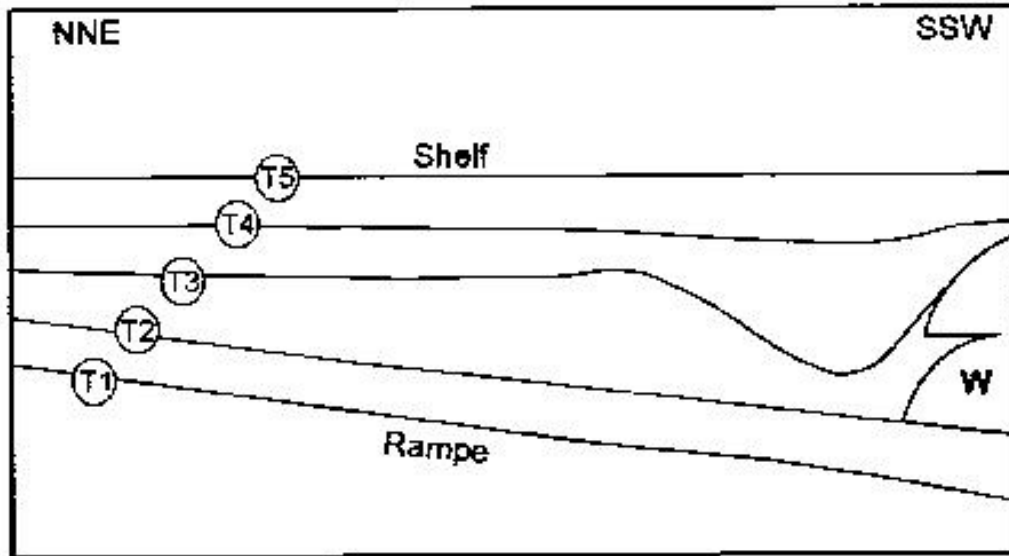


Figure 19. Profil du Bassin de Namur-Dinant au Dinantien montrant l'évolution progressive d'une rampe vers une plate-forme (shelf). Le Massif du Brabant, non représenté, se situe à gauche de la figure (DEVUYST et al., 2005).

Légende :

- T1 : transition Dévonien-Carbonifère
- T2 : sommet du Tournaisien inférieur
- T3 : sommet du Tournaisien supérieur
- T4 : sommet du Viséen inférieur
- T5 : milieu du Viséen supérieur
- W : monticules waulsortiens

La sédimentation s'effectue sur un mode rythmique. Elle est en effet influencée par les oscillations bathymétriques (c'est-à-dire dépendantes de la profondeur du fond marin) induites par des variations de la subsidence et/ou du niveau de la mer.

Des faciès de plate-forme interne couvrent le nord et l'aire de sédimentation du Condroz tandis que des faciès de plate-forme externe se forment dans l'aire de sédimentation de Dinant où vont s'édifier les monticules waulsortiens. La zone de rupture de pente de la plate-forme prograde vers le sud et atteint au Viséen inférieur une ligne courant de Ciney à Yvoir. En avant, dans la partie de l'Aire de sédimentation de Dinant, qui se situe à l'arrière de la barrière waulsortienne, les sédiments se déposent en milieu plus restreint. Au nord par contre, se constitueront des dépôts de milieu marin moins profond mais plus ouvert. À la fin du Viséen et au début du Livien, un nivellement va s'opérer au niveau des différentes aires, gommant en quelque sorte le relief waulsortien (DEVUYST et al., 2005 ; BOULVAIN et PINGOT, 2012).

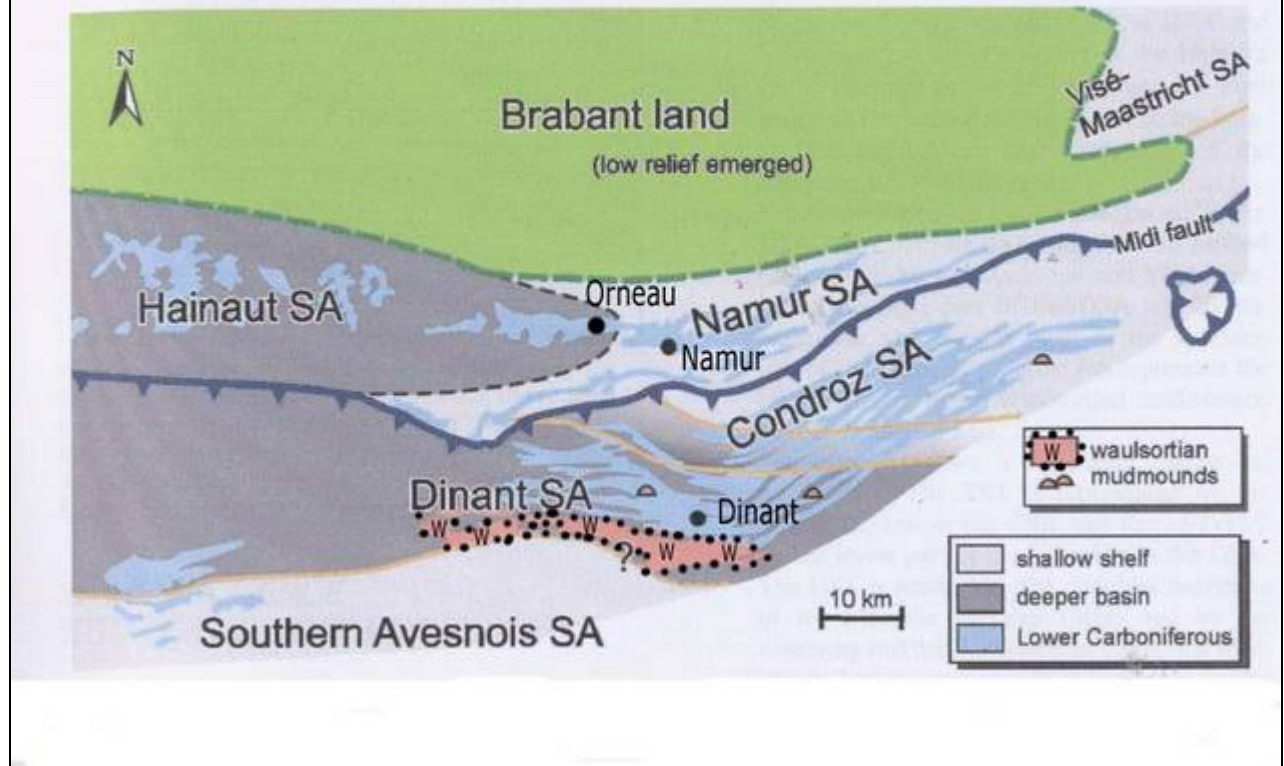


Figure 20. Les aires de sédimentation (SA) dans le Bassin de Namur-Dinant au sud du Massif du Brabant (Brabant land), à la transition Tournaisien-Viséen (-345 Ma environ). Le nord-est du bassin est occupé par une plate-forme ; le milieu est donc peu profond (zones claires). A l'ouest et au sud par contre, la profondeur du bassin augmente (zones foncées) (Extrait et adapté de DEVUYST et al., 2005).

## **Le Tournaisien (-359,2 à -345,3 Ma)**

### **La Formation du Pont d'Arcole**

D'âge Tournaisien inférieur, cette formation (8 à 10 mètres d'épaisseur) correspond à un épisode terrigène lors d'une pulsation transgressive rapide. Elle comprend des shales fins brun verdâtre à gris brunâtre peu fossilifères.

### **La Formation de Landelies**

Au bord sud du Massif de Dinant, la construction carbonatée reprend avec la Formation de Landelies, peu épaisse (quelques mètres dans la vallée de l'Orneau), d'âge tournaisien moyen, Cette reprise de la production carbonatée s'effectue sous la forme de calcaire crinoïdique foncé partiellement dolomitisé, en bancs peu réguliers.



## La Formation de Lalaing

Cette formation du Tournaisien supérieur (25 mètres à Balâtre à 0 mètre à l'est de l'Orneau) n'apparaît qu'à l'ouest de la vallée de l'Orneau, devenant de plus en plus ténue vers l'est et passant latéralement aux dolomies de la Formation de Namur dans la vallée, à peu près au niveau de la voie ferrée.

Elle comprend des bancs minces de calcaire à la base, devenant de plus en plus épais vers le haut où s'y intercalent des dolomies brunâtres pulvérulentes. Des calcschistes s'intercalent dans la partie inférieure de la formation.

La Formation de Lalaing a été exploitée pour la production de moellons, entre autres à Saint Martin-Balâtre.

## **La transition Tournaisien supérieur-Viséen (-345 Ma environ)**

### La Formation de Namur

La production carbonatée se poursuit au Tournaisien supérieur (Ivorien). Ces calcaires ont subi une importante dolomitisation secondaire.

Dans la vallée de l'Orneau, la Formation de Namur (épaisse de 200 m) comprend, de la base vers le sommet :

- des dolomies très crinoïdiques dépourvues de cherts, d'abord stratifiées en bancs de 0,5 à 1 mètre, ensuite submassives ou disposées en bancs plurimétriques ;
- plusieurs mètres de dolomie foncée en bancs minces incluant des cherts (voir encadré) ;
- des dolomies stratifiées, plus massives, souvent crinoïdiques, avec buissons de *Syringopora* ;
- des calcaires et dolomies assez massifs et grenus ainsi que des dolomies claires ou foncées assez fines, à minces cherts ;
- des couches montrant des stratifications entrecroisées avec des bancs lenticulaires;
- de minces bancs de calcaire argileux foncé, alternant avec des lits de calcschiste.

### **La dolomite et la dolomie (DEJONGHE et JUMEAU, 2007 ; BOULVAIN, 2010)**

Ces deux noms sont dérivés de celui du petit village de Dolomieu (Isère) où naquit le géologue et minéralogiste Déodat Dieudonné Gratet de Dolomieu (1750-1801).

La **dolomite** est formée d'un carbonate double de calcium et de magnésium  $\{(Mg,Ca)(CO_3)_2\}$ , la calcite étant composée de carbonate de calcium ( $CaCO_3$ ). Ce minéral ne doit pas être confondu avec la **dolomie** qui est une roche carbonatée constituée d'au moins 50% de dolomite. La dolomie présente la particularité de ne pas être dissoute par l'acide chlorhydrique (HCl) à froid, ce qui permet de la distinguer de la calcite (mais elle fait effervescence à l'HCl à chaud).

La dolomite ne précipite pas directement à partir de l'eau de mer. Elle se forme par réaction de solutions enrichies en  $Mg^{++}$  et  $HCO_3^-$  sur de la calcite. L'explication de ce processus est à rechercher dans la situation paléogéographique.

Lors de l'Ivorien, une plate-forme carbonatée borde le Massif du Brabant. Des massifs calcaires s'érigent à son extrémité méridionale, ces hauts fonds isolant des milieux peu profonds situés en arrière (figure 20, 1). Sous le climat semi-aride, ces étendues d'eau subissent une évaporation importante, celle-ci entraînant la précipitation d'évaporites et, entre autres, de sulfate de calcium, le gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Le calcium étant utilisé pour la formation du gypse, le rapport des concentrations du magnésium et du calcium dans l'eau augmente. Hypersaline, et donc plus dense que l'eau de mer normale présente dans les pores des boues calcaires, cette solution plus chargée en magnésium s'y infiltre, ce qui constitue le début de la **dolomitisation** (figure 20, 2). Dans la calcite, constituée de carbonate de calcium ( $\text{CaCO}_3$ ), des ions  $\text{Ca}^{++}$  se substituent aux ions  $\text{Mg}^{++}$ . L'apport de  $\text{HCO}_3^-$  peut être lié à un afflux d'eau continentale ou à la réduction bactérienne des sulfates<sup>19</sup>, abondants dans l'eau de mer. Le carbonate de calcium se transforme ainsi en un carbonate double de calcium et de magnésium  $\{(\text{Mg}, \text{Ca})(\text{CO}_3)_2\}$ , la **dolomite** (figure 20, 3 et 4). Les mécanismes évaporitiques nécessitent bien entendu un phénomène de recharge en eau marine superficielle, obtenu par des inondations marines périodiques ou par apport en provenance de la nappe phréatique marine.

La dolomie est particulièrement poreuse, ce qui explique sa sensibilité à la dissolution chimique et la création de massifs d'aspect ruiniforme.

L'exploitation de la dolomie vise diverses utilisations : concassage en graviers décoratifs, fabrication de chaux magnésienne pour l'industrie (sidérurgie et verrerie) et l'agriculture, fabrication de matériaux réfractaires, introduction comme charge minérale dans des peintures et autres produits de synthèse ainsi que dans le papier, etc.

À la transition entre le Tournaisien et le Viséen, la vallée de l'Orneau actuelle se situe dans l'extrémité orientale de l'Aire de sédimentation du Hainaut, relativement profonde, où la subsidence entraînera l'accumulation de roches dinantiennes qui pourront atteindre une épaisseur de 2500 mètres, incluant quelques intercalations évaporitiques (figure 20). (DEVUYST et al., 2005 ; HANCE et POTY, 2006).

## **Le Viséen inférieur (Moliniacien) et moyen (Livien)**

### **La Formation d'Onoz**

D'âge viséen inférieur (Moliniacien), épaisse de 120 à 150 mètres, elle fait suite aux dolomies du Tournaisien supérieur.

La formation, constituée de calcaires foncés, fins et nettement stratifiés comprend deux membres.

À la base, le **Membre de la Carrière du Parc**, avec :

---

<sup>19</sup> La réduction des sulfates constitue un processus d'évolution de la matière organique en milieu anoxique. BOULVAIN (2010) souligne le fait que le principal environnement actuel de formation de la dolomite soit les sabkhas (ou sebkhas), dépressions en milieu désertique, temporairement occupées par un lac, généralement salé, et à la fois riches en sulfates et en matières organiques.

- quelques mètres de calcaire noir argileux dolomitique, divisé en plaquettes parfois crinoïdiques ;
- des dolomies intercalées dans de gros bancs métriques de calcaire dont certains sont nettement bioclastiques (brachiopodes, rugueux, crinoïdes).

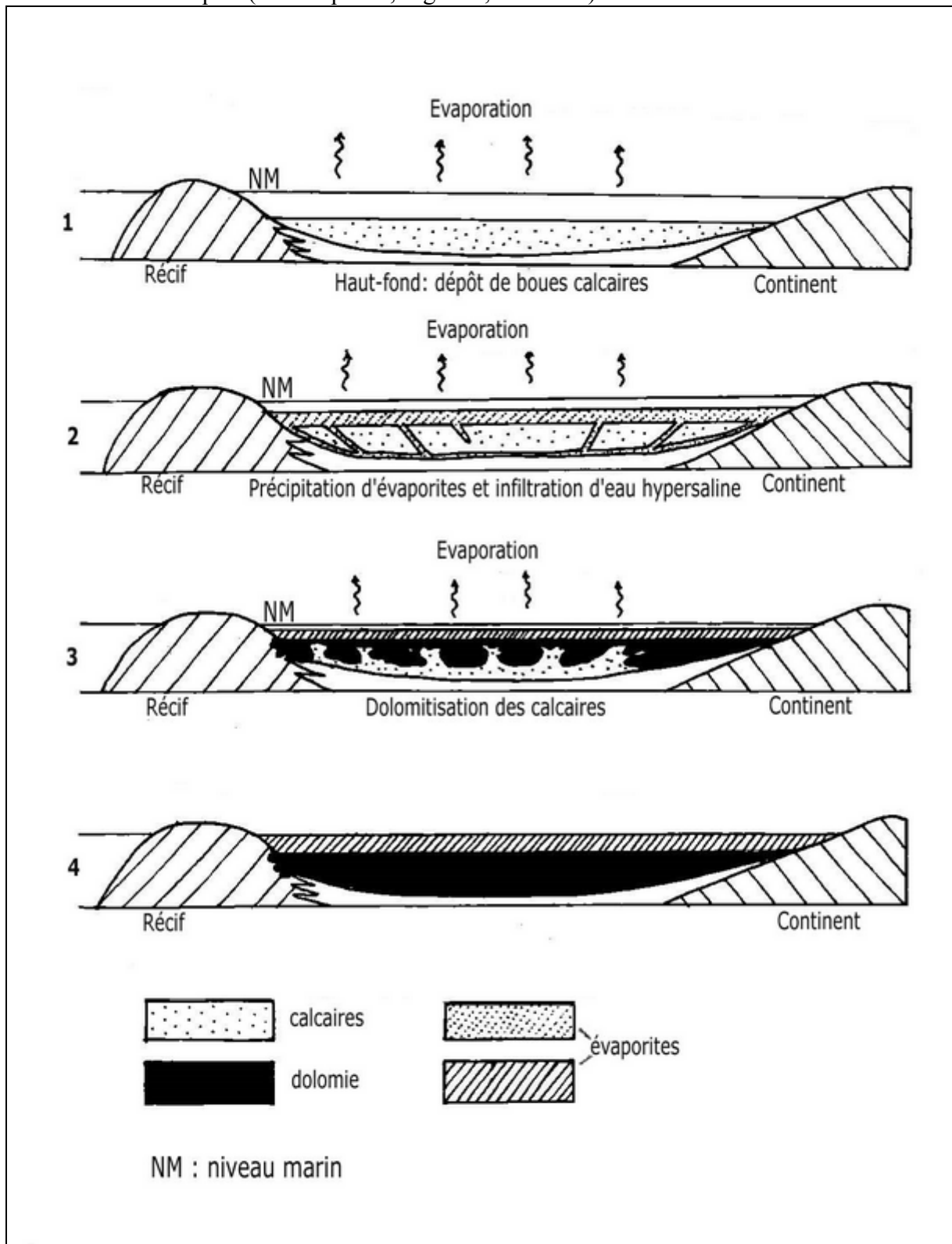


Figure 21. Le processus de dolomitisation (d'après DEJONGHE et JUMEAU, 2007).

Au-dessus, le **Membre de la Carrière Leurquin** comprenant des calcaires foncés, fins et mieux stratifiés incluant des bancs de calcaire à oolithes, des plaquettes de calcaires argileux et quelques intercalations de calcaires bréchifiés.

Le second membre résulte de conditions nettement plus confinées que le premier. Les sédiments se sont déposés en milieu marin très peu profond (infratidal peu profond ou intertidal), voire même supratidal ainsi qu'en témoignent des niveaux à nodules évaporitiques (remplacement de nodules de sulfate de calcium d'origine évaporitique par de la calcite ou de la silice).

Le passage à la Formation de Lives n'est pas clairement établi et a été fixé dans la vallée de l'Orneau aux premiers calcaires clairs à stromatolithes.

### **La Formation de Lives**

Au Livien et au Warnantien, la sédimentation se caractérise par une extension de la plate-forme carbonatée depuis l'ouest de l'Allemagne jusqu'au sud de l'Irlande. Des lagunes s'étalent au sud du Massif du Brabant. Dans ces lagunes, la sédimentation carbonatée prend un caractère rythmique, résultant du degré d'ouverture de la lagune sur la mer.

Si la lagune s'ouvre au milieu marin, une faune diversifiée va se développer grâce au brassage des eaux, bien oxygénées. Les dépôts se feront sous la forme de carbonates assez grossiers, incluant de nombreux fossiles, témoins de conditions propices à l'activité biologique.

Si par contre la lagune est isolée de la mer, elle comprend une nappe d'eau de faible épaisseur et calme. Ce milieu, peu favorable au développement d'êtres vivants, sera l'objet du dépôt de boues carbonatées. La vie y est essentiellement représentée par des tapis bactériens qui se structureront en stromatolithes.

Si les périodes d'ouverture, et donc la recharge en eau de la lagune, se font de plus en plus rares, l'évaporation va entraîner la précipitation d'évaporites, des dépôts riches en chlorure et en sulfates alcalins. Si s'ensuivent des conditions d'ouverture à nouveau propices à la mise en place de sédiments carbonatés, la couche d'évaporite sera intercalée entre deux niveaux de calcaires. Le phénomène peut se répéter, aboutissant à une alternance de couches évaporitiques et calcaires. Cette situation va permettre au phénomène de bréchisation de s'initier (voir encadré).

La Formation de Lives regroupe donc des calcaires stratifiés dans lesquels sont intercalées de façon très anarchique des brèches. Son épaisseur varie en fonction du développement des brèches.

Lors de périodes de régime continental qui survinrent après la fin du Paléozoïque, interrompues seulement par de brèves transgressions marines au Crétacé et au Tertiaire, ces massifs calcaires subiront une karstification intense. Parmi les cavités qui se créeront ainsi, on compte la Grotte de Spy (DEJONGHE et JUMEAU, 2007).

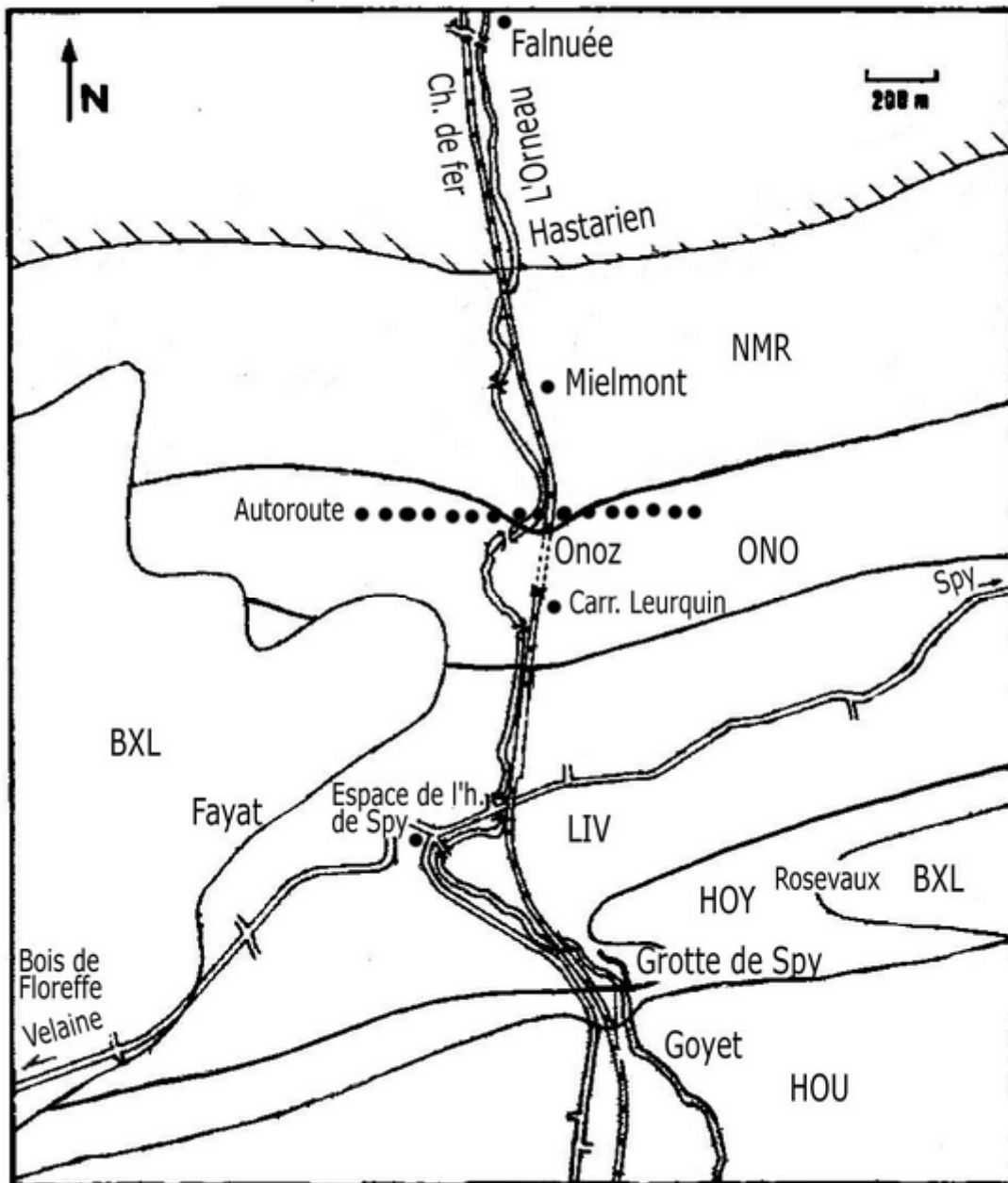


Figure 22. Croquis géologique entre l'Hastarien et le Houiller d'après DELCAMBRE et PINGOT, 2008-B (trame de la carte extraite de LACROIX, 1981).

Formations et groupes :

**NMR** : Fm de Namur ; **ONO** : Fm. d'Onoz ; **LIV** : Fm. de Lives ; **HOY** : Groupe du Hoyoux ; **HOU** : Groupe houiller.

## **Le Membre du calcaire de Lives stricto sensu**

La partie inférieure, plus claire, se caractérise par un important développement de faciès algaires avec des calcaires gris clair. Il comprend une première intercalation de brèche gris clair (Petite brèche des anciens auteurs).

Au-dessus, on trouve une alternance séquentielle avec :

- aux bases, du calcaire bioclastique foncé, grenu, en gros bancs ;
- aux sommets, des bancs de calcaire fin (calcilutite), souvent algaire ou stromatolithique.

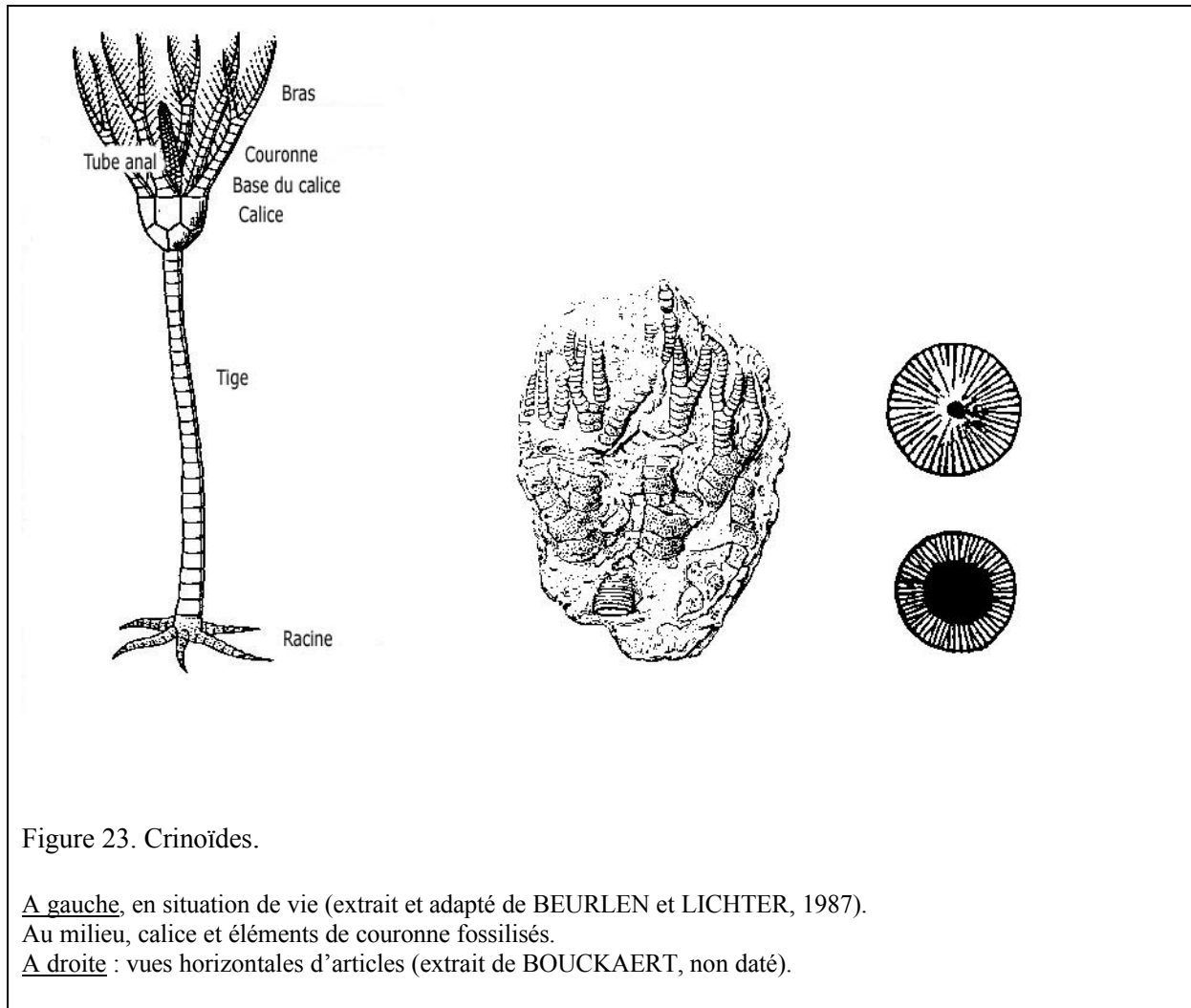
Une séquence plus épaisse (séquence 0) constitue un repère, avec une base bioclastique épaisse de plus d'une dizaine de mètres, avec présence d'un gros lit cinéritique argileux dans la partie algaire<sup>20</sup>.

### **Les crinoïdes**

Les crinoïdes sont des échinodermes, retrouvés depuis l'Ordovicien. Ils sont également dénommés *Lys de mer*. Cette appellation vient du fait qu'ils sont composés d'un corps le plus souvent globuleux constituant un calice portant des bras, tentacules préhensiles généralement dichotomisés entre lesquels émerge le tube anal. Le calice est porté par une tige (ou pédoncule) qui permet la fixation de l'animal. Ce sont les articles de tige, les entroques, qui sont le plus souvent retrouvés dans les sédiments. Certains sédiments sont constitués presque uniquement de leurs restes, comme l'*encrinite* ou *calcaire à entroques*.

---

<sup>20</sup> DELCAMBRE et PINGOT (2008-A) renseignent un point d'observation de cette séquence dans une ancienne carrière dans la vallée du ruisseau des Chauffours. Celle-ci est malheureusement actuellement en voie de comblement par des dépôts de terre rendant à l'avenir toute observation géologique impossible.



### Le Membre de la brèche

La brèche est constituée essentiellement de fragments de calcaire algaire et des petits blocs de dolomie unis par un ciment calcitique. Elle présente un aspect en gros bancs massifs, donnant parfois l'impression d'être partiellement stratifiés. Il s'agit alors de plans de stratification conservés et effondrés ou glissés au cœur de la brèche, affectés de plis de styles irréguliers et déversés dans des sens divers.

### Le phénomène bréchiq

Une brèche est une roche détritique du groupe des conglomérats : débris de roches liés par un ciment. Ses éléments n'ont été soumis qu'à un transport faible, ce qui a leur a permis de conserver leurs contours anguleux, contrairement au poudingue, conglomérat constitué de cailloux roulés (galets).

Il existe plusieurs hypothèses concernant la formation des brèches :

- origine sédimentaire, la brèche résultant de glissements de terrains sous-marins (slumps) ;
- origine tectonique : « raclage » et accumulation de terrains empruntés au front d'une nappe de charriage (olistostrome) lors du glissement en nappe des calcaires du Viséen et des schistes du Silésien suite à une phase de surrection précoce de l'orogénèse varisque ;
- dissolution de niveaux évaporitiques intercalés dans les calcaires issus de tapis algaires déposés dans un milieu peu profond de type lagunaire (figure 24); ces évaporites dissoutes par la circulation d'eau moins saline ou douce auraient provoqué l'effondrement des couches de calcaires à stromatolithes les recouvrant (cette dernière hypothèse est celle privilégiée pour la formation de la brèche du Livien).



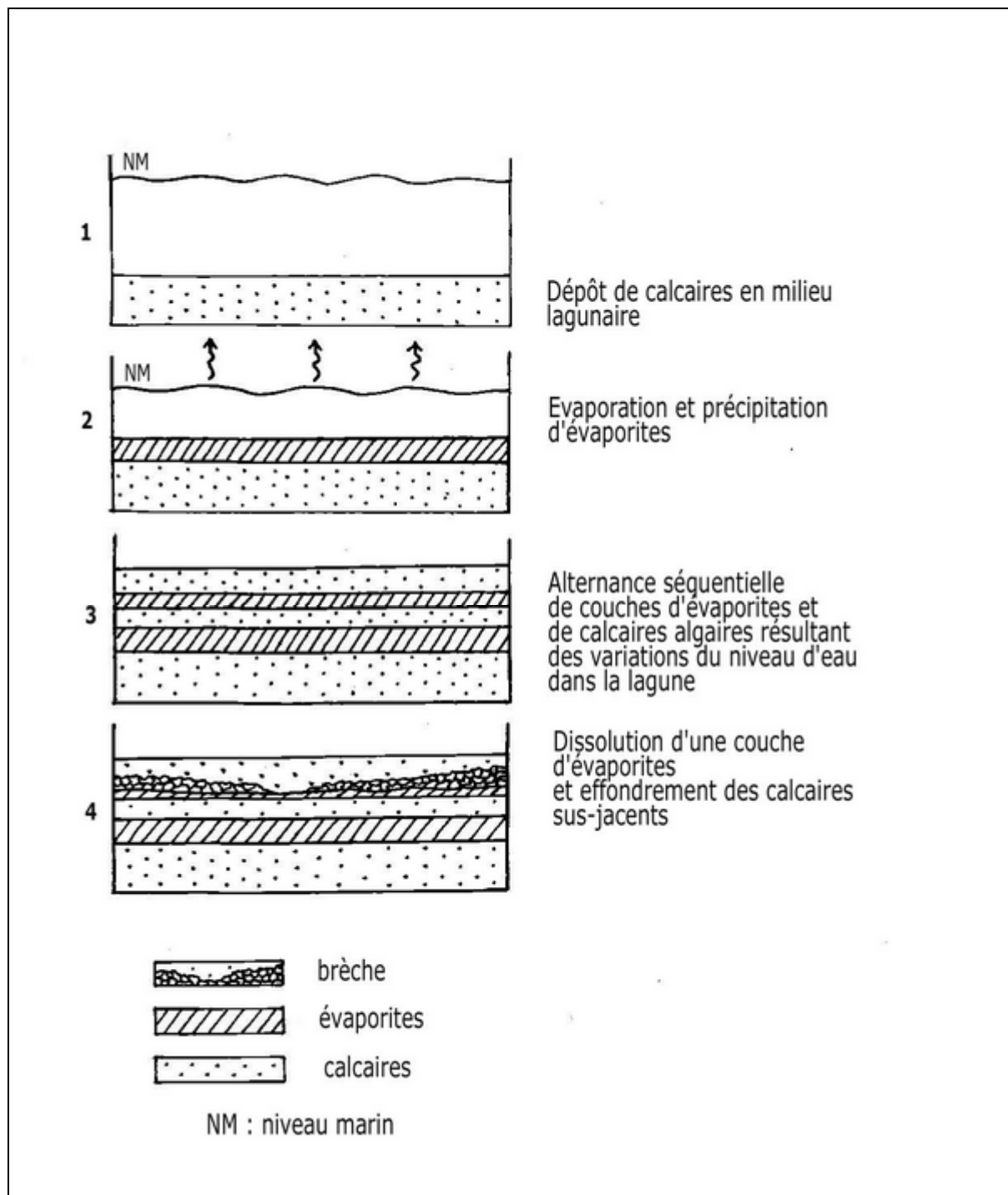


Figure 24. Modélisation de la formation d'une brèche.

### Le Viséen supérieur (Warnantien) : le Groupe du Hoyoux

Il s'agit de calcaires foncés stratifiés, en petits bancs réguliers, à fines laminations algaires, comprenant des rognons de cherts. Des bancs de calcaires argileux et de calcschistes s'y intercalent. Ces couches sont surmontées de calcaire finement bioclastique et de calcilutite foncés. On y trouve quelques lits de charbon terreux (terroule).

Ces calcaires ont été exploités pour la production de moellons.

### **Les cherts**

En Europe, le terme de *chert* désigne des concrétions, nodules et lits siliceux intercalés dans les calcaires ante-Crétacé<sup>21</sup>. Ils se présentent sous forme d'alignements de rognons de quelques centimètres d'épaisseur le long de certains plans de stratification. Parfois, par coalescence, ils forment des bancs. On observe ces nodules aussi bien dans les calcaires de plate-forme que dans les calcaires pélagiques.

Les cherts, d'une tonalité vitreuse à la cassure, ne réagissent pas à l'acide, contrairement au calcaire environnant. Ils sont en fait constitués de dépôts de silice, disséminés dans les sédiments calcaires.

L'hypothèse la plus couramment admise quant à leur origine implique des dépôts de spicules<sup>22</sup> siliceux (en environnement peu profond) ou de radiolaires<sup>23</sup> (en environnement pélagique) ; moins sensibles à la dissolution par l'eau de mer que les organismes calcaires, ils ont persisté là où ceux-ci ont disparu. Après s'être dissoute, la silice a précipité sous forme d'opale à proximité de germes de croissance (comme des fossiles, des grains détritiques) pour subir ensuite une transformation diagenétique de l'opale en microquartz et calcédoine (variétés du quartz) (BOULVAIN, 2010).

### **Le Silésien ou Groupe Houiller**

Au sud des terrains dinantiens, on aborde la partie septentrionale du bassin houiller de la Basse-Sambre, avec ses terrains silésiens (-359,2 à -299 Ma).

Les couches comportent essentiellement des grès, des siltites et des shales. Au sein de ces sédiments, on trouve à plusieurs niveaux des veines minces de charbon, dépassant rarement le mètre. Certaines ont été exploitées.

Ces terrains sont traditionnellement composés de plusieurs formations, d'âge Namurien et Westphalien : Chokier, Andenne, Châtelet, Charleroi. Celles-ci s'avèrent cependant très difficiles à distinguer ici, à l'exception de la Formation de Chokier.

Au Namurien inférieur, la mer se réinstalle progressivement, en provenance du nord. Elle envahit d'abord le futur Synclinorium de Namur et ensuite, au sud, celui de Dinant. La

---

<sup>21</sup> On réserve le nom de *silice* aux accidents siliceux de la craie.

<sup>22</sup> Bâtonnets siliceux ou calcaires dont l'assemblage constitue tout ou partie du squelette de certains invertébrés, comme par exemple des échinodermes (FOUCAULT et RAOULT, 2010).

<sup>23</sup> Protozoaires marins et pélagiques du groupe des Actinopodes possédant un squelette siliceux (FOUCAULT et RAOULT, 2010).

Belgique actuelle se trouve alors à 8° de latitude sud, en climat équatorial, chaud et humide, caractérisé par des forêts pluviales étendues, mais incluant de régulières périodes de sécheresse. Ces périodes de sécheresse étaient probablement liées à la formation d'inlandsis.

Au Carbonifère récent (0° de latitude environ), la poursuite de la surrection et de l'érosion de la chaîne hercynienne occasionne le déversement de grandes quantités de matériaux détritiques vers le nord et vers le sud, en provenance de l'Ardenne et de l'actuel Bassin de Paris. Par l'effet d'une subsidence, ils s'accumulent dans un grand bassin de sédimentation entraînant la formation de deltas (figure 24). Dans nos régions, ceux-ci s'étendent progressivement vers le nord et le Massif du Brabant (BLESS et FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000 ; BOULVAIN et PINGOT, 2012).

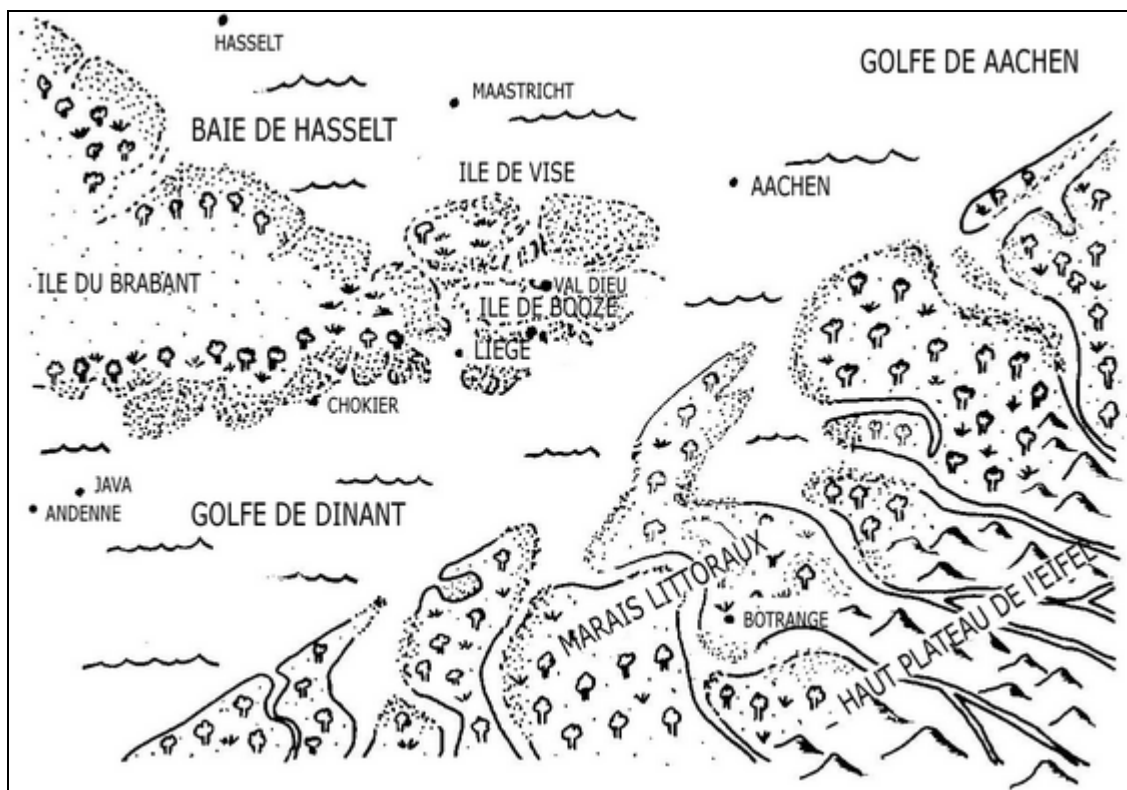


Figure 25. Situation paléogéographique dans l'est de la Belgique au Namurien (d'après BLESS et FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000).

La sédimentation résulte de l'alternance de phases de stabilité et de phases de subsidence dans un contexte de bassin paralic.

En période de subsidence, les dépôts sont terrigènes. Lors des phases de stabilité, les apports argilo-sableux diminuent tandis que la végétation peut s'implanter sur le sol sableux émergé: Filicales (fougères), Equisétales (prêles), Lycopodiales, Ptéridospermales<sup>24</sup> et Cordaïtales, ces dernières étant des précurseurs des conifères. Tous ces végétaux sont à l'origine de déchets organiques qui s'accumulent. Lors d'une nouvelle phase de subsidence,

<sup>24</sup> Plantes uniquement fossiles, proches des fougères mais possédant de gros ovules ressemblant à des graines.

l'inondation recouvre ces matières organiques qui vont subir une transformation physico-chimique<sup>25</sup>. Si la période d'instabilité se déroule de façon relativement douce, la subsidence aidant, des sédiments détritiques fins vont recouvrir le sol ainsi que sa couverture organique ; ils formeront un toit de schistes doux.. Si la nouvelle inondation s'effectue par contre sur un mode plus dynamique, l'horizon pédologique pourra être érodé (wash-out) et remplacé ensuite par une couche sableuse (qui se transformera ensuite en grès) (DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A).

La constitution des veines de charbon s'effectue donc d'une façon cyclique, caractérisée par la répétition de trois termes :

- un sol de végétation, appelé le « mur, originellement une couche sableuse bioturbée ;
- la houille, formée de débris végétaux accumulés en l'absence d'oxygène et fortement compactés<sup>26</sup> ;
- les schistes de toit à granulométrie variable.

Ce cycle s'est produit des centaines de fois au cours du Westphalien. La sédimentation houillère va recouvrir jusqu'au Massif du Brabant, enseveli sous 2 à 3 kilomètres de terrains qui seront érodés au Jurassique. La mer se cantonne ensuite au nord des actuels Pays-Bas, n'effectuant plus que quelques brèves incursions (BOULVAIN et PINGOT, 2012).

Les terrains houillers ne sont guère exposés sur le parcours de l'excursion, seules les Formations de Chokier et d'Andenne étant concernées.

Des roches de la Formation de Chokier, on peut rechercher des débris de phtanites dans le versant est de la vallée de l'Orneau, au sud des derniers affleurements calcaires du Groupe du Hoyoux. Un peu plus au sud encore, dans le même versant, quelques petits affleurements de grès de la Formation d'Andenne sont visibles.

## LA COUVERTURE CÉNOZOÏQUE

### La Formation de Bruxelles (Lutétien inférieur, anciennement Bruxellien)

La Formation de Bruxelles est issue de sédiments déposés à l'Éocène (-55,8 à -33,9 Ma) et plus précisément au Lutétien inférieur (-48,6 à -40,4 Ma). Elle recouvre partiellement le plateau à l'est et à l'ouest de la vallée de l'Orneau. Ces lambeaux du Tertiaire subsistent sur les reliefs ou au sein des poches développées dans le karst dinantien, ce qui a permis leur préservation locale. Ailleurs, les dépôts ont été enlevés par l'érosion.

Comment se sont constitués ces dépôts ?

---

<sup>25</sup> L'accumulation de matière a pu se produire en raison de l'absence de microorganismes décomposeurs capables d'oxyder la lignine (champignons, bactéries).

<sup>26</sup> 15 mètres de matériaux organiques ne procurent in fine que 50 centimètres de houille.

Après la régression de l'Yprésien, la Belgique se trouve en régime continental. Des rivières s'écoulent avec une direction nord – nord-est, leur embouchure se situant au niveau de l'actuelle frontière belgo-hollandaise.

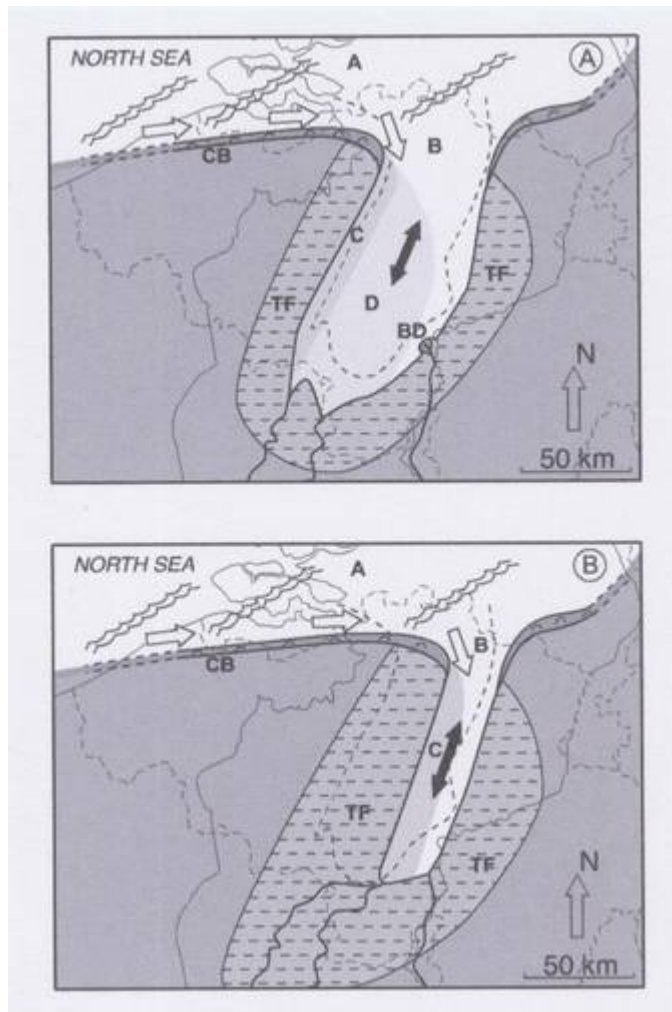


Figure 26. Situation paléogéographique lors du dépôt des sables de Bruxelles (HOOTHUYS, 2011)

- A. Durant la transgression, lors des dépôts initiaux dans la partie occidentale du bassin.
- B. A la fin du comblement du bassin.

**A** : mer ouverte ; **B** : entrée de la baie ; **C** : aire occidentale de dépôt rapide ; **D** : aire de dépôt plus lent, sable fin et boues carbonatées ; **BD** : delta d'amont ; **CB** : barrière côtière et plage ; **TF** : plaine intertidale et marais.

**Flèches blanches** : transport de sédiments

**Flèches noires** : courants de marée dans la baie.

Suite à une accentuation de la chute du niveau marin d'un ordre de grandeur de 30 à 50 mètres, elles commencent à inciser le socle brabançon, au faible relief.

Suite à une remontée rapide de son niveau, la mer pénètre dans les embouchures des rivières qu'elle érode et élargit. Les embouchures évoluent vers la formation d'un estuaire.

L'élévation du niveau marin va entraîner l'évolution de cet estuaire en une vaste baie ; large de 50 à 70 kilomètres et orientée SSW-NNE, elle remonte jusqu'à l'Entre-Sambre-et-Meuse ; elle constituera le **Bassin de Bruxelles** (figure 26 A). Sa périphérie est bordée par une zone intertidale et des marais. Le va-et-vient des marées entraîne d'importants mouvements d'eau dans le bassin. Des courants côtiers véhiculent du sable qui est piégé dans le bassin. Une progradation selon un axe ouest-est va conduire à un rétrécissement de la baie qui va progressivement se combler (figure 26 B).

Après une phase régressive, une nouvelle transgression va s'opérer, envoyant tout notre pays et s'étendant alors jusqu'au Bassin de Paris. L'envahissement marin est responsable d'un ravinement transgressif qui enlève 10 à 20 mètres du sommet de la couverture sableuse ainsi que les dépôts intertidaux. Dans le nord-ouest du pays, la transgression laisse quelques dépôts sableux (HOUTHUYS R., 2011).

La Formation de Bruxelles comprend des sables quartzeux, dont la couleur varie du jaune pâle au rouille suivant la teneur plus ou moins élevée en oxyde de fer. A l'origine, ces sables étaient carbonatés et ont été le plus souvent fortement décalcifiés. Ils contiennent des bancs de grès clair à *Nummulites laevigatus* (Foraminifères à test calcaire, dont il ne demeure que l'empreinte après dissolution). Cette pierre, le Grès de Velaine ou Grès de Fayat, est peu cohérente lorsqu'elle affleure à la surface mais nettement plus dure lorsqu'elle apparaît dans d'anciennes exploitations (figure 27).

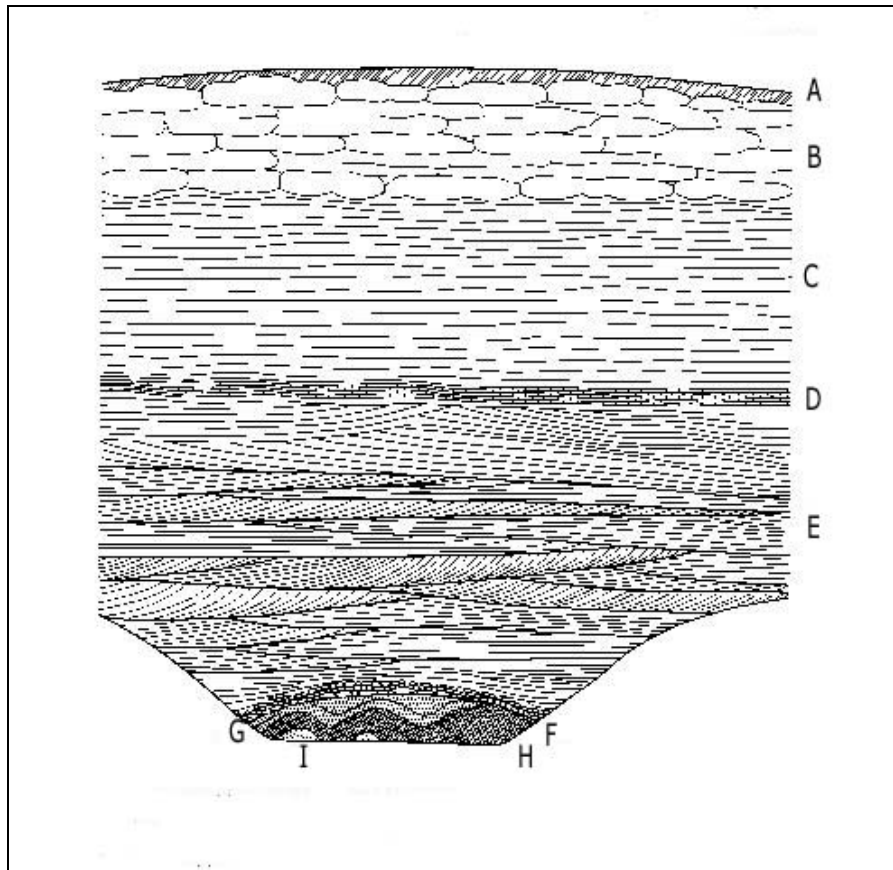


Figure 27. Coupe reconstituée d'une sablière dans la Formation de Bruxelles au nord-est de Velaine (d'après RUTOT, 1887, extrait de DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A).

Légende :

- A** Humus sableux et caillouteux (0,5 m).
- B** Banc de grès plus ou moins dur, continu, fendillé et fossilifère (3 m).
- C** Sable blanc ou roux très stratifié (5 à 6 m).
- D** Lit de sable grossier et graveleux, très finement stratifié avec nombreuses linéoles de glauconie (0,3 m).
- E** Sable verdâtre, glauconifère, plus ou moins irrégulièrement stratifié, traversé par de fines linéoles d'argile (8 à 9 m).
- F** Gravier épais, formé de gros quartzites roulés de la grosseur du poing et plus.
- G** Sous le gravier, lit d'argile rouge vif, puis argile grise ou violacée, fine, plastique (0,8 m).
- H** Lit ondulé d'argile plastique noire (0,3 m).
- I** Sable grossier jaunâtre et cailloux roulés de quartzite et de phtanite visible sur 0,2 m.

La grésification du sable peut s'expliquer par la précipitation autour des grains de solutions riches en silice pouvant provenir d'une dissolution des sables quartzeux sus-jacents ; il s'ensuit dès lors une cimentation des grains de sables et la constitution de grès (DEJONGHE et JUMEAU, 2007).

## **LES ALLUVIONS MODERNES ET LES LIMONS (DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A ; BOULVAIN et PINGOT, 2012)**

### **Les alluvions modernes**

Dans les fonds des vallées de l'Orneau et de ses affluents, les roches ne sont plus guère visibles. L'érosion en amont s'est traduite par colluvionnement en un dépôt de mélanges d'argiles, de limons, de sables et de graviers. Le lit mineur de la rivière est formé de dépôts sablo-graveleux. Le lit majeur, la plaine d'inondation est recouverte de limons et d'argiles. Ce sont les alluvions modernes, reprises sur les cartes et croquis sous l'abréviation **AMO**.

### **Les limons**

Les plateaux dominant les vallées sont recouverts d'une importante couche de limons (loess) qui leur confèrent leur grande valeur agricole. Ces limons peuvent également s'accumuler au sein de fissures et de cavités naturelles des roches en place.

Il s'agit de sédiments éoliens (ce qui leur confère une grande homogénéité latérale), composés de quartz et d'une fraction carbonatée d'importance variable (0 à 15%), déposés durant les glaciations du Quaternaire (Pléistocène). La composition en minéraux denses de ces loess (notamment leur relative richesse en hornblende<sup>27</sup> verte) indiquent qu'ils proviennent de l'entraînement par le vent de particules fines et sèches (déflation éolienne) à partir des alluvions du fond de la Mer du Nord (alors émergé<sup>28</sup>) ; ces alluvions étaient alimentées par les grands fleuves du nord-ouest de l'Europe et par des apports des glaciers scandinaves. L'épaisseur des limons dépasse souvent 15 mètres.

Les limons quaternaires décalcifiés ont été exploités pour la fabrication de briques à Grand-Manil (Gembloux).

---

<sup>27</sup> Amphibole (inosilicate, c'est-à-dire silicate en chaîne) calcique.

<sup>28</sup> Une énorme quantité d'eau était en effet immobilisée à l'époque sous forme de glace dans les inlandsis couvrant le nord de l'Europe, de l'Asie, de l'Amérique ainsi que le Groenland.



## 2.2 LA TECTONIQUE (DEBACKER et al., 2005 ; DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A ; BOULVAIN et PINGOT, 2012)

Trois étages tectoniques se manifestent dans la vallée de l'Orneau (figure 28) :

1. **P'ensemble structural calédonien**, qui a affecté le Massif calédonien du Brabant, dont on découvre ici la bordure sud, formée des terrains de l'Ordovicien et du Silurien ;
2. **P'ensemble structural varisque** (ou hercynien), ayant touché le bord nord du Synclinorium de Namur : couverture dévonienne, pas ou peu affectée par l'orogénèse varisque et Parautochtone, avec une accentuation de la déformation vers le haut et vers le sud ;
3. **P'ensemble structural postvarisque** qui concerne les dépôts du Méso-Cénozoïque couvrant la moitié nord de la Belgique, qui atteignent ici leur limite méridionale.

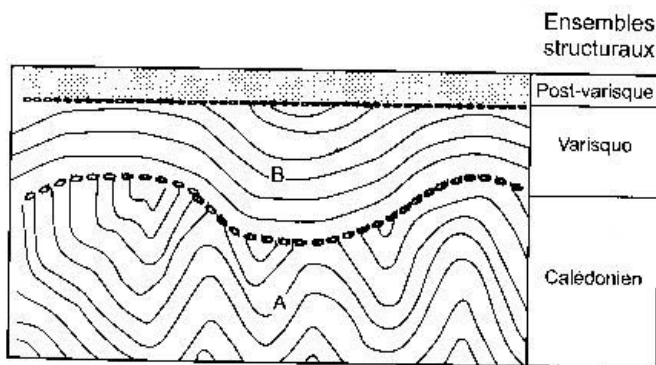


Figure 28. Relations structurales schématisées dans la vallée de l'Orneau et ses alentours (simplifié d'après DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A).

### LE CYCLE CALÉDONIEN

L'orogénèse calédonienne s'étend d'environ -540 (Cambrien) à -385 Ma (Dévonien inférieur). Elle résulte de la rencontre de plusieurs plaques continentales (voir détails ci-dessous). D'une façon générale, en cas de convergence, il y a collision de ces plaques continentales, trop légères pour plonger dans le manteau terrestre. Dès lors, leurs bords se déforment et se cassent, entraînant la formation de reliefs, une orogénèse. L'orogénèse calédonienne est responsable de l'édification de chaînes montagneuses s'étendant de la Scandinavie aux Appalaches (en partie), en passant par l'Écosse<sup>29</sup> et l'Irlande. D'autres chaînes se développent plus à l'est, comme les Calédonides germano-polonaises et celles d'Europe centrale. L'Ardenne est concernée par cette orogénèse orientale qui se manifeste dans nos régions par un plissement majeur, la **phase ardennaise**, datée du Caradocien moyen.

<sup>29</sup> D'où son nom, dérivé de *Caledonia*, nom latin de l'Écosse.

Celle-ci, résultant de la collision des plaques Avalonia au sud et Baltica au nord, a provoqué un premier soulèvement de l'Ardenne. On ne s'intéressera cependant ici qu'aux répercussions de cette orogénèse sur le Massif du Brabant.

A la fin du Silurien (post-Ludlow) et au début du Dévonien, en raison de la collision entre Avalonia-Baltica et Laurentia, le Massif du Brabant subit à son tour, du nord vers le sud, des poussées entraînant des déformations tectoniques. C'est la **phase condruso-brabançonne** de l'orogénèse calédonienne. Un jeu en compression s'opère, déformant ainsi progressivement le noyau cambrio-ordovicien qui est écrasé contre le versant nord-est des blocs du socle précambrien (*low-density bodies*). Des zones de cisaillement d'orientation générale nord-ouest – sud-est entraînent un « échappement latéral », avec déplacement d'une partie des écailles cambriennes vers le sud-est. Sous les contraintes, le cœur du massif s'élève, avec érosion des dépôts sédimentaires sus-jacents. Comme exposé plus haut, au nord-est comme au sud-est de la déformation, se créent deux bassins, les bassins ordovico-siluriens d'avant-pays qui se comblent de sédiments à partir du nord et du sud. Sous la pression, les parties latérales du noyau cambrio-ordovicien s'étalent en s'indentant dans les dépôts ordovico-siluriens (figures 11-3,4 et 29). Sur le plan tectonique, le cœur du Massif du Brabant apparaît donc découplé de sa bordure ordovico-silurienne. La partie centrale constituerait une écaille expulsée (« *pop-up* »), aux couches très redressées, à schistosité (voir encadré et figure 29) subverticale et aux plis à fort plongement tandis que la bordure ordovico-silurienne méridionale montre une schistosité à pendage nord et des plis beaucoup moins plongeants.

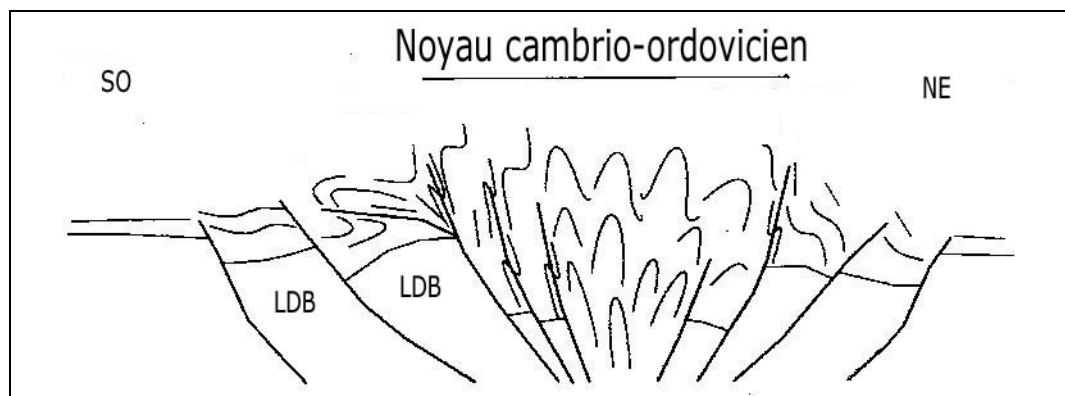


Figure 29. Le noyau du Massif du Brabant interprété comme une écaille en coin (« *pop-up* »), expulsée par compression entre les blocs du socle précambrien, les « *low-density bodies* » (LDB) (NB : seuls les deux LDB situés à l'extrême-gauche sont annotés sur le schéma) ; ces blocs résulteraient d'effondrements lors de la formation avortée d'un rift (simplifié d'après DEBACKER et al., 2005).

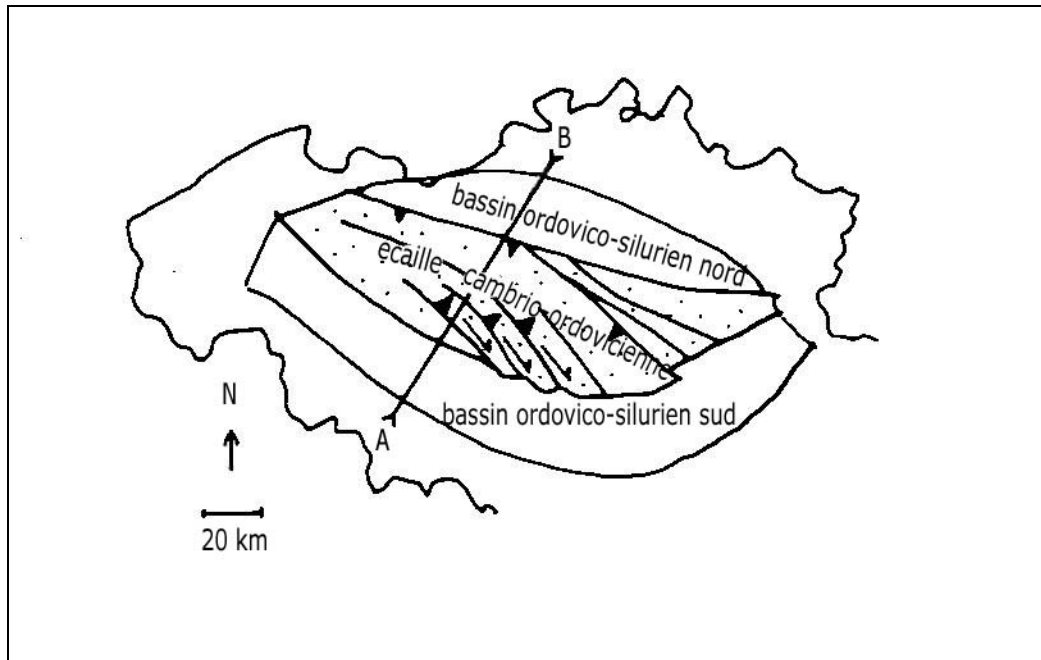


Figure 30. Schéma tectonique du Massif du Brabant (simplifié d'après BOULVAIN et PINGOT, 2012). L'axe A-B est celui des coupes des figures 11 et 29).

Au Dévonien inférieur (Lochkovien), l'ascension du massif du Brabant se poursuit, avec émergence de son cœur. Les dépôts situés sur le noyau, d'âge silurien, ainsi que ceux du Dévonien, sont enlevés tandis que la déformation des dépôts du Silurien moyen jouxtant le cœur du massif s'accroît. Du Praguien au Givétien, la zone déformée s'étend latéralement. Les dépôts latéraux du Silurien au Dévonien inférieur (Praguien/Emsien) et peut-être même ceux du début du Dévonien moyen (Eifelien) sont repoussés jusqu'à l'inversion. Cette dernière phase orogénétique calédonienne, avec remontée importante du massif, constitue la **phase bollandienne**. L'ampleur des mouvements atteint largement 4000 mètres.

Avant le début du Mésodévonien, l'érosion a donc déjà fait disparaître tout ou partie des terrains ordoviciens et siluriens. La chaîne calédonienne et ses petits rameaux ont subi une pénépléation importante durant l'Éodévonien, phénomène qui s'est prolongé jusqu'au Dévonien moyen. On a pu calculer que la vitesse de dénudation du Massif durant cette période dépassait les 250 mm/1000 ans (SUMMERFIELD, cité par DEBACKER et al., 2005). Une lacune existe donc au Dévonien inférieur (Lochkovien-Praguien-Emsien) ainsi qu'au Dévonien moyen inférieur (Eifelien), étages qui ne sont donc pas représentés dans la vallée de l'Orneau où l'on passe directement du Silurien au Givétien.

## LE CYCLE VARISQUE OU HERCYNIEN<sup>30</sup>

L'orogénèse varisque résulte d'une importante poussée rapprochant le Gondwana au sud (Afrique, Amérique du Sud, Inde, Antarctique et Australie) de la Laurasia (Europe, Asie, Inde exceptée, Amérique du Nord et Groenland) avec fermeture de l'océan intermédiaire, la

<sup>30</sup> Du latin *Hercynia silva*, la forêt hercynienne, qui s'étendait sur l'Allemagne centrale.

Téthys ou proto-méditerranée. Ces mouvements sont à l'origine de la formation d'une immense chaîne montagneuse. Se propageant du sud-est vers le nord-ouest, l'orogénèse varisque ou hercynienne s'étendra ainsi de l'Amérique du Nord (Appalaches) à la Scandinavie en passant par la Belgique (Ardenne). Les roches seront ainsi plissées et fracturées.

Au cours de la **phase bretonne**, à la fin du Dévonien et au début du Carbonifère, apparaît le noyau de la chaîne hercynienne ou varisque. Durant le Néodévonien et le Carbonifère ancien, l'influence de l'orogénèse hercynienne se limite à des mouvements verticaux le long de quelques failles anciennes.

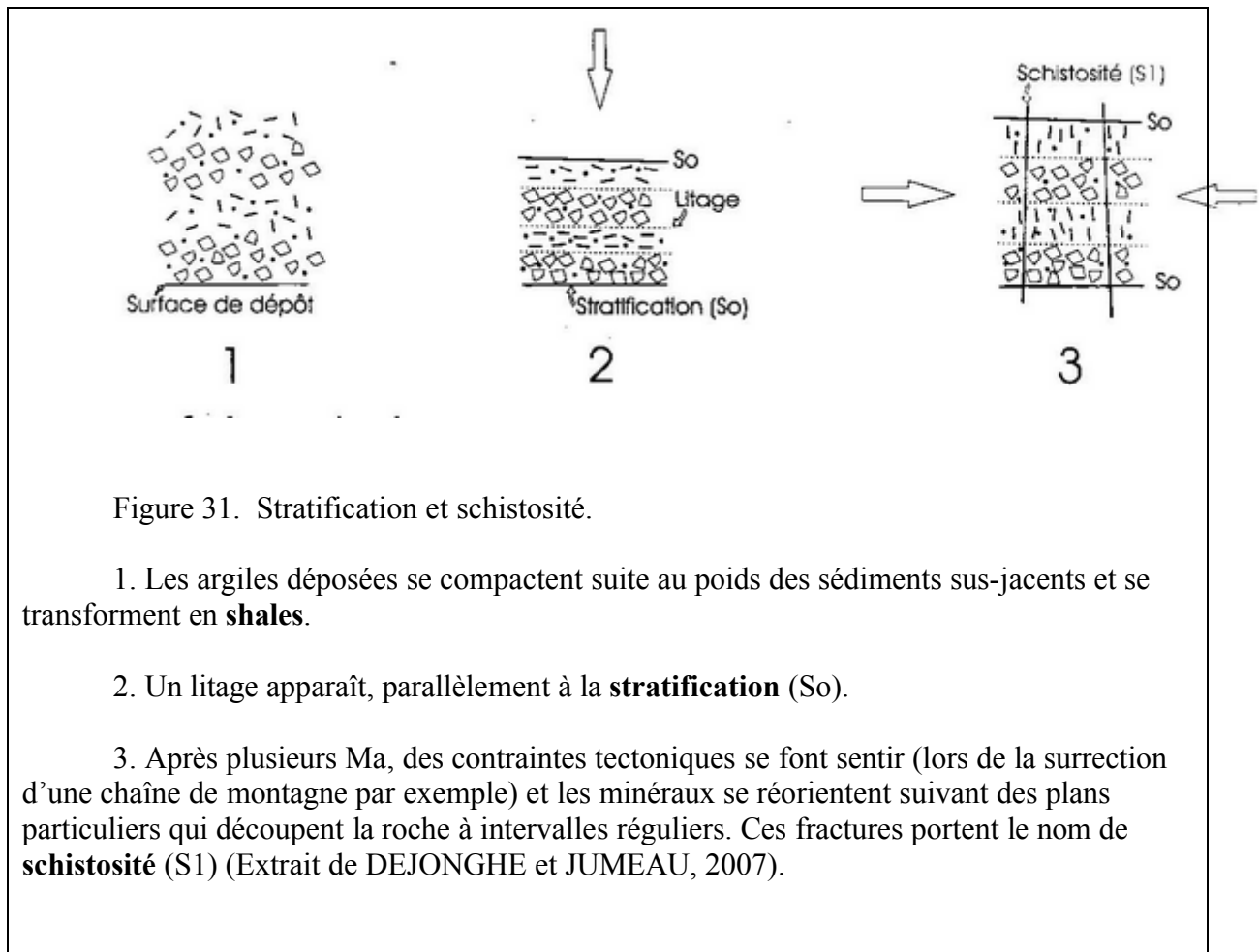
C'est surtout au cours du Carbonifère récent que l'empreinte du mouvement se marque sur nos régions, d'abord lors de la **phase sudète** qui se place à la transition entre le Carbonifère ancien et le Carbonifère récent. La phase suivante de la poussée date du Westphalien ; c'est la **phase asturienne**, vers -310 Ma à -305 Ma. Ces processus conduisent, environ 80 Ma après les dépôts de sédiments, à la formation des reliefs du Dévonien et se terminent au Permien. Dans sa totalité, l'orogénèse varisque s'étend sur une période comprise entre -480 et -290 Ma. Elle a engendré les grandes unités structurales observées actuellement dans nos régions comme l'Anticlinorium de l'Ardenne, le Synclinorium de Dinant, etc.

### **La schistosité**

Les shales sont des argiles compactées, plus ou moins riches en silts, se délitant parallèlement à la stratification (So). Sur le terrain, on les dénomme souvent *schistes*, alors que ce terme doit s'appliquer à une roche indurée, de granulométrie fine, affectée d'une schistosité.

Sous l'effet des pressions, d'origine tectonique ou lithostatique, les roches argileuses, qu'elles soient d'origine calédonienne ou plus récentes, voient leurs minéraux se dissoudre et se réorienter suivant des plans particuliers, ce qui entraîne une découpe de la roche à intervalles réguliers (figure 31). Ce sont ces fractures acquises par les shales, avec des feuilletts parfois relativement minces, qui portent le nom de **schistosité**.

La roche peut de surcroît subir un métamorphisme, comme c'est le cas pour les phyllades ardoisiers. Dans ce cas, la plus grande partie des minéraux a recristallisé, avec apparition d'espèces nouvelles, et s'est disposée dans des plans perpendiculaires à la pression. Les feuilletts, fines plaquettes luisantes, ont alors un aspect finement cristallin (BOULVAIN, 2010).



## LES RÉPERCUSSIONS DU CYCLE ALPIN

A partir du Cénozoïque, suite à la collision de la plaque tectonique européenne avec celle de l'Afrique, un nouvel événement tectonique affecte nos régions. C'est le Cycle alpin qui va entraîner la formation des grandes chaînes montagneuses de l'Europe méridionale (Alpes, Pyrénées, Carpates etc.).

Chez nous, le socle primaire fait à la fin du Tertiaire l'objet d'un basculement du sud-est vers le nord-ouest ; la conséquence en est un soulèvement timide des régions ardennaises à partir du Miocène moyen, ne permettant pas encore un encaissement important des cours d'eau.

Ces mouvements s'accroissent et s'intensifient au Pliocène, entraînant alors ce phénomène d'encaissement profond. C'est au Quaternaire, vers la fin du Pléistocène moyen, que le relief et les cours d'eau acquièrent, dans les grandes lignes, une situation comparable à celle qu'ils ont actuellement. Le cycle alpin est toujours en cours actuellement. En effet, une hypothèse estimée raisonnable considère que l'Apulie, représentée par le substratum écaillé de la péninsule italienne, le substratum des masses helléniques et le domaine austro-alpin, est toujours liée à l'Afrique ; elle s'insère en coin dans l'Eurasie qu'elle « tamponne », l'Europe

passant en subduction sous elle ; la poussée contribue ainsi à l'édification des reliefs des Alpes (LALLEMAND et al., 2005).

Chez nous, les effets du cycle alpin sont mineurs en comparaison des répercussions méridionales. Cependant, après la phase orogénétique varisque, les dépôts surmontant le Westphalien sont progressivement enlevés dans le territoire qui nous intéresse. C'est sur la surface imparfaitement aplanie, inclinée de quelques degrés vers le nord, que se déposent les sédiments lutétiens.

#### **La tectonique en résumé :**

Les mouvements qui aboutiront au regroupement des petites plaques, telles que Avalonia, Baltica et Laurentia pour former Euramerica, sont responsables de l'**orogénèse calédonienne**.

C'est ensuite le Gondwana qui va se rapprocher de Euramerica, occasionnant l'**orogénèse varisque** (ou **hercynienne**) et la surrection de la chaîne montagneuse éponyme.

Enfin, la persistance de cette poussée de Gondwana sur la plaque européenne provoquera, plus tardivement, la formation de chaînes de montagnes dans l'Europe méridionale. Ce cycle orogénique, le **Plissement alpin** se répercute plus au nord, dans nos régions, sous une forme très atténuée.

## SECONDE PARTIE

### ITINÉRAIRE D'EXCURSION

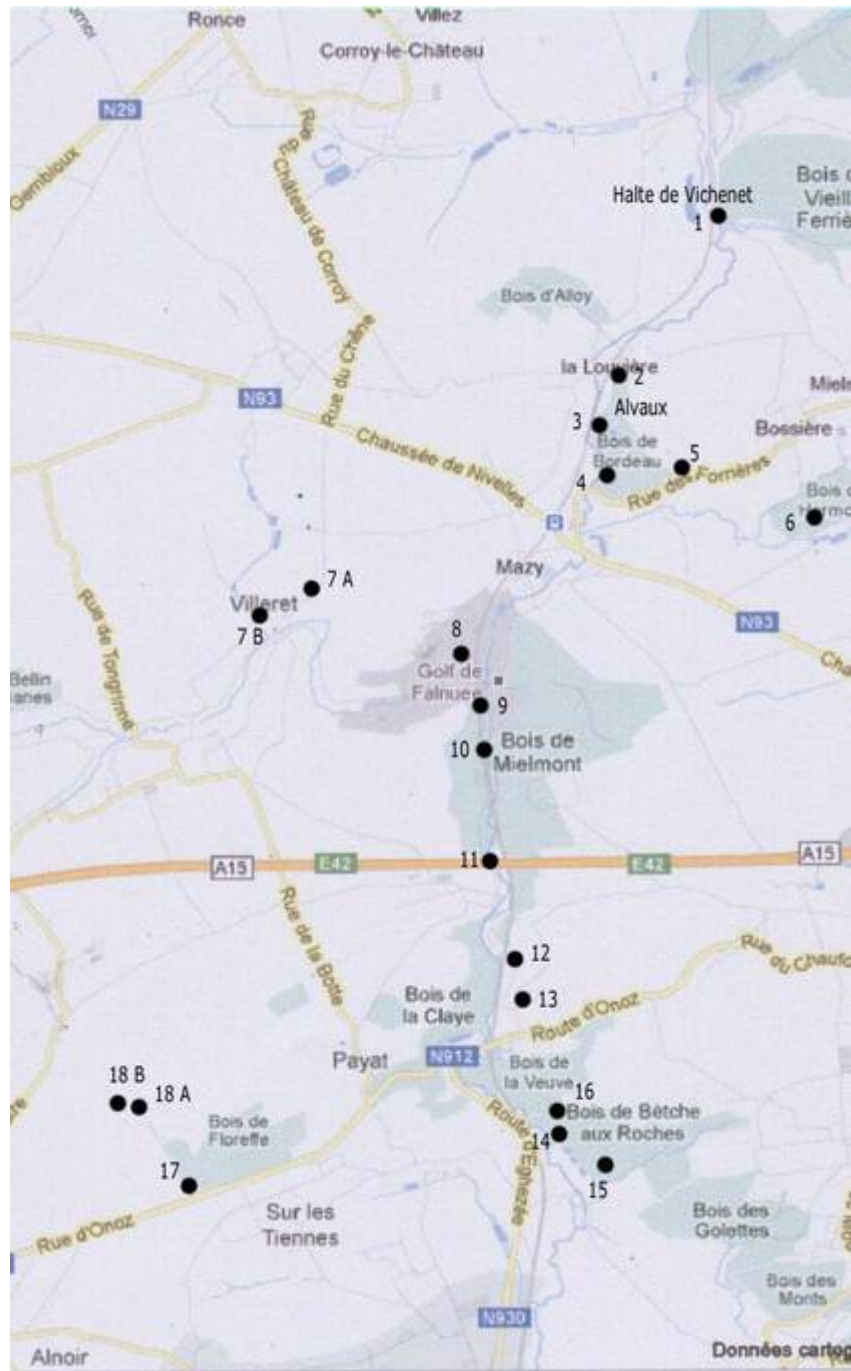


Figure 32. Zones d'observation (trame du plan : GOOGLE MAP, 2012).

## Zone 1. L'ancienne halte de Vichenet

*L'ancienne halte se situait à environ 1,3 km au nord-ouest de Bossière.  
En partant du petit pont enjambant l'Orneau (passage vers les voies), on traverse la route pour gagner une petite carrière située dans l'angle du tournant.*

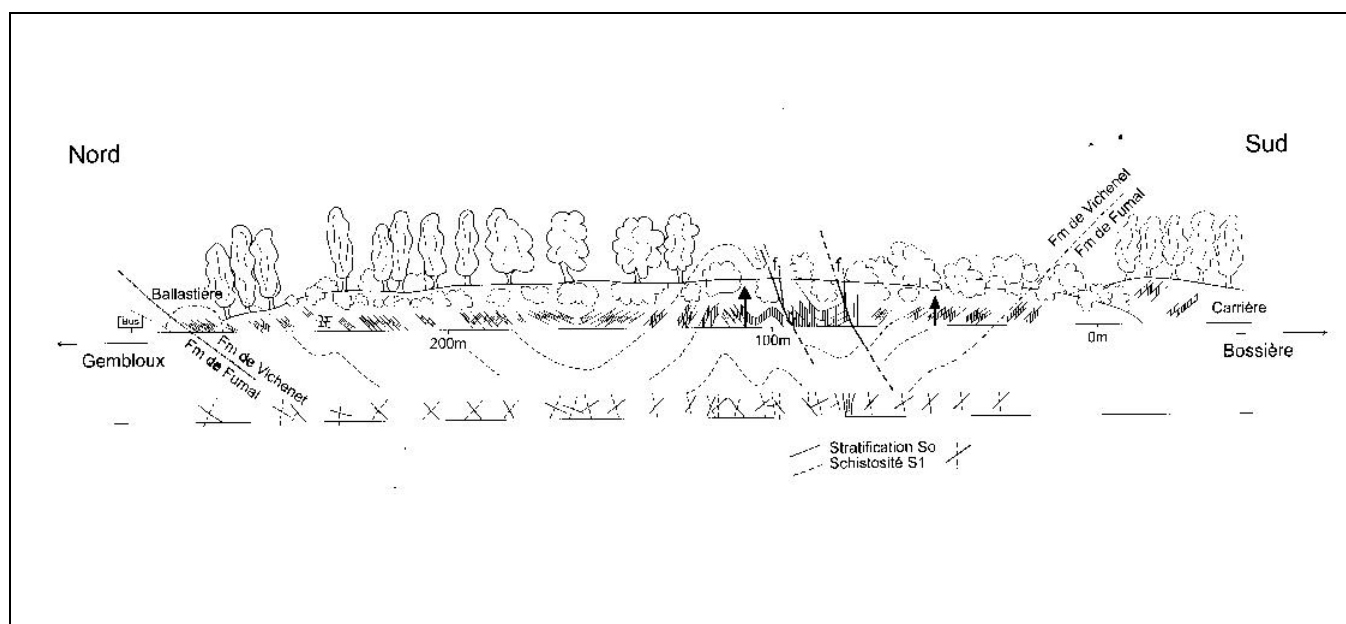


Figure 33. Coupe des formations de Fumal et de Vichenet le long de la route de Gembloux à Bossière, près de l'ancienne halte de Vichenet (extrait de DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A).

On débutera ainsi l'excursion par le sommet des formations du socle cambrio-silurien brabançon et plus précisément par l'observation de la **Formation de Fumal**, d'âge silurien (Wenlock moyen à supérieur).

Dans cette carrière sont exposés des schistes et siltites gris à gris-vert. Dans la partie sud, un affleurement montre des stratifications entrecroisées.

*On emprunte la route en direction de Gembloux sur à peu près la moitié de la partie rectiligne de son tracé.*

Une quarantaine de mètres au-delà de la carrière, on atteint la **Formation de Vichenet** (Wenlock supérieur), dont on découvre ici la coupe de référence ; elle se caractérise par l'apparition de gros bancs de siltites et de siltites gréseuses.

Dans les affleurements des deux formations, les bancs sont structurés en un grand synclinal, affecté de cinq plis secondaires et de trois failles à inclinaison 45-60°S. Un de ces



plis secondaires, d'allure synclinale, peut être observé le long de la route, légèrement au nord du support de caténaire 4/18.

Au sein des bancs, on remarque la schistosité, à ne pas confondre avec la stratification. Il s'agit, comme expliqué plus haut, d'un feuilletage plus ou moins serré, acquis sous l'influence de contraintes mécaniques, la roche pouvant se déliter en lames plus ou moins épaisses et régulières.

Pour se développer, ce phénomène nécessite :

- que la déformation dépasse un certain seuil ;
- qu'une pression suffisante soit appliquée sur les roches, celles-ci devant donc être enfouies et tectonisées à une certaine profondeur.

Il s'agit ici d'une schistosité de flux (schistosité pénétrative ou ardoisière), qui implique une réorientation des minéraux suivant des plans particuliers sous l'effet des forces mises en jeu, entraînant la découpe de la roche en feuillets (foliation métamorphique).

*On reprend les voitures en direction de Bossière. Après un kilomètre, au sommet de la côte, on prend à droite, en direction du hameau des Mautiennes que l'on traverse. On descend jusqu'au pont du chemin de fer aux abords duquel on fait halte. On emprunte le chemin qui suit le fond de vallée et la voie ferrée en rive gauche. Une soixantaine de mètres plus loin, deux affleurements sont bien visibles dans le bas du versant. On s'intéressera plus particulièrement au premier.*

## **Zone 2. La discordance entre le Dévonien et le Silurien**

À ce niveau, le Dévonien (Givétien) repose en discordance sur le Silurien. La discordance est remarquablement exposée ici, au sud-ouest du hameau des Mautiennes.

L'affleurement montre les schistes gris foncé siluriens de la **Formation de Vichenet**, avec un pendage d'environ 70°S.

ROBASZYNSKI et DUPUIS (1983) décrivent à cet endroit « un ensemble à pendage 5-10°S de macigno<sup>31</sup>, poudingue à éléments de phyllades et de quartz, pélites parfois rouges et grès calcarifères ». Il s'agit là de la localité-type du Poudingue d'Alvaux, d'âge givétien (présence des brachiopodes *Stringocephalus burtini* et *Spirifer mediotextus*). Le conglomérat ainsi que les roches argilo-gréseuses et calcarifères forment le **Membre des Mautiennes**, constituant la base de la **Formation du Bois de Bordeaux**.

En réalité, seule la partie basale du membre est exposée ici et, si des bancs de pélites et de siltites rouges lie-de-vin ainsi que, plus haut, des bancs gréso-calcareux sont bien observés, le conglomérat n'est pas facilement identifiable. Ce n'est qu'avec difficulté qu'un niveau à poudingue peut être repéré juste au-dessus des schistes siluriens.

---

<sup>31</sup> Macigno : ancienne dénomination de grès à ciment calcaire.

VAN SCHEPDAEL, dans sa description du site en 1967, parle d'un « complexe très varié et très hétérogène », ne retenant ici qu'une dominante de schistes grossiers bigarrés, nettement stratifiés, reposant en discordance sur la tranche des strates dévoniennes. Il rapporte par ailleurs que le contact Silurien-Dévonien se manifestait jadis en plusieurs endroits le long du chemin des Mautiennes, actuellement masqués par la végétation et des modifications du relief du sol. Pour l'auteur, le Poudingue d'Alvaux n'était déjà plus visible à l'époque que dans la tranchée du chemin de fer, un peu au nord du pont. Il est bien plus représenté dans la région de Ronquières et Monstreux (voir à ce sujet les comptes- rendus d'excursion de F. MOREAU en 2009 et 2012).

Ici, au-dessus des schistes appartenant à la Formation de Vichenet, le **Membre des Mautiennes** se présente comme suit :

- un conglomérat avec des éléments de quartz ;
- des schistes ne réagissant pas à HCl (HCl -) ;
- des grès HCl - ;
- des schistes réagissant à HCl (HCl+), mais faiblement ;
- des grès HCl + ;
- des schistes HCl+ ;
- des grès HCl+ ;
- des schistes HCl+ ;
- des grès HCl+.

La présence d'un conglomérat traduit une situation en zone de rivage. L'alternance grès/schistes reflète des conditions marines avec oscillations du niveau marin, tantôt plus profond (schistes), tantôt moins (grès). Ces niveaux sont de plus en plus carbonatés vers le haut et sont surmontés par les calcaires du **Membre d'Alvaux** (absents ici) (figure 34).

*On suit le chemin vers le sud.*

### **Zone 3. La carrière d'Alvaux**

Cette carrière, ouverte dans le **Membre d'Alvaux**, fut mise en exploitation en 1870 pour la fabrication de la chaux, ainsi qu'en témoigne encore l'imposant complexe de fours à chaux situé le long du chemin d'accès. Actuellement, l'activité de production locale est abandonnée au profit de la transformation de pierres belges ou importées de différents pays européens et asiatiques (*Olistone sprl*).

Dans la partie inférieure du Calcaire d'Alvaux, la carrière montre de très belles assises de calcaire bleu-noir, très régulières, bien parallèles, dont les couches sont légèrement inclinées vers le sud avec un pendage d'environ 10°. Elles manifestent donc peu d'accidents tectoniques, en raison du fait que l'on se trouve ici à l'extrémité septentrionale de l'allochtone de Namur et que la poussée hercynienne s'est affaiblie dans sa progression vers le nord.

Les bancs comprennent des intercalations de lits à éléments charbonneux, visibles dans la paroi nord, résultant vraisemblablement de la présence d'algues. Deux espèces fossiles au moins y ont été distinguées lors d'une étude sur coupe mince réalisée à l'Université Libre de Bruxelles en 1946 : l'une à rapprocher des Codiacées (algues vertes), l'autre rappelant les

Girvanelles, groupe de Cyanophycées fossiles. La présence de ces algues permet de conclure à une faible profondeur de la mer givétienne à cet endroit, permettant l'activité chlorophyllienne.

La partie supérieure du Calcaire d'Alvaux, visible dans la partie est de la carrière, expose 25 mètres de calcaires alternant avec des bancs de calcschistes (ROBASZYNSKI et DUPUIS, 1983).

Dans les éboulis provenant de l'altération du Givétien, on peut trouver différentes espèces de fossiles :

- *Stringocephalus burtini*, brachiopode caractérisant le Givétien ;
- *Cyatophyllum quadrigeminum*, tétracoralliaire (= rugueux) ;
- *Atrypa reticularis*, brachiopode ;
- *Orthoceras* sp., céphalopode non enroulé.

On remarque en passant une jolie chapelle consacrée à sainte Barbe.

#### **La légende et le culte de sainte Barbe** (Collectif, 1997)

Afin de la soustraire aux assiduités de ses prétendants, la jeune Barbe avait été enfermée par son père Dioscorus dans une tour. Au contact des sages qui étaient autorisés à la fréquenter, elle connut le christianisme et s'y convertit. En honneur à la sainte trinité, elle perça une troisième fenêtre à la tour où elle était séquestrée et entreprit d'endoctriner son père. Mal lui en pris car celui-ci, furieux, tenta de la tuer. D'abord sauvée par un ange, elle parvint à s'échapper mais ne tarda pas à être capturée, suppliciée puis décapitée par son géniteur en personne. Aussitôt le crime commis, son auteur mourut, frappé par la foudre. La mort de Barbe est située entre 235 et 313, et le lieu varie selon les versions (Egypte, Asie mineure, Toscane, Rome,... ?).

Sainte Barbe, dont le culte se répandit en Occident aux IXe et Xe siècles, est souvent représentée avec la tour et la palme du martyr. Fêtée le 4 décembre, elle est invoquée contre la foudre, la mort subite ainsi que pour la bonne mort. Son patronage s'étend de façon générale aux métiers en relation avec le feu et l'usage de la poudre : artilleurs, artificiers, militaires du génie, sapeurs-pompiers, métallurgistes, carriers, mineurs, et par extension paraît-il,...des géologues.

*On continue le chemin en direction de la route Mazy-Bossière. A 150 et 50 mètres avant d'y arriver, deux petites carrières ont été creusées dans le versant ouest du Bois de Bordeaux. On gravit le talus pour atteindre le pied du front de taille de la seconde carrière.*

#### **Zone 4. Le Membre de Mazy**

Dans ces anciennes exploitations affleurent les « roches rouges de Mazy », constituant le sommet du Givétien dans la région, le **Membre de Mazy**. L'affleurement choisi montre des grès carbonatés gris en gros bancs à la base, surmontés par des bancs lie-de-vin avec de

bas en haut : des schistes, grès, des schistes silteux, à nouveau des grès et enfin des schistes et des siltites. Les couches surmontant les grès gris réagissent peu ou pas du tout à l'HCl. Les grès ont été exploités pour la production de moellons et de concassés.

*On retourne aux voitures pour rejoindre Mazy. Dans ce village, on emprunte la direction de Bossière.*

## **Zone 5. Le Frasnien basal entre Mazy et Bossière**

Les affleurements de la base du Frasnien (**Formation de Bovesse**) pouvaient naguère être aisément observés aux abords de la route Mazy-Bossière (rue des Forrières) (LEURQUIN, 1991-B; VAN SCHEPDAEL, 1968, HAGON, 1991-A). En raison de l'envahissement par la végétation, des modifications apportées au relief des talus ainsi que de la circulation importante sur cette route dangereuse, leur étude s'avère maintenant très difficile. Afin de suivre mentalement la succession des diverses unités, la description est quand même livrée ici.

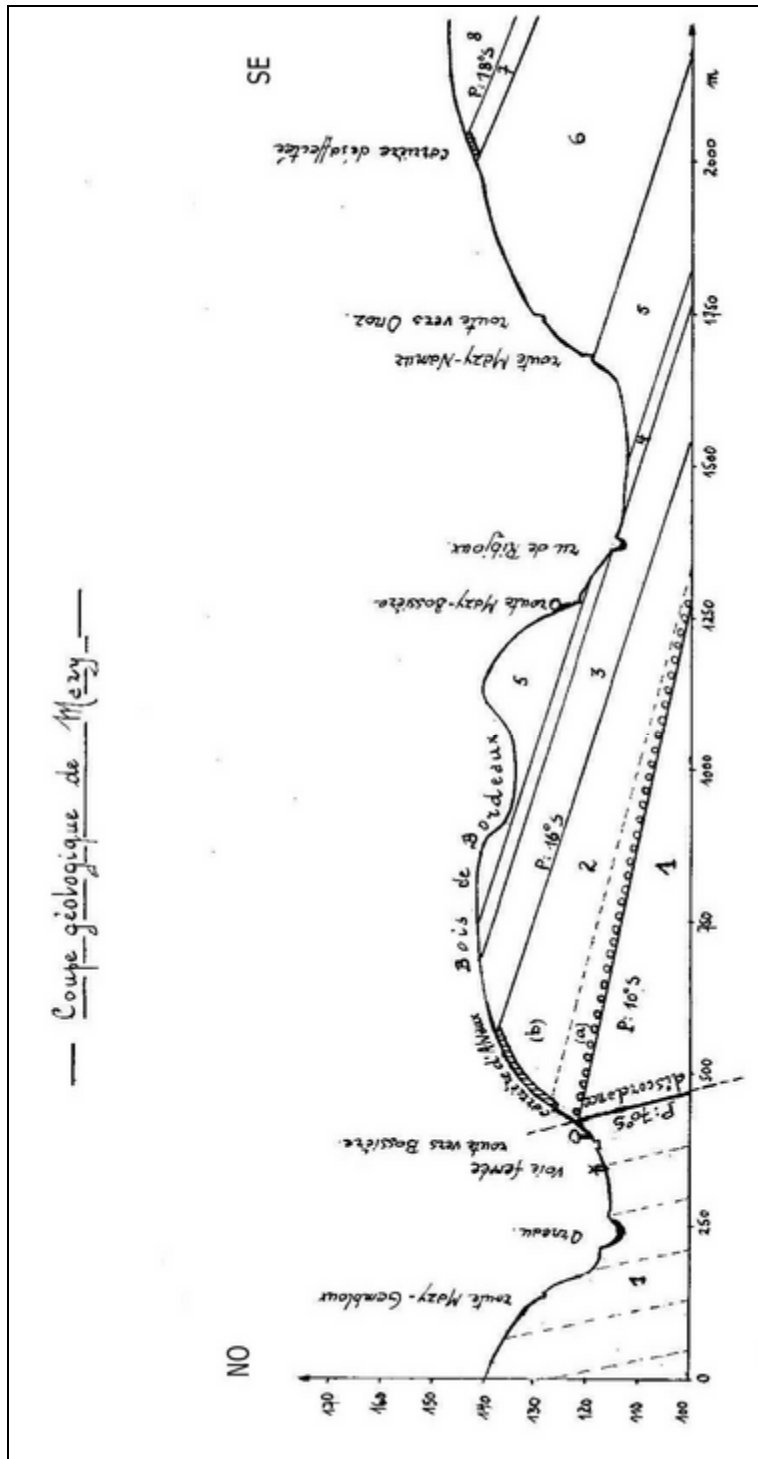


Figure 34. Coupe nord-ouest – sud-est à Mazy (LEURQUIN, 1991-B).

1. Schistes siluriens du Massif du Brabant
2. Formation du Bois de Bordeaux : Membre des Mautiennes (a) et M. d'Alvaux (b)
3. Formation du Bois de Bordeaux : M. de Mazy
4. Formation de Bovesse : M. de Bossière
5. Formation de Bovesse : M. de Combreuil
6. Formation de Rhisnes : M. de Wattiamont
7. Formation de Rhisnes : M. de Golzennes (marbre)
8. Formation de Rhisnes : M. de Falnuée

Entre Mazy et Bossière, les affleurements situés le long de la route au sud du Bois de Bordeaux, décrits naguère dans l'ouvrage de ROBASZYNSKI et DUPUIS (1983), ne sont plus guère visibles, mis à part les roches rouges.

Au niveau des maisons, au sommet de la côte, de part et d'autre de la route affleurent des calcaires, toujours bien visibles actuellement. Ils appartiennent à une lentille récifale du **Membre de Combreuil**. Dans la vallée de l'Orneau, ces lentilles sont alignées en un chapelet situé un peu au sud du **Membre de Bossière**.

*500 mètres plus loin, au carrefour en T, on prend la petite route descendant à droite vers Hermoye. On traverse un ruisseau puis on entre dans le bois. On laisse les voitures sur le replat une bonne centaine de mètres plus loin et l'on regagne le ru à pied.*

## **Zone 6. Hermoye**

Le vallon du ruisseau a été creusé dans les shales de la **Formation de Bovesse**. D'anciennes terrasses peuvent être observées en rive droite (elle se situent sur le complexe de lentilles récifales du **Membre de Combreuil**).

*On suit la route vers Hermoye.*

Dès l'entrée dans le bois, la route prend l'aspect d'un chemin creux dont les flancs exposent des shales gris verdâtres de la Formation de Bovesse (appartenant vraisemblablement au **Membre de Champ du Fau**).

En descendant vers le Ripjoux, avant d'arriver au pont d'Hermoye, on découvre dans le talus nord de la route des calcaires noduleux très fossilifères. Ils appartiennent au **Membre de Wattiamont**, à la base de la **Formation de Rhisnes**, qui est ici quasiment au contact de la Formation de Bovesse.

On remarquera au passage les nombreux débris de calcaire noir qui émaillent le chemin et ses abords. Il s'agit du calcaire foncé de Golzinne (**Membre de Golzinne**), abondamment exploité comme marbre sur la rive gauche du vallon.

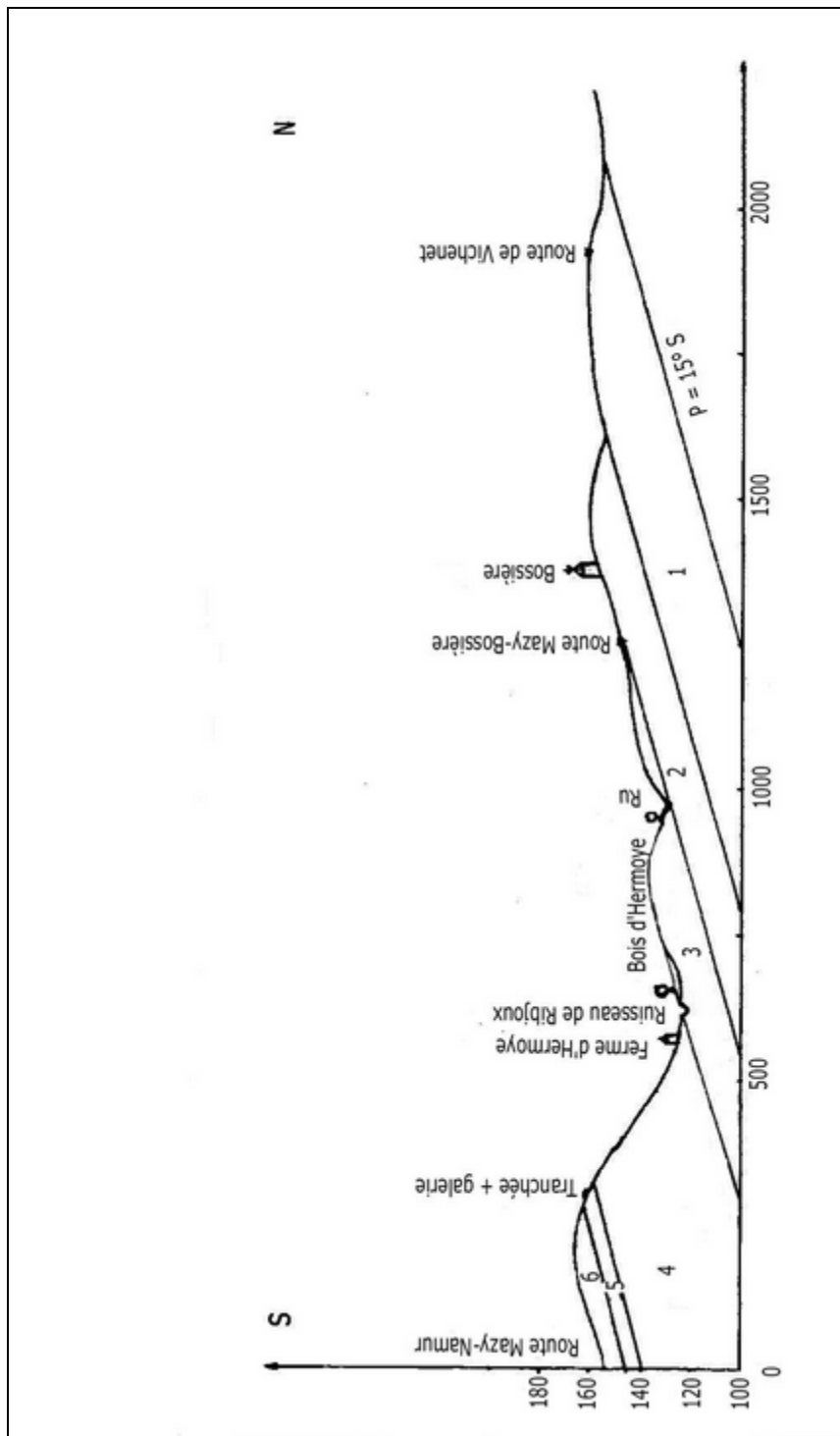


Figure 35. Coupe nord – sud passant par Bossière (d'après LEURQUIN, 1991-B).

1. Formation du Bois de Bordeaux : Membre d'Alvaux
2. Formation du Bois de Bordeaux : M. de Mazy
3. Formation de Bovesse
4. Formation de Rhisnes : M. de Wattiamont
5. Formation de Rhisnes : M. de Golzinne (marbre)
6. Formation de Rhisnes : M. de Falnuée

**La ferme d’Hermoye** (TOUSSAINT, 1975 ; Min. Cult. Fr., 1975-A)

Le hameau de Hermoye (ou Hermoie) était le siège d’une ancienne seigneurie foncière. Celle-ci fut détenue par différentes familles, dont celle des Meldeman de Bouré (ou Bouret), issue d’un officier d’origine bourguignonne. À la fin du XVI<sup>e</sup> siècle, deux familles namuroises, les Tamison et les Burlen, avaient acquis des terres à Hermoye. Un mariage les réunit, constituant un domaine d’une centaine d’hectares de cultures qui, par union matrimoniale à nouveau, passa aux Lemède. Cette famille acquit en 1755 la seigneurie, devenue hautaine, lorsqu’elle fut engagée à deux de ses membres, les chanoines de la cathédrale Saint-Aubain de Namur Albert et Pierre Le Mède, écuyers de Jennevaux.

La ferme clôturée constitue un bel ensemble édifié du XVI<sup>e</sup> au XVII<sup>e</sup> siècle. Le porche-colombier date du XVIII<sup>e</sup>. S’y adjoint une volumineuse grange, datant du XVIII<sup>e</sup> également. La ferme est dominée par un château en briques, beaucoup moins élégant, élevé au XIX<sup>e</sup> siècle par Henry de Kerckhove, mari de Pauline Le Mède. La famille de Kerckhove l’occupe toujours.

*Depuis Hermoye, on regagne la route Namur-Nivelles en empruntant le chemin qui longe la ferme et on descend sur Mazy. On traverse ce village en direction de Nivelles. Après un bon kilomètre (carrefour de l’Auberge du Chat botté), on tourne à gauche vers Saint-Martin et Villeret.*

Avant de descendre dans la vallée de la Ligne, on ne manquera pas d’admirer au passage, sur la droite, le Donjon de Villeret ou Haute Tour, planté sur le versant nord dominant les vallées de la Ligne et du ruisseau de Saint-Pierre. L’édifice en ruines a été récemment restauré et transformé en logement.

**La Haute-Villeret, le donjon** (ROUSSEAU, 1952 ; TOUSSAINT, 1975 ; Min. Cult. Fr., 1975-A)

Dominant la ferme de la Basse-Villeret, cette maison forte fut construite au XIII<sup>e</sup> siècle puis incorporée dans d’autres bâtiments dont il ne subsiste plus que quelques murs<sup>32</sup>.

Située à la limite du duché de Brabant, siège d’une ancienne seigneurie étendue au nord-est de Saint-Martin, elle appartenait au comté de Namur<sup>33</sup>. Ce type de construction, la

<sup>32</sup> L’Abbé TOUSSAINT (1975) mentionne les vestiges d’un château, d’une ferme et de quelques maisons. Ceux-ci figurent sur un cliché repris dans son ouvrage sur le bassin de l’Orneau. La ferme a cessé ses activités en 1857.

<sup>33</sup> TOUSSAINT (1975) avance que le constructeur pourrait être le comte de Namur lui-même, en l’occurrence Philippe II (1218-1226) soucieux de protéger sa frontière face à Corroy-le-Château, position avancée brabançonne. À l’origine, la tour n’était séparée de la pente à pic que par une bande de trois mètres. Le talus



*tour de chevalier*, s'est multiplié dans le Namurois aux XIII<sup>e</sup> et XIV<sup>e</sup> siècles. Ces bâtisses, plus proches des tours sur mottes féodales que de véritables châteaux, n'avaient pas un grand rôle militaire. Elles étaient destinées avant tout à la protection des petits seigneurs locaux et de leurs proches en cas de conflits, le plus souvent d'ordre privé (les *guerres d'amis*). La tour, lourde et massive, était le plus souvent entourée des bâtiments de ferme, en structure ouverte. Ce n'est qu'à partir du XV<sup>e</sup> siècle, avec l'avènement de la poudre, que certaines de ces tours, ainsi que les bâtiments agricoles, furent incluses dans une enceinte fortifiée, parfois pourvue elle-même de tours aux angles.

La tour permettait de surveiller le plateau ouvert vers Bothey et le Brabant voisin. Elle pouvait abriter une dizaine de personnes en temps de paix, une quinzaine en période de guerre. Le rez-de-chaussée servait de remise et de cellier mais était également destiné à la défense, comme en attestent cinq archères-niches. La résidence du seigneur se trouvait aux premier et second étages. Le sommet du donjon pouvait être équipé d'un hourd, échafaudage en bois amovible, suspendu en encorbellement au sommet de la muraille. Ce dispositif permettait de déverser des pierres, des bûches, des matières en ébullition sur d'éventuels assaillants. L'ensemble était pourvu d'un puits atteignant le niveau de la Ligne, à 25 mètres de profondeur.

La tour porta au XV<sup>e</sup> siècle le nom de *Tour des Lombards*, la seigneurie de Villeret ayant été achetée au XIV<sup>e</sup> siècle par Aubert Turck, de la famille d'un banquier des comtes de Hainaut, originaire d'Asti en Lombardie et devenu seigneur de Morlanwelz.

*On s'arrête dans la descente qui suit le tournant au lieu-dit Le Péca, et on observe d'abord les affleurements du talus.*

## **Zone 7. Le Frasnien supérieur à Villeret**

### **Zone 7 A**

Après avoir franchi le tournant du lieu-dit Le Péca, dans le talus droit de la descente, affleurent les calcaires noduleux, très fossilifères, de la base de la **Formation de Rhisnes**, le **Membre de Wattiamont** (figure 36, A).

#### **La Basse-Villeret** (TOUSSAINT, 1975 ; Min. Cult. Fr., 1975-A)

En contrebas du donjon, la ferme clôturée constitue un ensemble rebâti au XIX<sup>e</sup> siècle sur les vestiges d'une cense (« grange ») fondée par l'abbaye de Villers-la-Ville. Elle existait déjà au début du XIII<sup>e</sup> siècle et passa en 1377 aux mains de propriétaires laïques, parmi lesquels on compte la famille de Meldeman de Bouré, déjà citée. Un château s'élevait également ici, incendié lors de la Révolution française.

---

actuel est formé de pierrailles déversées par la suite, originaires des carrières exploitées dans les environs immédiats.

*On descend ensuite à pied vers le carrefour où on prend la première route à droite ; on longe la ferme, en passant sous le Donjon et on quitte ensuite la route pour emprunter un petit chemin agricole partant vers le nord-ouest. Après quelques dizaines de mètres, une trouée dans les buissons à droite permet d'accéder à une ancienne carrière.*

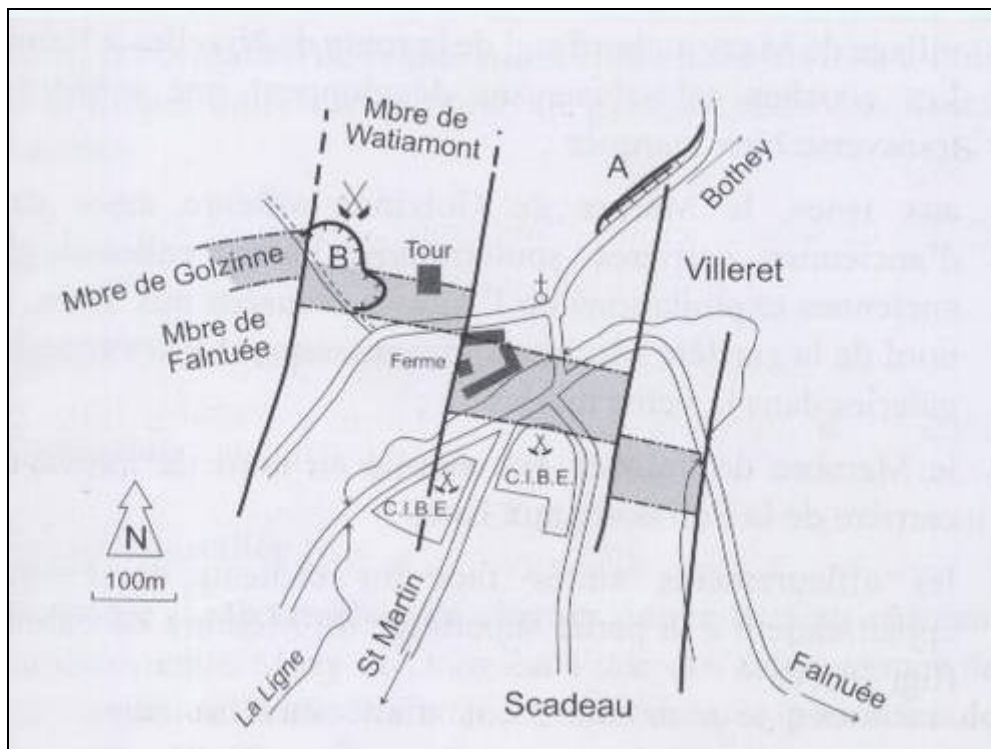


Figure 36. Le Frasnien supérieur à Villeret (extrait de DELCAMBRE et PINGOT, 2008-A)

- A. Les affleurements du Membre de Wattiamont ;
- B. La carrière Dejaiffe.

### **Zone 7 B.**

La carrière de Villeret (figure 36, B) a été exploitée à ciel ouvert puis en mode souterrain, ainsi qu'en témoigne une entrée au pied du front de taille.

#### **La carrière de Villeret – Saint-Martin**

Les premières excavations ont été ouvertes par les frères Dejaiffe en 1843, près de la Haute Tour. Ils y adjoignirent une scierie et un polissoir, exemple que suivirent d'autres industriels de la région. Durant 90 ans, le marbre de Saint-Martin fut exporté, non seulement en France et en Espagne, mais jusqu'au Canada, en Argentine et aux Indes.

L'exploitation cessa en 1933, suite à un éboulement et à l'épuisement des ressources, les bancs ne fournissant plus qu'un marbre de seconde qualité.

Comme en d'autres sites (Ligny, Ecaussines), des venues d'eau alimentent les carrières désaffectées. Elles furent captées dès 1935 par la Compagnie Intercommunale Bruxelloise des Eaux (CIBE) et dirigées vers Mazy et Bothey, y rejoignant les collecteurs en partance de Modave et de Spontin (TOUSSAINT, 1975). Cette production est actuellement gérée par Vivaqua, héritière de la CIBE.

La partie nord a été creusée dans les calcaires du **Membre de Wattiamont**. Ils sont surmontés par les calcaires du **Membre de Golzinne**, bien exposés dans la partie sud, au sein desquels se trouve la veine de marbre noir. Au-dessus de l'entrée de la carrière souterraine, où l'on peut distinguer des bancs de beau calcaire foncé, alternent des bancs de calcaires partiellement dolomités et des calcschistes.

*On remonte en voiture pour gagner Falnuée. On fait halte un peu avant le pont du chemin de fer.*

## **Zone 8. Le Membre de Falnuée**

A droite, juste avant le pont du chemin de fer en venant de Saint-Martin, affleurent des calcaires noduleux de la partie supérieure du **Membre de Falnuée**.

*On passe sous le pont et on débouche face à l'impressionnante ferme-château de Falnuée. On prend à droite, en direction d'Onoz et l'on se gare environ 350 mètres plus loin, au-delà du pont du chemin de fer. On revient à pied jusqu'au parking, réservé à la clientèle du golf, qui occupe l'angle du tournant de la route de Villeret.*

**Falnuée** (TOUSSAINT, 1975 ; Min. Cult. Fr., 1975-A ; [www.falnuee.be/](http://www.falnuee.be/))

Falnuée fut le siège d'une ancienne seigneurie du comté de Namur, foncière puis, à partir de 1626, hautaine, avec Mazy et Monceau. La partie la plus ancienne, le donjon, fut érigée sans doute vers 1285 et jouait un rôle de guet. Il est flanqué d'une tourelle et de la chapelle castrale. Les parties adjacentes ainsi que la ferme furent édifiées du XVI<sup>e</sup> au XVIII<sup>e</sup> siècle.

Les bâtiments en mauvais état ainsi que 50 hectares de terrains dans les vallées de l'Orneau et de la Ligne furent rachetés en 1987 par la famille Jottrand afin d'y établir un golf. La ferme château abrite actuellement un club-house ainsi qu'un hôtel, un restaurant et un centre de séminaires.

Le long de la route d'Onoz, un peu avant le pont du chemin de fer, existait un atelier de sciage et de polissage de marbre noir, mû par la force hydraulique. L'entreprise cessa son activité en 1933.

L'emplacement du parking a été creusé dans le sommet du Membre. Au-delà du parking, vers le sud, on pénètre dans le Famennien.

*On suit la route vers Onoz, jusqu'aux voitures.*

## **Zone 9. Le Famennien et la base du Tournaisien à Falnuée.**

Le Famennien est très peu visible dans la vallée de l'Orneau. Une coupe est décrite dans la tranchée du chemin de fer, mais l'accès en est interdit. Des observations, un peu plus malaisées, peuvent cependant être faites en longeant le talus de la route d'Onoz (figure 37).

Le Famennien ne comprend ici que la **Formation de Franc-Waret**, aux shales d'un jaune verdâtre et la **Formation du Bois de la Rocq** (d'âge famennien supérieur à hastarien), avec des grès, des grès carbonatés, des dolomies et des calcaires foncés, ces derniers étant seuls exposés le long de la route.

Le Tournaisien inférieur comprend :

- la **Formation du Pont d'Arcole** : shales fins brun verdâtre à gris brunâtre ;
- la **Formation de Landelies**, partie inférieure : calcaire crinoïdique foncé, partiellement dolomitisé ;
- la **Formation de Lalaing** : calcaires et dolomies dont l'extrémité orientale ne dépasse pas le versant ouest de la vallée ; elle disparaît en effet à peu près à hauteur de la voie ferrée.

A l'observation, la présence de la Formation de Franc-Waret peut être déduite de la géomorphologie : un versant en pente relativement douce, les shales ayant facilement été érodés.

Le talus devient ensuite plus abrupt et montre dans le haut un petit affleurement de calcaires foncés appartenant à la partie supérieure de la Formation du Bois de la Rocq. Celle-ci s'étend jusqu'au-delà du mur de soutènement en moellons. Les shales de la Formation du Pont d'Arcole n'affleurent pas en bord de route. Les calcaires de la Formation de Landelies sont par contre bien visibles dans la première partie de la concavité du tournant.

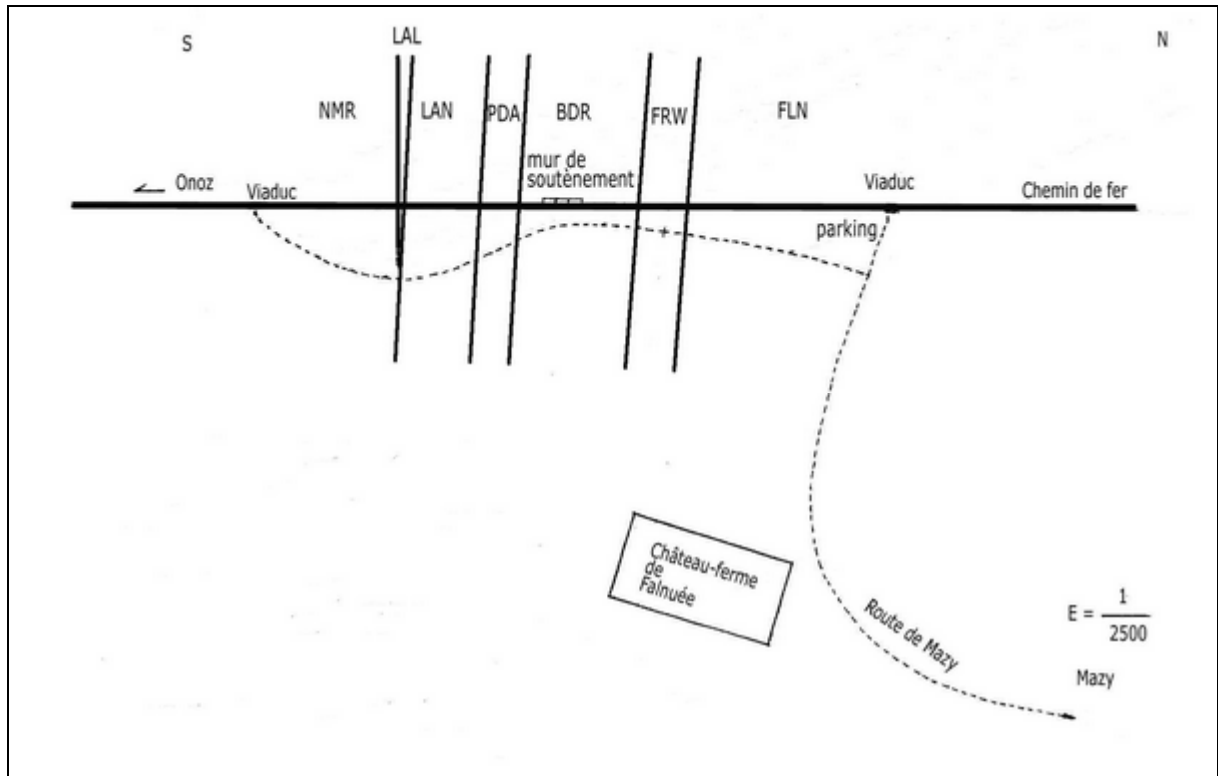


Figure 37. Coupe nord – sud à travers le Famennien et les formations sus- et sous-jacentes à Falnuée. Cette coupe est parallèle à la voie de chemin de fer ainsi qu'à la direction générale de la route de Mazy à Onoz (d'après LEURQUIN, 1991-B).

- FLN : Formation de Rhisnes, Membre de Falnuée
- FRW : Formation de Franc-Waret
- BDR : Formation du Bois de la Rocq
- PDA : Formation du Pont d'Arcole
- LAN : Formation de Landelies
- LAL : Formation de Lalaing
- NMR : Formation de Namur

*De retour aux voitures, on continue à pied, toujours en direction d'Onoz.*

## **Zone 10. Le bois de Mielmont, la Formation de Namur**

En rive droite, entre le pont du chemin de fer et le château de Mielmont, s'élèvent le long de la route des escarpements ruiniformes, à diaclases subverticales béantes, constitués de dolomies très crinoïdiques, stratifiées en bancs de 0,5 à 1 mètre dans les premiers mètres puis de structure submassive ou divisée en gros bancs plurimétriques, sans cherts. Ils appartiennent à la **Formation de Namur**, correspondant au Tournaisien supérieur ou Ivorien ainsi qu'à la base du Moliniacien inférieur (Viséen inférieur). Ces roches, peu exploitées dans la vallée de l'Orneau, constituent l'équivalent latéral du *Petit Granit*, qui constitue quant à lui une très belle pierre à bâtir et à monuments funéraires ; cette pierre est exploitée à Ligny, Ecaussines, Soignies, Feluy-Arquennes,...

### **Le château de Mielmont (TOUSSAINT, 1975 ; Min. Cult. Fr., 1975-B)**

Le château de Mielmont fut le siège d'une seigneurie du Comté de Namur, devenue hautaine au XV<sup>e</sup> siècle, citée en 1125 comme propriété de Renier de Merlemont. Elle fut construite à la frontière avec le Brabant. Il s'agit d'une forteresse de plan irrégulier. Sa défense s'appuie sur une position surélevée, dominant un à-pic, sauf à l'est où la protection est assurée par un fossé et une enceinte<sup>34</sup>. Le château comprend des éléments datant du XII<sup>e</sup> au XX<sup>e</sup> siècle. Du XII<sup>e</sup> subsistent principalement au sud la masse carrée d'un haut donjon, coiffé d'un bulbe à clocheton, émergeant des bâtiments qui l'englobent, le tracé polygonal de l'enceinte, voire même le gros œuvre des courtines. L'aile sud fut reconstruite au XVI<sup>e</sup> siècle, de même que probablement les tours circulaires sud et nord. En raison de l'évolution de l'artillerie, le château perdit son caractère militaire et fut transformé en habitation de plaisance. L'aile est ainsi que la tour d'entrée remontent au XVII<sup>e</sup>. Les bâtiments firent l'objet d'une profonde restauration au XIX<sup>e</sup> siècle et l'aile nord fut reconstruite en 1923 en style traditionnel.

En 1692, durant le siège de Namur par Louis XIV, Madame de Maintenon séjourna au château. Elle se serait rendue à la Fontaine-Madame, qui porte dès lors également son nom, située à quelques dizaines de mètres de l'actuel viaduc autoroutier. Quant à son auguste compagnon le roi, il fut pendant ce temps hébergé au château de Mazy, en compagnie de son historiographe, Jean Racine.

Au-dessus, face au château, d'autres affleurements situés également le long de la route sont formés de dolomie bien stratifiée à cherts (malheureusement invisibles vu la végétation couvrant les affleurements). Ces bancs se retrouvent en rive gauche, au niveau de la paroi rocheuse supportant le château. Le passage de la dolomie massive aux bancs stratifiés peut y être observé. Les diaclases sont bien visibles.

### **Les diaclases**

Les diaclases doivent être bien distinguées des failles. En effet, il n'y a pas de déplacement relatif dans ces accidents et les deux compartiments qu'elles séparent ne sont pas décalés, comme c'est le cas dans les failles. Les diaclases se forment lors du plissement. La compression qui en résulte entraîne une courbure des roches et le déchirement de la partie bombée. Les fractures se répartissent en deux réseaux de diaclases, à la fois perpendiculaires entre eux et à la stratification marquée par un joint de stratification séparant deux strates adjacentes (J 1 sur la figure 38). Grandes de quelques millimètres au départ, ces fissures vont ensuite s'élargir sous l'effet de l'érosion. Les plans de fracture ou joints (J 2 sur la figure 38) changent d'orientation selon leur position par rapport à l'axe du pli.

<sup>34</sup> Mielmont s'insérait dans un complexe défensif régional où figuraient les tours de Spy, Falnuée et Villeret (TOUSSAINT, 1975).

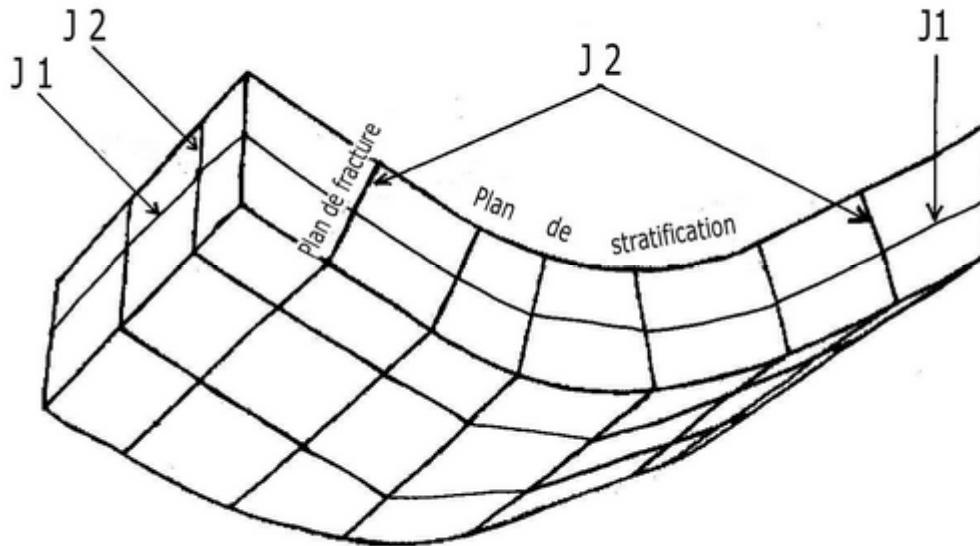


Figure 38. Schéma d'un pli synclinal avec les systèmes de joints associés.

J 1 : joints de stratification

J 2 : joints de fracture

*On poursuit jusqu'aux piliers du viaduc autoroutier d'Onoz.*

### **Zone11. La base de la Formation d'Onoz (Viséen, Moliniacien).**

La base de la **Formation d'Onoz (Membre de la Carrière du Parc)** affleure aux pieds des piliers du viaduc de l'autoroute, particulièrement le pilier sud, sous la forme de dolomies grises, plus ou moins grenues et crinoïdiques.

On peut repérer un niveau à nodules de calcite, bien visible sur la face sud de l'excavation. Il s'agit vraisemblablement de pseudomorphoses d'évaporites. Elles résultent du remplacement, par de la calcite, de nodules de sulfate de calcium ayant précipité localement.

*On revient aux voitures et l'on traverse Onoz. On se gare 200 mètres au-delà du pont du chemin de fer.*

Deux carrières permettaient jadis d'observer les deux membres de la Formation d'Onoz : la carrière du Parc et la carrière Leurquin, avec leurs membres éponymes.

Le **Membre de la Carrière du Parc** se compose:

- de quelques mètres de calcaire noir argileux dolomitique, divisé en plaquettes parfois crinoïdiques ;
- des dolomies intercalées dans de gros bancs métriques de calcaire dont certains sont nettement bioclastiques (brachiopodes, rugueux, crinoïdes).

La carrière, dont le front de taille est visible depuis la route, est actuellement intégrée dans une propriété privée et n'est plus visitable.

La carrière Leurquin est encore accessible, moyennant autorisation.

## **Zone 12. La carrière Leurquin.**

La carrière exploitait des calcaires foncés, fins et bien stratifiés incluant des bancs de calcaire à oolithes, des plaquettes de calcaires argileux et quelques intercalations de calcaire bréchifié, appartenant au **Membre de la carrière Leurquin**.

Ces calcaires très compacts, peu fossilifères, mais riches en beaux cristaux de calcite, alimentaient les fours à chaux voisins et furent également utilisés pour la production de concassés. Ces beaux calcaires foncés sont bien visibles dans le talus oriental de la route, entre le village et l'entrée de la carrière.

On aborde la carrière par le sud. Le pendage sud peut être bien observé dans les fronts de taille, à l'est comme à l'ouest.

À gauche, à l'arrière d'un petit bâtiment léger en ruines, un niveau de calcaire montre un alignement de petites cavités, vraisemblablement des géodes évaporitiques, les nodules de sulfate de calcium ayant disparu.

Dans la paroi est de la carrière, on remarque que le front de taille est interrompu. On pouvait naguère y observer de grandes poches de dissolution comblées au moyen de matériaux éocènes ; il s'agissait des sables lutétiens de la nappe de couverture, donc non affectés par l'érosion. Le creusement du sol ne ramène malheureusement plus que des débris divers, les poches vidées du sable ayant été comblées par des immondices.

## **Zone13. La Formation de Lives à Onoz**

La base de la **Formation de Lives** affleure dans le talus de la route, au sud de la carrière Leurquin (**Membre du Calcaire de Lives s.s.**). Les affleurements sont particulièrement bien visibles au niveau du tournant. Ce sont des calcaires gris, plus clairs que ceux de la formation précédente, d'origine algair. Ces calcaires renferment une intercalation de brèche gris-clair (« Petite brèche » des anciens auteurs), bien exposée vers la fin de l'affleurement, peu avant le carrefour.



*On rejoint la route de Spy à Jemeppe-sur-Sambre. Au carrefour, on se dirige vers la droite, pour s'arrêter quelques centaines de mètres plus loin, au niveau du carrefour avec la route de Velaine. Dans l'angle formé par ces deux routes s'élève un beau bâtiment, aux pignons ornés de faux colombages. Il s'agit d'une ancienne station de captage d'eau édifée en 1906 et 1907, dans laquelle s'est installé l'Espace de l'Homme de Spy (EHOS). On franchit la passerelle située en face du musée pour emprunter le sentier qui suit le bas du versant de rive gauche.*

## **Zone 14. Le « chemin des moines » et la source vaclusienne**

Le sentier, qui conduit au moulin de Goyet est dit « chemin des moines », car il reliait autrefois le château de Mielmont à l'abbaye norbertine de Floreffe.

Le bas de versant montre quelques affleurements de calcaires algaires du **Membre du Calcaire de Lives s.s.**, assez friables. Un peu après être passé sous le pont du chemin de fer et avoir repris la direction de Goyet, les affleurements deviennent plus imposants. C'est au sommet de ceux-ci que se trouve la grotte de Spy. Les rochers sont constitués de calcaire bréchiq ue du sommet de la Formation de Lives (**Membre de la Brèche**).

Une centaine de mètres plus loin, le sentier est traversé par un ruisseau issu d'une belle source donnant en abondance de l'eau fort limpide. Cette source, dite « vaclusienne »<sup>35</sup>, constitue l'exutoire d'un réseau collecteur par lequel s'écoulent vers l'Orneau les eaux des massifs tournaisiens et viséens de Mielmont, Les Isnes et Spy. Ces eaux s'infiltrent dans le haut du massif calcaire par un ou plusieurs points de pénétration (bétoires) situés en altitude ; guidées par un réseau de galeries (réseau karstique), elles suivent un parcours souterrain souvent très compliqué. On doit donc parler ici d'exsurgence, et non de résurgence, car l'alimentation en eau ne résulte pas de la perte, en amont, d'une rivière devenant souterraine.

L'exsurgence se présente sous la forme d'une branche de siphon inversé, remontant vers la sortie. Ce siphon est alimenté par des poches d'eau contenues dans la roche et débite de façon intermittente. Son fonctionnement est expliqué à la figure 39.

A l'endroit où le filet d'eau traverse le chemin, on peut observer dans le lit quelques blocs de calcaire bréchiq ue, disposés pour faciliter le franchissement.

La prospection du talus ainsi que de petites excavations dans le versant révèle toujours la présence d'un sol calcaire. On se situe ici dans le **Groupe du Hoyoux**, qui pourra être facilement observé dans le haut du versant où il est bien mieux exposé. La situation change quelques dizaines de mètres au-delà des potelets interdisant le passage aux engins motorisés. Un piochage superficiel du sol ramène cette fois des débris d'un grès assez grossier, brun jaunâtre. Ils sont issus de la base de la **Formation d'Andenne**, du **Groupe Houiller**.

---

<sup>35</sup> Cette dénomination vient du village de Fontaine de Vacluse, situé à 25 km d'Avignon où, du pied d'une falaise calcaire, sourdent les eaux d'une résurgence, la *Fontaine*, qui constitue la source de la Sorgue, affluent du Rhône.

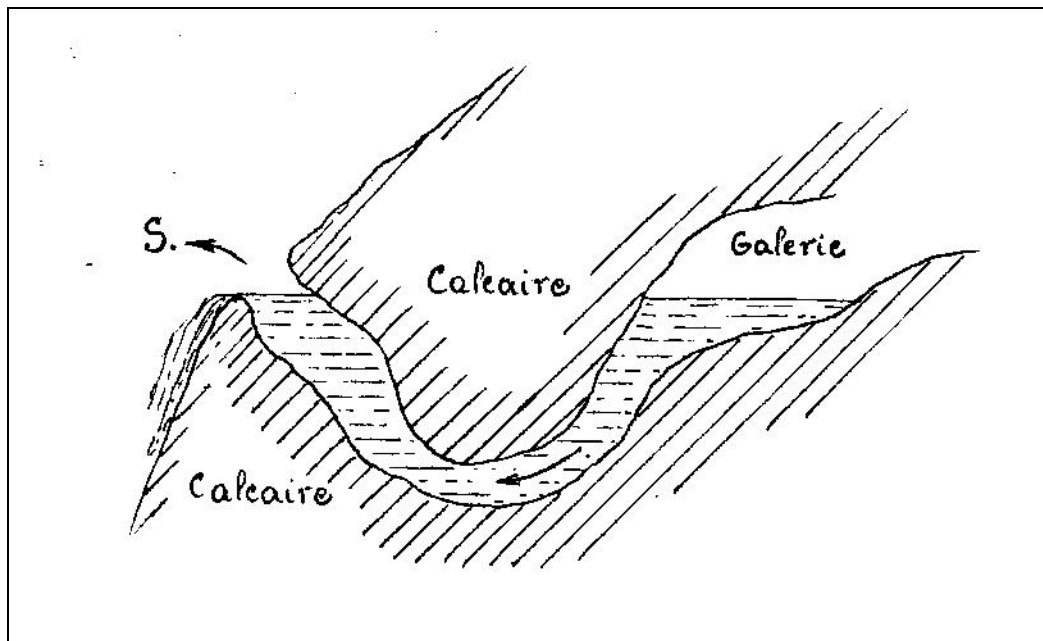


Figure 39. Source vaclusienne (S. : source).

Les eaux d'infiltration viennent progressivement remplir la poche ; à un moment donné du remplissage de celle-ci, le siphon s'amorce et l'eau se déverse au bas du massif, l'orifice de sortie constituant la source. Au désamorçage du siphon, le débit s'arrête.

*A hauteur des bâtiments de la ferme de Goyet, on emprunte le chemin un peu encaissé qui monte dans le bois afin de gagner le plateau.*

## **Zone 15. Le Groupe Houiller**

L'examen des talus du chemin montant de Goyet et d'une petite fosse d'extraction montre quelques petits affleurements de grès du Groupe Houiller (Formation d'Andenne).

*En haut de la côte, on oblique vers la gauche, en demeurant dans le bois. Au carrefour suivant, on suit le sentier de gauche, de manière à se rapprocher de la rupture de pente. Le sentier conduit au site de la grotte.*

## **Zone16. La Grotte de Spy et ses alentours** (DEWEZ, 1967 ; ROUGIER et al., 2004, SEMAL et al., 2011).

Une fois parvenu aux abords de la grotte, on descend légèrement vers celle-ci en suivant le sentier. Celui-ci est bordé par des affleurements de calcaire foncé, bien stratifié, en bancs minces subverticaux. Ils appartiennent au **Groupe du Hoyoux** daté du Warnantien

(sommet du Viséen) qui surmonte la Formation de Lives. On y repère des cherts disposés en alignements de rognons ainsi qu'une intercalation en lit de quelques centimètres d'épaisseur. Ces cherts, contrairement au calcaire environnant, ne réagissent pas à l'acide étant donné leur nature siliceuse. Certains bancs présentent de fines laminations algaires ; des calcaires argileux et calcschistes s'intercalent.

*On remonte vers le panneau de signalisation hexagonal et on redescend derrière celui-ci vers le sud-ouest sur une trentaine de mètres. On aboutit au sommet d'un petit affleurement large d'un bon mètre cinquante.*

En descendant au pied de celui-ci, on observe (figure 40):

- des calcaires foncés en bancs décimétriques surmontés de lits centimétriques ;
- une couche charbonneuse constituée de poussier fin, terreux (terroule) ; cette veine, exposée sur 2 mètres de haut, a une épaisseur d'une trentaine de centimètres et est interrompue en bas par une cavité<sup>36</sup> ;
- une alternance de bancs centimétriques et décimétriques de calcaires, parfois argileux et feuilletés.

Les bancs situés à droite de la veinette, à pendage subvertical sud, présentent, vers le haut, une forte incurvation en direction du sud, atteignant ainsi une disposition subhorizontale.

---

<sup>36</sup> Peut-être cette petite excavation est-elle en rapport avec une ancienne exploitation mentionnée par DELCAMBRE et PINGOT (2008-B).

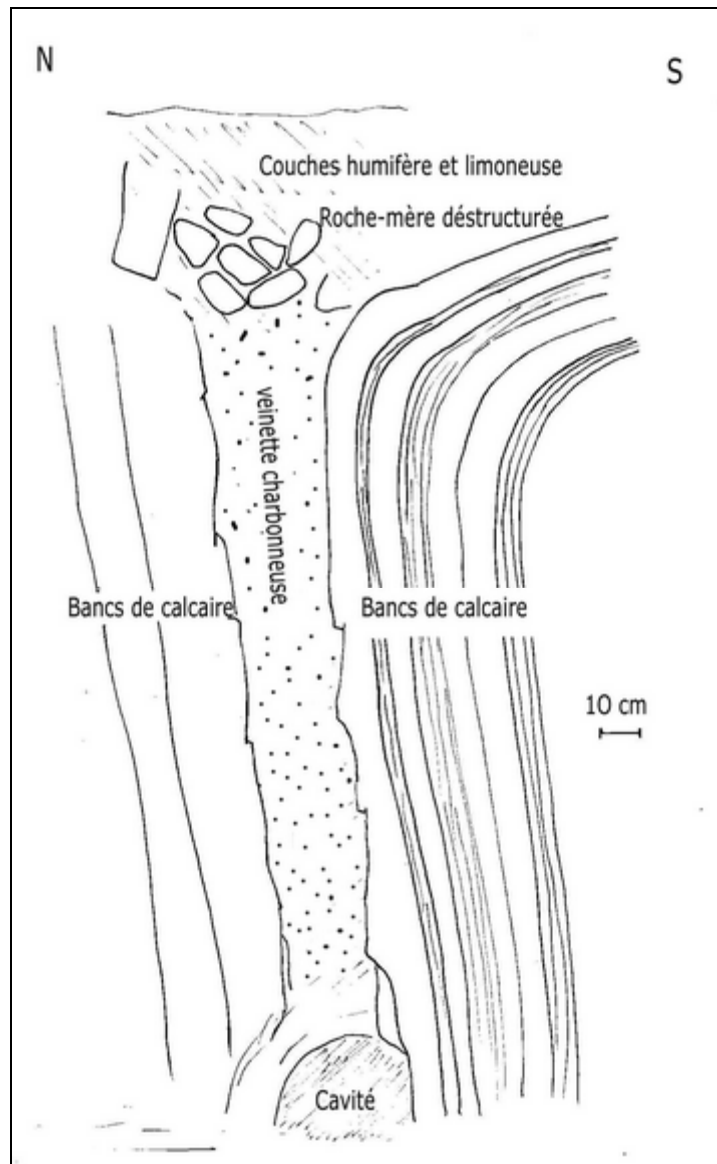


Figure 40. Croquis très schématique de la veinette de terroule et de son environnement.

Une coulée de terre noire, provenant de la veinette charbonneuse, est repérable quasiment jusqu'en bas du versant.

En rejoignant le sentier, on gagne la grotte. Dénommée localement *Bèche-al-Roche* (bec sur le rocher), elle est située à 20 mètres au-dessus du niveau de l'Orneau. La cavité, peu profonde, est ouverte au sud – sud-ouest. L'ouverture est précédée d'une terrasse d'environ 10 mètres sur 10. Une belle arcade rocheuse naturelle s'élève vers le nord.

Le massif de la grotte est constitué par la brèche calcaire du sommet de la Formation de Lives, fortement dolomitisée. Ce massif a évolué de façon semblable à celui des rochers des Grands-Malades à Beez.

## **La Grotte de Spy ou de Betche-al-Rotche : historique des fouilles (DEWEZ, 1981)**

La grotte de Betche-al-Roche est l'un des gisements paléolithiques les plus connus d'Europe et la grotte la plus importante de la préhistoire belge.

Les premières fouilles, peu soignées, sans plan des lieux, sont initiées à l'intérieur de la grotte en **1879** par le docteur **Albert Rucquoy**. Elles ramènent un abondant matériel composé de restes animaux (dents d'hyènes, bois de rennes, défenses de mammouths) et de nombreux outils en silex, qui est conservé à l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique (IRScNB) à Bruxelles.

Une nouvelle campagne de fouilles débute en **1885**, sous la houlette de **Marcel De Puydt, Max Lohest** et **Julien Fraipont**. Cette recherche a le mérite d'inclure une approche stratigraphique. Outre de nombreux ossements animaux, des outils ainsi que des éléments de parure, deux squelettes humains incomplets sont découverts en juillet, à moins de 10 mètres de l'entrée. Ils sont dénommés Spy I et Spy II et rattachés aux Néandertaliens (voir annexe). Pour Spy I, il s'agit d'une femme d'environ 35 ans, dont sont conservés surtout le crâne et les membres supérieurs tandis que Spy II est un homme d'environ 23 ans, au squelette plus complet.

Devant les menaces de déprédations des parties du gisement laissées intactes par De Puydt et Lohest, de nouvelles investigations sont lancées en **1906** par le baron **de Loë** et **E. Rahir**, pour le compte des Musées royaux d'Art et d'Histoire. Elles se poursuivent encore en **1909** et fournissent des outils, des armes en silex et surtout de nombreux objets en os et en ivoire signant la présence d'un véritable atelier de taille de ces matériaux. Ces fouilles sont complétées en **1927** par **Joseph Hamal-Nandrin**, chargé de cours à l'Université de Liège. On ajoutera que la compréhension de la stratigraphie de la grotte doit beaucoup à l'abbé et professeur **H. Breuil**, grand préhistorien français.

Les recherches continuent **entre 1948 et 1956**, menées par le docteur **F. Twiesselmann** de l'IRScNB. Exploitant une tranchée descendant de la terrasse vers l'Orneau, elles permettent de compléter les recherches précédentes en matériel lithique, osseux et anthropologique. La découverte la plus importante est une structure d'habitat datée du Paléolithique supérieur<sup>37</sup> (Gravettien) avec un foyer et une fosse d'ocre rouge, surmontant une vaste occupation aurignacienne et un niveau moustérien.

**Entre 1979 et 1981**, de nouvelles investigations (**Michel Dewez**) mettent au jour une mandibule d'enfant moderne.

Enfin, dans les années 2000, dans le cadre d'un programme de recherches lancé par l'IRScNB, les vestiges néandertaliens de 1886 sont réétudiés et réattribués à deux adultes ainsi que, pour deux fragments mandibulaires et 4 dents, à un enfant de moins de deux ans

---

<sup>37</sup> Voir Annexe I.

(Spy VI) (SEMAL et al., 2011). Il semble par ailleurs que l'ensemble des restes humains découverts sur le site concerne plus de trois individus.

Outre le matériel du Paléolithique moyen (Moustérien) et supérieur (Aurignacien), la Grotte de Spy a révélé quelques objets datant de l'époque néolithique et de l'âge des métaux.

Quant aux occupants néandertaliens dont les restes ont été trouvés dans la grotte, ils vivaient il y a quelque 36000 ans, au plein épanouissement de la glaciation de Würm<sup>38</sup>. Ils appartenaient à l'ensemble culturel de la fin du Paléolithique moyen ou Moustérien (voir Annexe II).

---

<sup>38</sup> Rappelons ici que la Belgique n'a jamais connu de glaciers ni de moraines glaciaires. Elle n'a subi qu'un régime périglaciaire de toundra, avec flore boréale et sol gelé en permanence (Tjåle).

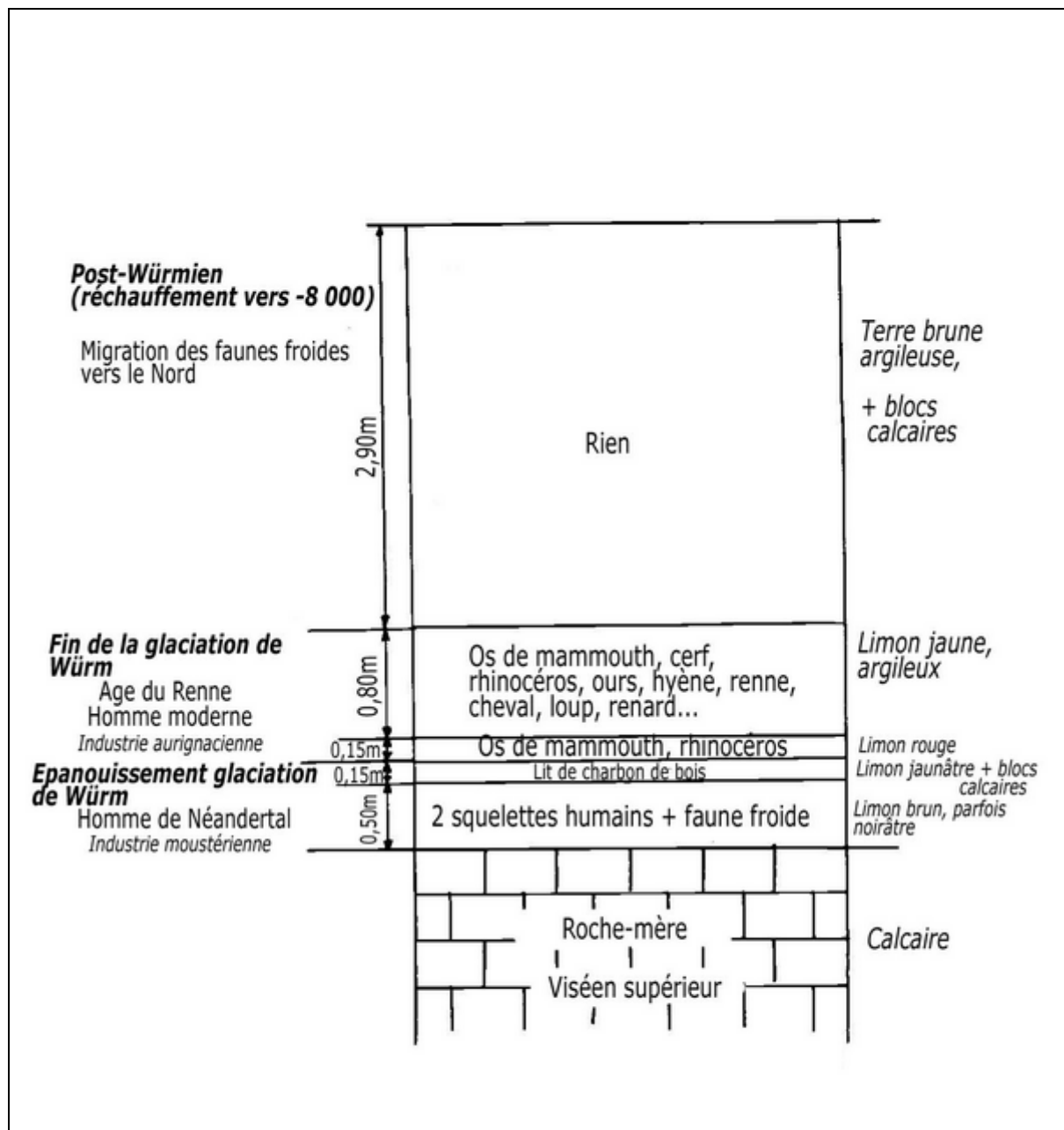


Figure 41. Coupe dans les terrasses devant la Grotte de Spy (fouilles de 1909).

*De la grotte, on emprunte le sentier pour regagner le fond de la vallée et l'EHOS. On reprend les voitures et on roule environ 1,5 kilomètre en direction de Velaine. La route longe le Bois de Floreffe sur 500 mètres. A hauteur de la lisière ouest, un chemin agricole s'étire vers le nord-ouest. On se gare au débouché du chemin.*

## **Zone 17. Grès de Fayat et sables lutétiens**

À l'ouest du Bois de Floreffe, s'étale un imposant complexe de carrières aujourd'hui désaffecté, reconquis par la végétation. Comme dans d'autres exploitations de plus petite

taille disséminées sur le plateau, on y extrayait des sables et du grès d'âge lutétien inférieur (anciennement bruxellien), appartenant à la **Formation de Bruxelles** (figure 26). Le Lutétien supérieur a été enlevé par l'érosion, comme expliqué plus haut.

Les sables, dont l'épaisseur pouvait atteindre ici une quinzaine de mètres, ont été utilisés comme matériaux de construction. Quant aux grès, on les exploita pour la confection de pavés. Ils furent également utilisés dans la partie médiévale du Château de Namur pour le parement de la Tour aux Chartes. La partie supérieure, de couleur plus foncée que la base, n'a pas été édifiée en grès houiller local. Le fait que le grès de Fayat ait été préféré au grès namurien pourrait s'expliquer par la plus grande résistance du premier face aux boulets des assaillants potentiels (PINGOT et al., 2009). Le grès était également utilisé pour la réalisation de meules de moulin (TOUSSAINT, 1975).

*On emprunte sur un peu plus de 500 mètres vers le nord-ouest le chemin longeant la lisière occidentale du bois qui couvre les anciennes carrières. Juste après avoir dépassé le poteau signalant la conduite sous pression de Solvic, on prend à gauche. On longe un taillis que l'on contourne en tournant à droite, à nouveau vers le nord-ouest, jusqu'au bois dit « Le Bois Rougi ».*

## **Zone 18. Menhir et polissoir de Velaine-sur-Sambre**

La Pierre-qui-tourne se dresse un peu au-delà de la lisière. Ce bloc de grès de Fayat mesure 3,10 m de haut, avec une circonférence à la base de 5,4 m. Son nom vient de ce que, d'après la tradition, elle tourne avec le soleil. La verticalité du bloc, contrastant avec l'horizontalité des grès du Lutétien inférieur, la présence d'angles bien marqués par rapport aux autres blocs épars du site, aux arêtes généralement émoussées, plaident fortement pour une intervention humaine.

On attribue l'érection de la pierre à des peuplades de la Civilisation Seine-Oise-Marne, bâtisseurs de mégalithes parmi lesquels on compte ceux érigés sur l'important champ mégalithique de Wéris (commune de Durbuy, province de Luxembourg). Cette culture appartient au Néolithique final. Venues du Bassin parisien, ces populations s'étendirent vers le nord jusqu'au territoire de l'actuelle Wallonie, du Grand-Duché de Luxembourg et même de l'ouest de l'Allemagne entre 2500 et 1800 ans avant JC.

Quelle était la signification des menhirs ?

Le mégalithe a peut-être servi de lieu de culte jusqu'à l'époque gallo-romaine comme le fait penser le matériel varié récolté sur le site, fouillé par E. Rahir en 1904 et 1906. Il s'agit de silex néolithiques (nucléus, lames et éclats retouchés, déchets de taille et percuteurs, hachette de silex poli retaillée), d'une partie de meule en grès, de nombreux fragments de vases grossiers, morceaux de poteries et de tuiles romaines.

L'Abbé TOUSSAINT (1975) rapporte une autre hypothèse, celle d'un jalonnement des chemins et pistes préhistoriques. Le menhir de Velaine-sur-Sambre aurait été dressé près de l'antique chemin d'origine antéceltique menant de Mons à Namur. Il aurait occupé le centre d'un réseau de sentiers menant vers Onoz, Saint-Martin, Balâtre, Boignée et Velaine.



Il est probable qu'il existait sur ce plateau d'autres monuments du même genre<sup>39</sup> ; ils ont été éliminés à l'époque féodale par l'Église, en tant que vestiges de cultes païens mais aussi sans doute, comme les affleurements naturels de grès, dans le but de faciliter les pratiques agricoles.

*On continue à longer la lisière vers l'ouest. À l'angle du bois, on suit la lisière ouest vers le nord sur quelques dizaines de mètres. Aux pieds d'un gros chêne, une piste pénètre ensuite dans le bois, perpendiculairement à la lisière ; elle mène au polissoir.*

Le bois abrite un polissoir en grès de Velaine découvert en 1927 par J. Hamal-Nandrin, à l'occasion d'une excursion au menhir à laquelle participait également l'Abbé Breuil. En examinant les nombreux blocs de pierre qui parsèment le site, Hamal-Nandrin fut attiré par une trentaine de rainures de dimensions différentes qu'il estima ne pouvoir résulter que d'un travail humain. La pierre est longue d'environ 4 m, large de 2,3 m dans sa plus grande largeur et haute de 0,4 à 0,5 m. Quelques silex et des fragments de poteries ont été trouvés à proximité du polissoir. D'autres polissoirs existent dans les environs, dispersés dans les prairies, les champs et des bois privés, souvent difficiles d'accès.

Les hommes du Néolithique polissaient leurs outils, dégrossis au préalable, en engageant les parties qui devaient devenir tranchantes dans les rainures ; ils utilisaient, pour accentuer l'abrasion, du sable et de l'eau. (HAMAL-NANDRIN et SERVAIS, 1931 ; TOUSSAINT, 1975 ; BELLAIRE et al., 1991).

*Le retour aux voitures s'opère par le même chemin.*

## **Zone 19. L'intercision de l'Orneau**

Ce phénomène peut être commenté au moyen d'un simple examen de la carte topographique.

Celle-ci montre au nord de Jemeppe, au lieu-dit Fond des Cuves, une légère dépression arciforme, à concavité sud, partiellement occupée par le ruisseau du Fond des Cuves et son chapelet de petits étangs et s'étalant vers le nord-est quasiment au pied de la Grotte de Spy. Vers le sud-est, par Goyet, elle relie la plaine alluviale de l'Orneau à celle de la Sambre, longeant à l'ouest le talus sur lequel le village de Spy s'est implanté. Une petite terrasse s'étale à Froidmont, en rive gauche de l'Orneau, entre la rivière à l'ouest et la légère dépression à l'est.

Selon l'hypothèse de GULLENTOPS (1952), cette dépression était le vestige d'un ancien cours de l'Orneau, prolongement naturel du cours de la rivière à la sortie des calcaires dinantiens en aval de Goyet. L'auteur a conforté cette hypothèse en faisant réaliser des sondages profonds, entre autres dans la dépression au nord-ouest de Moustier. Les résultats

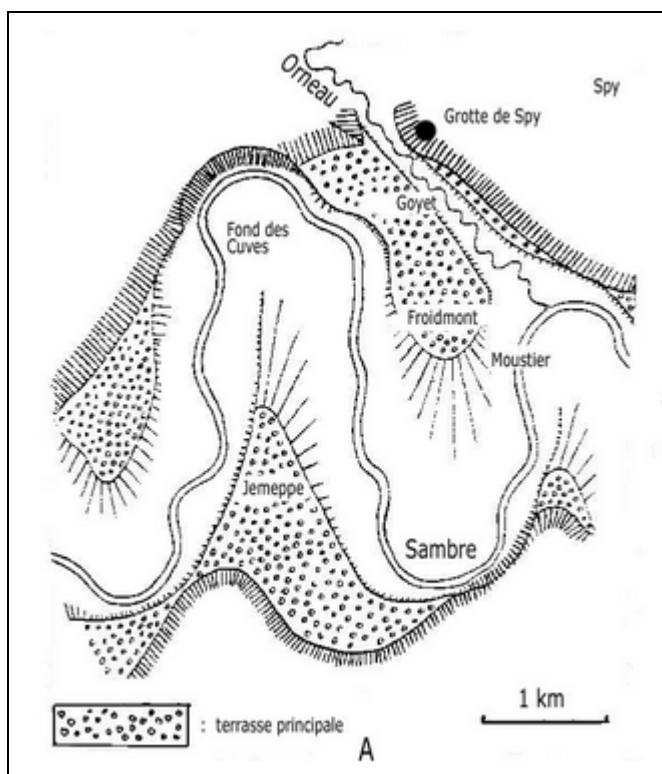
---

<sup>39</sup> TOUSSAINT cite, pour le bassin de l'Orneau, celui de Thorembais-Saint-Trond, encore debout au XIXe siècle et celui de Spy, disparu également.

laissent penser, sur base de l'épaisseur des dépôts non fluviaux, à l'existence un vallon d'ensellement relativement profond, creusé par un ruisseau important.

La séquence suivante a donc pu être envisagée :

- dans un premier temps, l'Orneau se jetait dans la Sambre au nord de Jemeppe, au bord nord de la terrasse principale (reprise sur la figure 42A);
- dans un deuxième temps, le confluent a été entraîné vers l'aval et le sud-est, au niveau de Moustier. À Jemeppe, la Sambre décrivait un grand méandre qui s'approchait progressivement de l'Orneau, l'évolution des méandres s'opérant vers l'aval, comme le démontrent la présence d'un flanc occidental abrupt et d'un flanc oriental de glissement. Suivant de près l'érosion par la Sambre, l'Orneau érodait ainsi la dépression au nord de Froidmont. Le méandre de Jemeppe, progressant vers l'aval, parvint à interciser l'Orneau (figure 42- A);
- dans une troisième phase, le méandre lui-même se recoupa, et la rivière emprunta son ancienne branche orientale (figure 42-B).



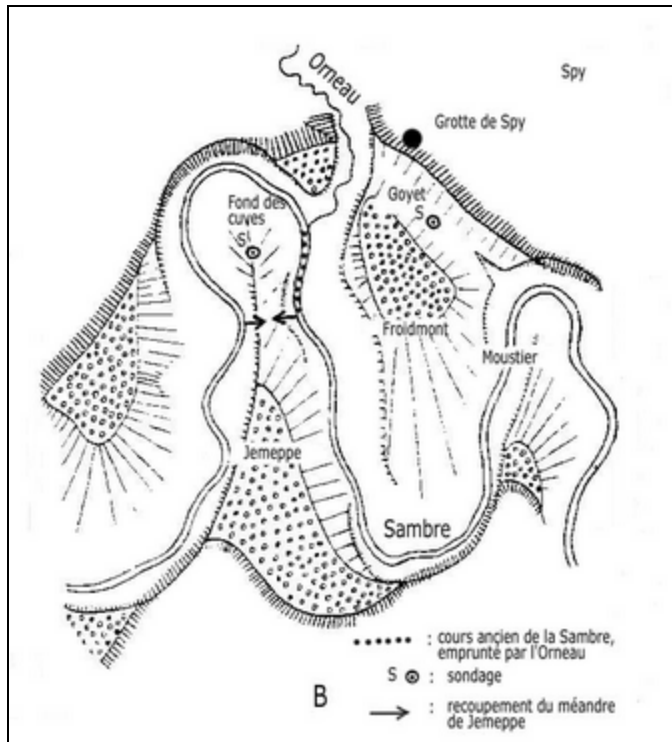


Figure 42. L'intercession de l'Orneau. Deuxième et troisième phase (d'après GULLENTOPS, 1952).

## ANNEXE 1 : Échelle chronologique de la préhistoire

Données pour l'Europe de l'Ouest, tirées de FOUCAULT et RAOULT (2010)

Âges corrigés donnés avant l'Actuel sauf mention contraire.

Il faut noter que certaines civilisations ont été contemporaines, en tout ou en partie.

Depuis - 1,8 Ma	PALEOLITHIQUE INFERIEUR	Industries pré- abbevilliennes	Galets taillés avec enlèvement de quelques éclats ( <i>pebble-culture</i> )
- 1 Ma à - 600 000 a		Abbevillien	Bifaces très irréguliers
- 600 000 à - 80 000 a		Acheuléen et Clactonien	Silex taillés en bifaces plus réguliers  Bifaces remplacés par de grands éclats
- 120 000 à - 42 000 a	PALEOLITHIQUE MOYEN	Moustérien principalement	Racloirs à bords retouchés
- 42 000 à - 30 000 a	PALEOLITHIQUE SUPERIEUR	Aurignacien et Périgordien	Lames, burins, pointes aux tranchants finement retouchés
- 25 000 à - 21 000 a		Solutréen	Grandes pointes plates très régulières
- 33 000 à - 25 000 a		Gravettien	Statuettes en ivoire
- 25 000 à - 16 000 ans		Epigravettien	Statuettes en ivoire
- 21 000 à - 12 000 a		Magdalénien	Régression de la pierre au profit de l'os Gravures et peintures rupestres
- 12 000 à - 8 000 a	MESOLITHIQUE		Petites pointes de silex et galets peints
- 8 000 à - 5 000 a	NEOLITHIQUE		Céramique, polissage de la pierre Mégalithes
Env. - 3 600 AC à - 1000 a AC	AGE DES METAUX	Age du bronze	
- 1 000 AC - début ère chrétienne		Age du fer	

## ANNEXE 2 : Les occupants successifs de la Grotte de Spy

### Le Paléolithique moyen : les Néandertaliens

#### Présentation de Neandertal

Les individus dont les restes ont été découverts lors des fouilles de la Grotte de Spy en 1886 présentent des traits morphologiques caractéristiques permettant de les différencier de l'homme moderne. On relève entre autres : une petite taille (1,62 mètre en moyenne), un crâne volumineux, large, bas, avec gros relief sus-orbitaire (torus) non divisé et protubérance occipitale (« chignon »), l'absence de pommettes et de menton, des avant-bras et des jambes courts relativement aux bras et aux cuisses, des mains et des pieds larges, un thorax large, ... La musculature est généralement puissante (MAUREILLE et SEMAL, 2006).



Figure 43. Crâne trouvé dans la Grotte de Spy (BOULE, 1907).

Les restes trouvés à Spy, considérés comme étant très proches de ceux découverts en 1856 dans la grotte de Feldhofer, dans le vallon du Neander (*Neanderthal* ou *Neandertal* en allemand), non loin de Düsseldorf<sup>40</sup>, ont dès lors été rattachés à la lignée définie sur base de ce fossile type, les Néandertaliens.

---

<sup>40</sup> Et également à Engis, au sud-ouest de Liège en 1829-1830, ainsi qu'à Gibraltar en 1848. S'y ajoutera en 1908 le squelette de La Chapelle-aux-Saints, en Corrèze. D'autres nombreuses découvertes suivront, dont celle de Sclayn (Andenne) en 1993.

## Les origines, l'apport de la génétique moderne

Ces individus, relativement récents, sont le fruit d'une évolution de plusieurs centaines d'années. Une « lignée néandertalienne » serait apparue il y a 450 000 ans environ en Europe (ROUGIER, 2006)<sup>41</sup>. Jusqu'il y a 40 000 ans, Neandertal est le seul représentant de la lignée humaine en Europe. On ignore cependant s'ils sont issus d'une lignée ouest-asiatique ou européenne plus ancienne<sup>42</sup>. Les ancêtres de Néandertaliens se seraient séparés de ceux des hommes modernes il y a quelque 800 000 ans. Différents scénarios évolutifs ont été proposés, mais sans qu'un consensus s'installe.

Selon les écoles, les Néandertaliens sont donc considérés soit comme constituant une espèce à part entière, *Homo neanderthalensis*<sup>43</sup>, soit comme un *Homo sapiens* un peu particulier, une sous-espèce de l'homme moderne qui inclurait donc *Homo sapiens neanderthalensis*, disparu, et *Homo sapiens sapiens*, sous-espèce à laquelle nous appartenons. Le débat est loin d'être tranché et les idées ont évolué assez rapidement durant ces dernières années. Mais la tâche s'avère souvent complexe et exige de constantes remises en question, comme le souligne V. ZEITOUN (2011) : « *L'histoire de l'homme se construit au fil des nouvelles découvertes. Il ne s'agit pas de faire entrer de force les nouveaux fossiles dans une armoire de rangement déjà construite. Bien au contraire, il faut refaire un meuble à chaque fois* ».

Pour illustrer cette évolution rapide des concepts, on mentionnera d'abord cette interview de deux chercheurs bordelais, l'un anthropologue, l'autre archéologue, parue en 2008 dans le magazine scientifique *La Recherche*. La revue titrait alors l'article : « *Neandertal et Cro-Magnon, aucune preuve de rencontre* » (MAUREILLE et BORDES, 2008). Lors de cet entretien, MAUREILLE faisait état de la position de la majorité des scientifiques quant à l'existence de deux espèces différentes, tout en se déclarant dans l'impossibilité de trancher. L'anthropologue soulignait en effet la variabilité morphologique au sein des populations de Néandertaliens mais également dans celles d'hommes modernes, des fossiles d'*Homo sapiens* archaïques présentant, selon son expérience, peu de différences avec ceux de Neandertal. Pour BORDES, archéologue, aucune preuve n'attestait que Neandertal et Cro-Magnon aient occupé les mêmes sites au même moment, même si on peut supposer des échanges culturels, possibles dans les deux sens. Par ailleurs, les études génétiques, menées sur de l'ADN du chromosome Y et sur l'ADN mitochondrial, n'apportaient quant à elles aucun argument probant d'un patrimoine génétique commun (CONSTANS, 2010).

En mai 2010 cependant, une équipe de l'Institut Max Planck de Leipzig, sous la direction de Svante PÄÄBO, permet d'envisager un revirement complet quant aux aspects génétiques. Les recherches portent ici sur de l'ADN nucléaire, issu de prélèvements osseux

---

<sup>41</sup> Les sites les plus importants des plus anciens représentants de cette lignée se trouvent en Espagne, à Atapuerca ainsi qu'à Sima de los Huesos (ROUGIER, 2006).

<sup>42</sup> Les plus anciennes traces humaines découvertes hors d'Afrique le furent en Géorgie (-1,8 Ma). Les premiers fossiles trouvés en Europe sont vieux de 800 000 à 900 000 ans (ROUGIER, 2006).

<sup>43</sup> Dénomination attribuée par l'Irlandais William King en 1864.

sur trois individus néandertaliens vivant il y a à peu près 40 000 ans, retrouvés dans la grotte de Vindija en Croatie. L'ADN nucléaire comporte un nombre de bases nettement supérieur à celui du matériel génétique mitochondrial utilisé antérieurement. Le séquençage du génome complet a permis de séquencer 60% de l'ADN extrait. Seulement 15% à 30% seulement sont cependant considérés comme étant reconstitués de manière fiable.

Ce génome a été comparé à celui d'un Européen, d'un Asiatique, d'un Papou et de deux Africains. On a relevé une dizaine de mutations communes entre Néandertal et les non Africains, mais aucune avec les Africains. Or, si Neandertal constitue une lignée séparée de l'homme moderne il y a environ 400 000 ans, il n'y a aucune raison pour qu'il soit plus proche génétiquement d'une population en particulier. Ce qui amène les auteurs de cette étude à considérer qu'il y a probablement 1 à 4% du génome qui est d'origine néandertalienne chez les Européens, les Papous et les Asiatiques d'aujourd'hui (CONSTANS, 2010 ; CONSTANS, 2011-B). Cette particularité génétique commune entre Européens et Asiatiques fait conclure aux généticiens de l'équipe de Leipzig qu'un métissage<sup>44</sup> avec les hommes modernes fut possible il y a environ 100 000 ans. Il aurait vraisemblablement eu lieu au Proche-Orient, après la sortie d'Afrique mais avant la colonisation des continents européen et asiatique (CONSTANS, 2011-B).

Cependant, si la plupart des spécialistes soulignent l'intérêt de ces résultats, bon nombre demeurent prudents quant à leur interprétation. Ils relèvent en effet les incertitudes qui pèsent encore sur ces données : d'une part, une analyse portant sur des séquences partielles d'un ADN composite issu de trois individus et non d'un seul, d'autre part une répétition insuffisante du séquençage, ce qui en limite la fiabilité, comme évoqué plus haut.

Une autre hypothèse pourrait par ailleurs supplanter l'idée d'un métissage hors d'Afrique. C'est celle d'une proximité géographique éventuelle entre les populations ancestrales des deux lignées ayant coexisté sur le continent africain. Des particularités génétiques seraient apparues dans ces populations ancestrales et auraient perduré, de par l'existence de barrières géographiques naturelles. Après le départ d'Afrique des ancêtres de Neandertal, ceux-ci tout comme les populations d'hommes modernes restées en Afrique évoluèrent, mais certains caractères ancestraux communs aux deux lignées se seraient néanmoins maintenus. Pour vérifier cette hypothèse d'une origine géographique commune à l'origine d'un patrimoine génétique partagé, il serait nécessaire d'étendre la comparaison du génome néandertalien à celui de populations africaines non encore testées comme celles d'Afrique du Nord et de l'Est (CONSTANS, 2011-B).

D'autres équipes ont évoqué la possibilité d'un métissage postérieur à la sortie d'Afrique des Néandertaliens. C'est le cas de celle de B. LAHN à Chicago, sur base de la découverte d'un groupe d'allèles<sup>45</sup> attribué à Neandertal, celui de la microcéphaline<sup>46</sup>, présent chez 70% de nos contemporains mais absent chez les Africains subsahariens (ZIMMER, 2011).

---

<sup>44</sup> Ce métissage fut vraisemblablement anecdotique. En effet, quelques centaines d'unions entre Néandertaliens et hommes modernes suffirent largement pour obtenir ce chiffre de 1% à 4% (CONSTANS, 2011-B).

<sup>45</sup> Allèle : terme désignant les différentes versions d'un même gène, qui occupent le même emplacement (locus) sur le chromosome. Les différences alléliques apparaissent par mutation. Deux allèles différents produiront des effets différents.

<sup>46</sup> Le gène de la microcéphaline code une protéine responsable de la taille du cerveau au cours du développement.

Le débat fait donc toujours rage ! La paléogénétique semble certes constituer une discipline pleine d'avenir, mais encore bien jeune, ainsi que l'a souligné Patrick SEMAL de l'IRScNB (CONSTANS, 2011-A). Comme énoncé plus haut, les données concernant l'étude du genre *Homo*, de l'évolution des diverses lignées et des migrations de celles-ci sont donc en constante mouvance. En effet, la découverte de nouveaux fossiles, entre autres en Asie de l'Est et du Sud-Est, incite même certains paléanthropologues à remettre en cause certaines conceptions bien arrêtées, telle l'hypothèse « *out-of-Africa* », soit l'origine africaine de l'homme moderne. Sur base de l'ancienneté des fossiles africains, *Homo sapiens sapiens* a jusqu'ici été considéré comme acteur d'une dernière vague de migrations vers l'Eurasie. Mais de nouvelles découvertes, en Chine ou ailleurs, pourraient à l'avenir changer cette tendance<sup>47</sup> (ZEITOUN, 2011).

En conclusion, si l'on admet l'existence d'une interfertilité de l'homme moderne et de Neandertal, il faut convenir que ces populations devaient être relativement proches sur le plan biologique. Quant à l'opportunité de les classer dans deux espèces différentes, la question est loin d'être résolue. Peut-on faire état de différences biologiques suffisantes entre elles ? Aucune réponse décisive n'a été apportée. En effet, si des traits anatomiques particuliers ont été découverts sur les fossiles néandertaliens, une petite vingtaine au total, il est difficile de savoir si ces traits étaient caractéristiques, c'est-à-dire partagés par l'ensemble de la population. Il est donc indispensable de mieux connaître la variabilité au sein des populations préhistoriques. Comme le souligne Hélène ROUGIER (2006), « *De nombreuses différences attribuées à des stades évolutifs distincts, voire considérées comme caractéristiques d'espèces particulières, relèvent peut-être plus simplement de la variabilité à l'intérieur d'une population, qui est une donnée biologique normale*<sup>48</sup> ». ».

### **Leur mode de vie, l'outillage, l'art**

Les connaissances concernant les conditions de vie des Néandertaliens ont également progressé durant ces dernières décennies, et particulièrement concernant l'habitat. Les « Hommes des cavernes » ne sont vraiment plus ce qu'ils étaient... En effet, si le séjour en abri sous roche est bien documenté, il ne constitue qu'un mode d'habitat parmi d'autres : cabane érigée au moyen d'ossements et de défense de mammoths (site de Molodova I, Ukraine), abri de branchages appuyé sur des rochers (plage de Terra Amata à Nice), coupevent circulaire non couvert (site de La Folie à Poitiers). Neandertal aurait vraisemblablement érigé également lors de ses déplacements des huttes couvertes de branchages, de terre, d'écorces, de peaux etc. (BOURGUIGNON, 2006).

En ce qui concerne les activités industrielles, les Néandertaliens maîtrisaient la taille de la pierre. A ces productions du Paléolithique moyen (-120 000 à -42 000 ans), on a donné le nom de **Moustérien**. Dans le Moustérien, l'outil le plus caractéristique est un silex taillé sur les deux faces, portant le nom de « biface ». Les Néandertaliens produisaient également

---

<sup>47</sup> ZEITOUN (2011) propose le scénario consensuel d'une sortie d'Afrique d'*Homo sapiens* il y a un million d'années et d'une évolution sous forme de plusieurs espèces régionales : *Homo sapiens neanderthalensis* en Europe, hommes de Solo à Java, hommes de Pékin et de Dali en Chine, *Homo sapiens rhodesiensis* en Afrique centrale et *Homo sapiens sapiens* en Afrique du Nord et de l'Est, ce dernier ayant ensuite migré vers le Proche-Orient puis vers l'Europe.

<sup>48</sup> L'adjectif « normale » est à prendre ici au sens statistique du terme, c'est-à-dire s'appliquant à une variable se distribuant dans une population selon une courbe de Gauss.



du matériel lithique façonné sur éclats, comme les pointes moustériennes. Ils développent également une méthode particulière de débitage, la méthode de type Levallois<sup>49</sup>, où le tailleur détermine avec précision la forme et la dimension d'un éclat avant de le détacher. Cette technique, généralisée sur le Vieux Continent vers -300 000 ans, implique une préparation rigoureuse du bloc de départ, le nucléus, en pratiquant une série de petits enlèvements préalables ; la pièce est donc travaillée sur le nucléus, avant d'en être détachée d'un coup de percuteur. Les éclats sont ensuite fréquemment retouchés, transformés par de petits enlèvements sur un ou plusieurs de leurs bords. Cette industrie fournit des tranchants aigus, utilisés tels quels pour le dépeçage et la découpe du gibier. Le matériel lithique découvert à Spy est très riche en pointes de type pseudo-Levallois, produites selon le même principe, mais où l'axe de la pièce est déjeté par rapport à la direction du coup qui l'a détachée. Ces pointes proviennent de nuclei discoïdes, ce qui les différencie d'une production de type Levallois stricte. Les principaux types d'outils découverts à Spy sont donc des pointes de forme sub-triangulaire, susceptibles d'armer des épieux, ainsi que des racloirs. (BORDES, 1953 ; DEWEZ, 1981 ; MOURRE, 2006 ; JUNGELS et al., 2006)

L'armement de Neandertal s'est cependant vraisemblablement limité aux lances et aux épieux en bois, tandis que les populations d'hommes modernes introduiront l'usage des armes de jet, plus légères, lancées à la main ou au moyen d'un propulseur.

Neandertal manifestait un respect évident pour ses défunts, inhumant ceux-ci avec un cérémonial d'affection. A Spy, des objets usuels furent retrouvés à proximité immédiate des restes humains : pointe moustérienne en phtanite, racloir en silex, trois éclats de silex. On considère qu'il s'agit là d'un mobilier funéraire, d'objets déposés à côté du mort pour qu'il puisse s'en servir dans une autre vie. Cette croyance en une vie dans l'au-delà peut en effet être déduite des traces retrouvées dans de nombreuses sépultures (DEWEZ, 1981).

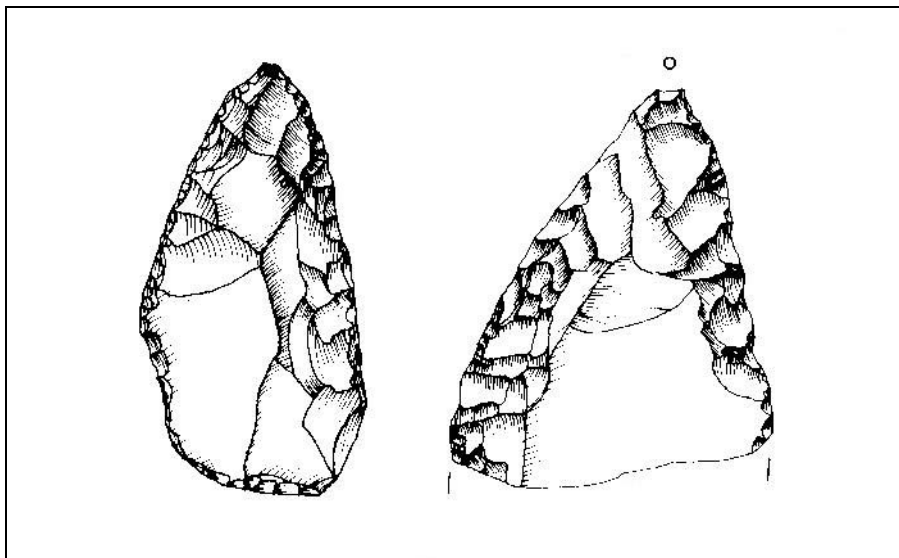


Figure 44. Outil-grattoir et pointe du Moustérien (coll. IRSNB, dessins M. Mardaga ; extrait de DEWEZ, 1981).

<sup>49</sup> De Levallois-Perret, localité des Hauts-de-Seine où, en 1867, fut trouvé dans les graviers du lit de la Seine du matériel lithique de ce type.

Neandertal utilisait déjà des pigments comme l'ocre rouge provenant de l'oligiste oolithique<sup>50</sup> et réalisait des parures (coquillages, traits gravés) ; ces techniques et réalisations artisanales n'étaient donc pas, comme on l'a longtemps pensé, l'apanage des hommes modernes, même s'il s'avèrent infiniment plus fréquents chez ceux-ci. On est donc confronté à une lente montée de ces indices de modernité au Paléolithique moyen, entre - 60 000 et - 30000 ans, qui sera suivie d'une véritable explosion à l'Aurignacien, avec une expression autrement plus complexe et plus sophistiquée (BORDES et MAUREILLE, 2011 ; FLOSS, 2011).

### A quoi ressemblait Neandertal ?



Figure 45. L'homme de Neandertal parmi nous... (MURRAY in Collectif, 1984).

Durant de longues années, Neandertal fut considéré comme une brute épaisse, débile, empreinte de bestialité. C'était l'avis, entre autre de Pierre-Marcellin BOULE<sup>51</sup> (1861-1942). Homme des cavernes, ces primitifs anthropophages grossièrement vêtus de peaux de bêtes devaient nécessairement manifester un mode de vie en rapport avec leurs caractéristiques physiques, soigneusement étudiées par les scientifiques de l'époque. Ces considérations comportementales étaient donc inférées d'un diagnostic anatomique et utilisées pour le renforcer, dans une étonnante interaction. Dans cette conception des choses, on considérait

---

<sup>50</sup> Ce pigment se retrouve dans un des niveaux de la Grotte de Spy (limon rouge). Le pigment provenait de l'oligiste (oxyde de fer, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) oolithique, dont des gisements existaient dans la région de Spy. Plusieurs dizaines de kilos en furent vraisemblablement apportés sur le lieu d'habitat (DEWEZ, 1981).

<sup>51</sup> Eminent professeur de paléontologie au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, il participa, avec les préhistoriens BREUIL et CARTEILHAC, à la création de l'Institut de paléontologie humaine, fondé à Paris par le Prince Albert 1<sup>er</sup> de Monaco. Il y fut le maître d'un autre paléontologue (et théologien) célèbre, le jésuite Pierre TEILHARD de CHARDIN. C'est M. BOULE qui a effectué la première description complète de l'homme de Neandertal, sur base du squelette de La Chapelle-aux-Saints.

même que des traits anatomiques primitifs pouvaient réapparaître accidentellement de façon atavique dans la population moderne, issue d'un reliquat commun à Neandertal et aux ancêtres des hommes modernes. D'ailleurs, à cette époque où l'on était féru d'anthropologie (et d'anthropométrie), certains spécialistes étaient persuadés de reconnaître ces caractères ataviques sur les crânes de bon nombre de criminels conservés dans les collections anatomiques.

La vision que l'on avait de ces hommes préhistoriques s'est cependant progressivement humanisée par la suite. C'est pour illustrer son opinion selon laquelle l'impression de « primitivité » est souvent renforcée et traduite dans les reconstitutions par des caractères extérieurs à l'analyse des restes fossiles, que le paléontologue américain C.S. COON a proposé le dessin réalisé par R.W. MURRAY en 1943 (fig. 45). L'homme dont il nous présente le profil pourrait aisément déambuler dans nos rues sans susciter trop d'étonnement de la part de nos contemporains dits « civilisés ». Il en irait de même pour le sympathique individu remarquablement reconstitué en grandeur nature au sein de *l'Espace de l'Homme de Spy*, moyennant bien entendu un petit passage chez le coiffeur et le tailleur...

## La disparition

La disparition de Neandertal, il y a environ 30 000 ans<sup>52</sup>, n'est pas expliquée avec certitude. La majorité des préhistoriens admettent actuellement une coexistence entre l'arrivée des hommes modernes en Europe, il y a un peu moins de 40 000 ans, et la disparition de Neandertal.

Il n'y a cependant pas de preuves d'un génocide par ces populations d'hommes modernes, pas plus que de stigmates de maladies nouvelles dévastatrices. Une consanguinité trop forte avec apparition de tares génétiques a été invoquée, mais cette hypothèse s'avère bien entendu invérifiable. On sait par ailleurs actuellement que Neandertal n'était pas désavantagé par rapport à Cro-Magnon sur le plan des capacités cognitives ou de l'aptitude au langage.

Le rôle d'une grande instabilité climatique entre -65 000 et -20 000 ans a été invoqué par LERYER et LEROI-GOURHAN dans les années 80. Un refroidissement vers -30 000 aurait ainsi imposé à Neandertal une migration vers le sud, dans un milieu plus ouvert où il se serait révélé piètre chasseur (BORDES, 2006 ; LEMARCHAND, 2006 ; MAUREILLE et BORDES, 2008). BANKS et D'ERRICO (2011), sur base d'études dans la péninsule ibérique, font également intervenir la conjonction des facteurs climatiques et de l'arrivée de populations d'hommes modernes, mieux équipés et mieux organisés. Quoique bien adapté au froid, Neandertal n'aurait cependant pas pu soutenir la compétition avec Cro-Magnon, en raison de zones de conflit potentiel avec les stratégies de subsistance de cette autre population. Dans un premier temps, l'implantation de Cro-Magnon aurait été freinée par le climat froid, mais ensuite, un épisode de réchauffement survenu entre -40 000 et -35 000 ans l'aurait favorisée. Les modalités que prit cette compétition lors du contact ne sont cependant pas élucidées.

D'autres facteurs peuvent être invoqués. Ainsi, l'amélioration climatique aurait pu favoriser également la colonisation de nouveaux territoires par les Néandertaliens mais au prix d'un éloignement des populations et d'une dislocation du réseau d'échanges. On peut de

---

<sup>52</sup> C'est la péninsule ibérique qui constitua le dernier refuge des populations néandertaliennes face à l'avancée des hommes modernes.

plus invoquer la compétition avec les grands carnivores pour l'accès au gibier (MAUREILLE, 2011).

## **Le Paléolithique supérieur**

Au Paléolithique supérieur, le site de Spy a été occupé par des hommes modernes, dont le fossile humain le plus typique est celui de Cro-Magnon. Il s'agissait, comme pour Neandertal, de chasseurs nomades habitant sous tentes ou huttes mais fréquentant également des abris sous roche.

Il ne semble pas qu'il y ait eu une discontinuité technique et culturelle franche entre Néandertaliens et hommes modernes. Au contraire, on envisage une évolution continue entre les réalisations des derniers Néandertaliens et celles des hommes modernes à l'**Aurignacien**. Des techniques plus anciennes et plus archaïques comme celles de la culture moustérienne semblent avoir évolué par endroits vers l'Aurignacien (BORDES et MAUREILLE, 2011).

Du matériel lithique du Paléolithique supérieur (Aurignacien et Périgordien supérieur) a été retrouvé lors des fouilles : pointes, lames, parfois pointues, perçoirs, grattoirs, burins.

Un atelier de débitage et de façonnage de l'ivoire de mammoth a également été découvert. Le matériau était découpé en languettes puis tronçonné pour en faire des perles mais était aussi façonné en plaquettes. Ces objets étaient destinés à confectionner des pendeloques, qui étaient par ailleurs réalisées au moyen de dents, le plus souvent de renards.

On ne relève aucune forme d'art pariétal à Spy, pas plus que dans les autres grottes belges. L'ocre rouge fut cependant abondamment utilisée au Paléolithique (et déjà par Neandertal, comme exposé plus haut). L'habitude d'ocrer le sol apparut à l'Aurignacien pour se poursuivre jusqu'au Magdalénien. Un « niveau rouge » fut d'ailleurs retrouvé lors des fouilles (figure 41). Des os creux fortement teintés de rouge sur leur surface interne ont été découverts, vraisemblablement des récipients à ocre. Des outils étaient également fabriqués en ivoire, en os et en bois de renne : armatures de sagaies, poinçons, lissoirs ou languettes d'os à extrémité arrondie (DEWEZ, 1981).

Comme évoqué plus haut, l'évolution des manifestations artistiques a longtemps laissé croire, à une modification brutale de culture, liée à l'arrivée de l'homme moderne. C'est en fait l'imprécision des fouilles et des datations qui a, au XIXe siècle ainsi que durant une partie du XXe, induit l'idée de cette simultanéité d'innovations dans les modifications des modes de vie. Il y eu certainement un basculement culturel, mais il s'est étalé sur 10 000 ans, entre -45 000 et -35 000 ; son origine est à chercher dans une reconfiguration du mode de vie, avec une phase accélérée d'innovations, en relation avec des mouvements d'idées, des transmissions d'informations entre groupes et des facteurs environnementaux telle une grande instabilité climatique (BORDES et MAUREILLE, 2011).

## **L'occupation post-paléolithique** (DEWEZ, 1981)

Les connaissances concernant l'occupation du site après le Paléolithique sont nettement moins abondantes que pour les époques antérieures. Une Swastika gravée sur un

fragment osseux a été rapportée à l'âge du Bronze (-1800 à -700 AC), par comparaison avec des objets témoins similaires.

À l'époque gallo-romaine, l'implantation humaine était située au bord de l'Orneau et a donc en grande partie disparu en raison des modifications du cours d'eau. Sur ces terrains remaniés des berges, on découvre de nombreux tessons de céramique, des monnaies et objets en bronze dont une bague avec chaton en pâte de verre.

En 1953, une petite croix découpée dans de l'os fut découverte par le Dr TWIESSELMANN. Cette croix était perforée à la base de la branche la plus longue et chaque face portait cinq cupules. Ce symbole chrétien pourrait être daté du Moyen Âge.

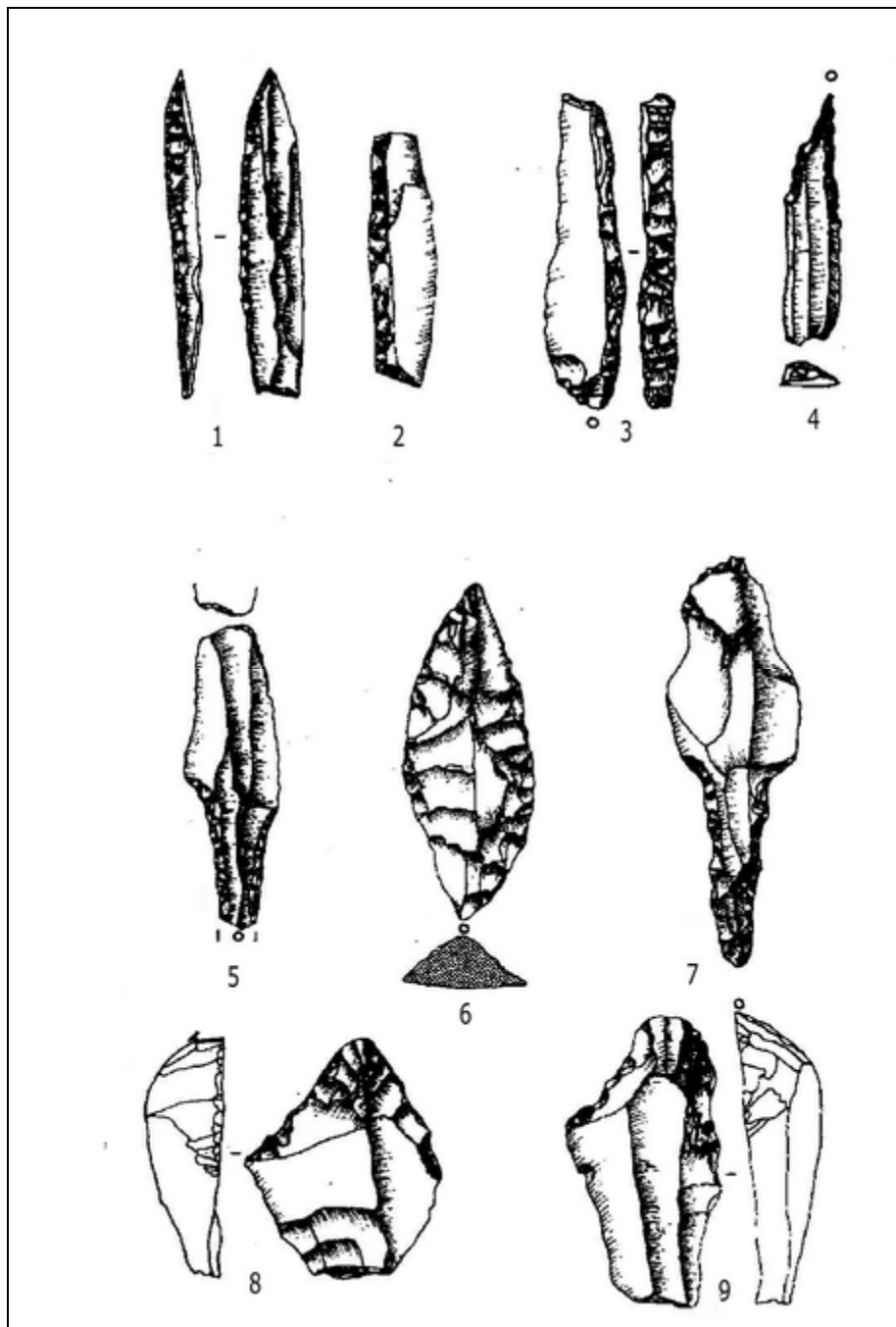


Figure 46. Outils du Paléolithique supérieur (coll. IRSNB, dessins M. Mardaga ; extrait de DEWEZ, 1981).

Légende :

- 1 à 3 : pointes et lames à bords abattus ;
- 4 : perçoir ;
- 5 et 7 : outils pédonculés ;
- 6 : pointe foliacée ;
- 8 et 9 : grattoirs.

## GLOSSAIRE

(BOULVAIN et PINGOT, 2012 ; FOUCAULT et RAOULT, 2010<sup>53</sup> ; DEJONGHE, 2007<sup>54</sup> ; DEJONGHE et JUMEAU, 2007).

### **Actuel**

Période contemporaine prise comme référence dans une échelle de temps. Cette référence étant mobile dans le temps peut être utilisée pour les périodes géologiques lointaines. Elle pose cependant problème pour les périodes plus récentes où il est nécessaire de fixer une origine des temps plus précise comme le début de l'ère chrétienne [années *Ante Christum* (AC)] ou le « *Present* », considéré comme étant 1950 [années *Before Present* (BP)].

### **Benthique**

Adjectif qualifiant un être vivant sur le fond aquatique (par opposition à pélagique).

### **Bioclastique**

Adjectif s'appliquant aux roches sédimentaires formées pour une bonne part de bioclastes, c'est-à-dire de débris d'organismes. Le terme s'applique essentiellement aux débris carbonatés

### **Bioturbé**

Adjectif dérivé de **bioturbation**, ensemble de dérangements au sein d'un sédiment, occasionnés par des déplacements d'organismes vivants (galeries, terriers etc.). La bioturbation constitue un signe d'oxygénation du milieu, propice au développement de la faune.

### **Bioherme**

Récif, c'est-à-dire masse de roches sédimentaires construite par des organismes vivants, constituant un dôme, de structure non litée, c'est-à-dire non formée de couches successives, et indépendante de la stratification des couches avoisinantes.

### **Biostrome**

Récif de forme beaucoup plus étendue qu'épaisse, formant des couches interstratifiées dans les couches avoisinantes.

### **Brachiopodes**

Les brachiopodes forment un embranchement regroupé avec deux autres dans les Lophophoriens, car munis d'un lophophore, structure permettant à ces animaux marins de se nourrir de particules en suspension. Les brachiopodes ressemblent morphologiquement aux mollusques bivalves mais s'en différencient par la présence d'une valve dorsale et d'une valve ventrale, de formes différentes ; chez les bivalves, ou lamellibranches, les deux valves sont latérales et symétriques. *Stringocephalus burtini* est un exemple de brachiopode du Givétien.

---

<sup>53</sup> On ne peut que recommander le *Dictionnaire de géologie* signé par ces auteurs aux naturalistes amateurs de géologie. La plus grande partie des éléments constituant ce glossaire est tirée de cet ouvrage remarquable.

<sup>54</sup> Le *Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie* constitue une initiation fort agréablement illustrée aux principaux phénomènes géologiques ainsi qu'au vocabulaire de la discipline. Cette petite brochure est fournie lors de l'achat d'une carte géologique.

### **Calclutite**

Roche sédimentaire calcaire formée essentiellement d'éléments plus petits que 62,5 µm.

### **Calédonienne**

Adjectif caractérisant une phase orogénique s'étalant de -540 à -385 Ma environ.

### **Chronostratigraphie**

Science qui étudie les différentes couches de sédiments mises en rapport avec des intervalles de temps. On distingue différentes divisions chronostratigraphiques. En partant de la division élémentaire de base, on a ainsi: l'étage → la série → le système.

### **Cinéritique**

De **cinérite** : roche formée par accumulation de cendres volcaniques, en milieu marin ou, plus souvent, continental.

### **Conodontes**

Corps denticulés de taille de l'ordre du millimètre, connus uniquement à l'état fossile. De nature zoologique longtemps incertaine, ils correspondraient à des pièces appartenant à l'appareil masticateur d'animaux vermiformes, ancêtres des vertébrés (chordés) ressemblant aux lamproies, seuls ces restes dentaires ayant traversé le temps.

### **Coraux**

On appelle Coraux au sens large l'ensemble des Cnidaires constructeurs de récifs. Ils appartiennent à la classe des Anthozoaires. Les Cnidaires sont formés d'individus composés d'une paroi entourant une cavité digestive à orifice unique, entouré de tentacules. Leurs représentants à vie fixée, les polypes, sécrètent souvent un squelette calcaire (polypier) formant alors colonies et récifs. Rugueux et tabulés forment des constructions coralliennes.

### **Crinoïdes**

Groupe appartenant à l'embranchement des Echinodermes. Ils sont constitués d'un calice et d'une tige assurant la fixation de l'animal. Ce sont surtout leurs débris, des articles de la tige, les entroques, que l'on retrouve dans les sédiments.

### **Dolomie**

Roche sédimentaire carbonatée contenant 50 % ou plus de carbonate, dont la moitié au moins sous forme de **dolomite**, carbonate double de calcium et de magnésium  $(Ca, Mg)(CO_3)_2$ .

Les dolomies primaires sont dues à la précipitation directe de la dolomite, le plus souvent dans des lagunes côtières de pays chauds.

Les dolomies secondaires sont issues de la **dolomitisation**, remplacement total ou partiel de la calcite par de la dolomite. Elles sont plus abondantes.

### **Évaporites**

Dépôts riches en chlorures et sulfates alcalins. La précipitation de ces sels succède à des concentrations par évaporation intense, généralement dans des lagunes peu ou pas reliées à la mer, ou encore dans des lacs salés. Ces dépôts correspondent souvent à un épisode de régression et s'intercalent alors entre des calcaires marins francs.

### **Faciès** (du latin *facies*, aspect)

Ce terme a deux acceptions :



- catégorie dans laquelle on peut ranger une roche selon des critères lithologiques ou paléontologiques ; par exemple : faciès gréseux ;
- catégorie correspondant à un milieu de sédimentation ; par exemple : faciès lagunaire (c'est dans ce sens que le terme est utilisé dans ce travail).

### **Feldspath**

Tectosilicate (silicate dont les tétraèdres sont unis entre eux par les sommets, tous les atomes d'oxygène étant mis en commun) qui est chimiquement un silico-aluminate potassique, sodique ou calcique.

### **Foraminifères**

Protozoaires, presque exclusivement marins, entourés d'un test organique, calcaire, ou formé de grains agglutinés provenant du milieu environnant.

### **Glaucanie**

Association de minéraux argileux à forte teneur en fer, formée en milieu marin. Elle se présente sous forme de grains vert foncé. La glaucanie brunit sous climat chaud en donnant des hydroxydes de fer (goethite) et de la silice.

### **Gneiss**

Roche métamorphique à structure en feuillets.

### **Graptolit(h)es**

Groupe zoologique constitué d'animaux marins, surtout pélagiques, tous fossiles, dont les restes ressemblent à des traits de crayon plus ou moins dentelés à la surface des schistes.

### **Granite**

Roche magmatique, constituée à 80% de quartz et de feldspaths alcalins et de minéraux accessoires pour le reste. Le granite n'existe pas en Belgique.

### **HCl**

Acide chlorhydrique. La solution à 10% est utilisée pour la révélation de carbonates. Ceux-ci font effervescence lors de la réaction avec l'acide en raison de la production de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>).

### **Hercynien**

Voir Varisque.

### **Infratidal**

Voir Tidal

### **Inlandsis**

Glacier recouvrant une surface continentale importante (quelques milliers de kilomètres carrés).

### **Intertidal**

Voir Tidal

### **Karst (adj.: karstique)**

Plateau calcaire affecté par le modelé karstique, c'est-à-dire dont les roches sont soumises en surface et/ou en profondeur à la dissolution par les eaux météoriques chargées de gaz carbonique.

### **Lagunaire**

Adjectif qualifiant un milieu constitué d'une étendue d'eau plus ou moins salée, séparée de la mer par un cordon littoral (lagune).

### **Laminites**

Voir Stromatolithes.

### **Limnique**

Adjectif s'appliquant à des bassins continentaux, marécageux ou lacustres ainsi qu'à leurs sédiments, leur faune, leur flore, etc.

### **Lithoclastique**

Adjectif s'appliquant à des roches sédimentaires formées de débris de roches formées antérieurement.

### **Lithologie**

Science qui a pour objet la connaissance des pierres.

### **Métamorphisme**

Transformation d'une roche à l'état solide sous l'effet d'une élévation de pression et/ou de température, avec formation de nouveaux minéraux (dits néoformés) et modifications de la texture et de la structure (adj. : **métamorphique**).

### **Mitochondrial**

Adjectif dérivé de mitochondrie : organite de la cellule qui lui fournit de l'énergie. Les mitochondries possèdent un matériel génétique réduit. Seules les mitochondries de la mère sont transmises à la descendance.

### **Oligiste**

Synonyme d'hématite, oxyde de fer ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

### **Oolithe ou oolite (adj. : oolit(h)ique)**

Petite sphère à diamètre de 0,5 à 2 mm en moyenne, dont le centre est un débris de roche (p. ex. un grain de quartz) ou de fossile et dont l'enveloppe est formée de couches minces concentriques de nature calcaire, ferrugineuse, phosphatée... Les oolithes calcaires se forment en milieu marin, parfois lagunaire ou lacustre, dans des eaux agitées. Dans les oolithes ferrugineuses, dont l'origine est encore mal cernée, le fer provient de l'altération continentale. Les oolithes se sont accumulées en milieu marin, formant de larges lentilles. Elles constituent une source de minerai de fer et furent aussi utilisées comme pigment.

### **Orogenèse (adj. : orogénique)**

Processus conduisant à la formation des reliefs.

### **Ostracodes**

Arthropodes à corps non segmenté, enfermé dans une coquille chitineuse et parfois calcifiée.

**Paralique**

Adjectif s'appliquant à des bassins, ainsi qu'à leurs sédiments, situés sur des rivages marins.

**Parautochtone**

Unités tectoniques peu déplacées, par rapport à des unités charriées qui les surmontent.

**Pédologie** (adj. : **pédologique**)

Science qui étudie les sols, notamment d'un point de vue physico-chimique.

**Pélagique**

Adjectif qualifiant un animal ou un végétal marin ne vivant pas sur le fond mais nageant ou flottant (par opposition à benthique).

**Phtanite**

Roche sédimentaire siliceuse et argileuse, à cassure finement esquilleuse, opaque, grise à noire (matière graphiteuse ou charbonneuse), formée de très petits cristaux de quartz, généralement issue de dépôts marins.

**Progradation**

Avancée progressive vers le large des dépôts d'une bordure de bassin.

**Polypier**

Voir Coraux.

**Régression**

Retrait de la mer en deçà de ses limites antérieures.

**Rift**

Fossé d'effondrement d'origine tectonique, creusé soit au sein d'un continent, soit au milieu des dorsales océaniques.

Un **rift avorté** ou aulacogène (du grec *aulax*, sillon) est un fossé longitudinal affectant un socle continental perpendiculairement à sa bordure et dont l'effondrement progressif a été contemporain d'un remplissage sédimentaire. Ce comblement sédimentaire a dès lors acquis une épaisseur considérable, nivelant la dépression.

**Rugueux**

Egalement appelés Tétracoralliaires, ces espèces coloniales ou solitaires, toutes fossiles, appartiennent à l'embranchement des Cnidaires. Ils sont plus présents dans les phases argileuses ou dans les calcaires très argileux. *Disphyllum virgatum* en est un représentant.

**Shale**

Terme anglais désignant les roches sédimentaires à grain très fin, dont les principaux composants sont des **argiles** (roches composées de grains de diamètre inférieur à 3,9  $\mu$ ) et qui s'applique également à des schistes argileux ou à des argiles schisteuses. Le terme **shale** implique que la roche a tendance à se débiter selon des plans parallèles à la stratification. Le mot **schiste** devrait en fait être réservé aux roches ayant acquis sous l'influence de contraintes tectoniques, une **schistosité**, c'est-à-dire un feuilletage plus ou moins serré distinct de la stratification. Dans le présent travail, les termes shales et schistes sont employés indifféremment, en s'en tenant aux termes employés utilisés par les auteurs consultés dans les descriptions lithologiques.

## **Silicate**

Minéral caractérisé par un motif de base élémentaire formant un tétraèdre  $[\text{SiO}_4]^{4-}$  (acide silicique) dont le centre est occupé par un atome de silicium et chaque sommet par un atome d'oxygène. Ces atomes sont donc communs aux tétraèdres voisins, organisés en réseau régulier  $(\text{SiO}_2)_n$ . Les tétraèdres s'associent cependant de manière différente et sont reliés entre eux, soit par des cations occupant des mailles du réseau soit, soit par des atomes d'oxygène, tous les atomes étant communs (comme dans la silice) ou seulement une partie. Selon le type d'agencement et de liaisons mises en œuvre au niveau des tétraèdres, on distingue six grandes familles de silicates. Parmi les silicates les plus connus, outre la silice<sup>55</sup>, citons les minéraux argileux participant à la composition des roches argileuses (shales, kaolin) où en dérivant comme les schistes ardoisiers. Dans certains minéraux, les tétraèdres des ions silicates peuvent s'associer en chaînes. Celles-ci ne pouvant être clivées que parallèlement à leur longueur, ces minéraux ont une structure fibreuse. On y trouve les minéraux repris sous le terme général d'asbeste ou d'amiante, par exemple : le chrysotile, la crocidolite, la trémolite, l'amosite etc.

## **Silteux**

Adjectif se rapportant à *silt*, mot anglais désignant les sédiments détritiques meubles à grains de diamètre compris entre 3,9  $\mu$  et 62,5  $\mu$  et également les roches sédimentaires consolidées qui en dérivent.

## **Spongiaires**

Embranchement regroupant des animaux parmi les moins complexes, constitués de cellules non différenciées et donc non organisées en tissus, comme les éponges. Les stromatopores constitueraient une classe de spongiaires au squelette largement calcifié.

## **Stromatolithes (stromatolites)**

Construction laminée d'origine organique, présentant une forme à reliefs, discoïde, mamelonnée, en colonnes etc., due à des cyanobactéries (« algues bleues »), prédominantes, ainsi qu'à des bactéries et à des algues. Les cyanobactéries jouent un rôle de piégeage de matériau carbonaté par le développement de tissus mucilagineux.

Ces bioconstructions marquent la proximité de la ligne de rivage.

## **Stromatopores**

Organismes uniquement fossiles, présents du Cambrien au Crétacé, vivant en colonies formées de lamelles calcaires superposées, plus ou moins ondulées, reliées par de petits piliers. Ils peuvent prendre une forme massive, globuleuse, l'aspect de feuilletés ou encore de cylindres, en fonction des conditions du milieu (luminosité, turbulence...). Ce sont des espèces qui jouèrent un rôle important dans l'édification des récifs du Dévonien. On considère actuellement qu'ils constituent une classe de l'embranchement des Spongiaires.

Les formes planes des constructions laminées sont appelées **laminites**. Elles se seraient formées dans un environnement plus calme que celui des formes à reliefs.

## **Subsidence** (du latin *subsidere*, s'enfoncer)

Enfoncement progressif, régulier ou saccadé, pendant une assez longue période, du fond d'un bassin sédimentaire, marin ou non.

---

<sup>55</sup> Le fait que les quatre angles du tétraèdre soient impliqués dans une liaison stable explique la dureté particulière de la silice dont le représentant le plus abondant chez nous est le quartz.

**Systeme**

Niveau de division chronostratigraphique (voir ce mot).

**Tabulés**

Ce sont des Cnidaires fossiles à cloisons horizontales (*tabulae* = tables), très tolérants à la boue, avec un rôle constructeur plus important que les Rugueux.

**Tempestite**

Lit sableux déposé par une tempête.

**Terrigène**

Adjectif s'appliquant à tout élément figuré (fragment de roche, minéral...) arraché à une terre émergée par l'érosion ainsi qu'aux sédiments qui en sont constitués.

**Test**

Enveloppe rigide, le plus souvent calcaire, de certains invertébrés comme les Foraminifères, les Echinodermes, etc.

**Tholéiite (adj. : tholéitique)**

Variété de basalte (roche magmatique effusive), riche en silice.

**Tidal**

Mot anglais se rapportant aux marées. Ce sont surtout les dérivés de cet adjectif qui sont employés :

- infratidal ou subtidal : situé au-dessous du niveau de la basse mer ;
- intertidal : situé dans la zone entre la basse et la pleine mer, soit dans la zone de battement des marées ou estran ;
- supratidal : situé au-dessus du niveau de la pleine mer.

**Transgression**

Avancée de la mer au-delà de ses limites antérieures.

**Varisque (syn. : hercynien)**

Adjectif qualifiant un cycle orogénique s'étalant entre -480 et -290 Ma. Il fut à l'origine d'un gigantesque plissement dû à la collision entre la zone rhénohercynienne, à laquelle appartenait le sud de la Belgique actuelle et une zone située immédiatement au sud-est de celle-ci, la Mid-German Crystalline Rise (MGCR), s'étendant des Vosges du Nord jusqu'au nord-ouest de l'Allemagne. Le plissement varisque est responsable du relief actuel de nos régions : Anticlinorium de l'Ardenne, Synclinorium de Dinant, etc.

# BIBLIOGRAPHIE

## Géologie et géographie

BELANGER I., DELABY S., DELCAMBRE B., GHYSEL P., HENNEBERT M., LALOUX M., MARION J.-M., MOTTEQUIN B., PINGOT J.-L., 2012 - *Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique)*. *Geologica Belgica*<sup>56</sup>, 15/3 : 169-175.

BEURLIN K., LICHTER G., 1987 - *Les fossiles*. Ed. Solar, Paris, 288 p.

BLESS J.-M., FERNÁNDEZ NARVAIZA C., 2000 - *L'odyssée de l'Euregio Meuse-Rhin*. Professional Paper 2000/2, N° 291, Service Géologique de Belgique, 118 p.

BOUCKAERT J., non daté - *La chasse aux fossiles*. Ed. Hayez, Bruxelles, 112 p., 17 plans.

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.-A., SARTENAER P., TOURNEUR F., VANGUESTAINE M., 1999 - *Les formations du Frasnien de la Belgique*. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*. N° 44, Min. Aff. Econom. 126 p.

BOULVAIN F., 2010 - *Géologie. Pétrologie sédimentaire. Des roches aux processus*. Technosup. Ed. Ellipses, Paris. 259 p.

BOULVAIN F., PINGOT J.L., 2012 - *Une introduction à la géologie de la Wallonie*. [www.ulg.ac.be/geolsed/geolwal/geolwal.htm](http://www.ulg.ac.be/geolsed/geolwal/geolwal.htm)

BULTYNCK P., COEN-AUBERT M., DEJONGHE L., GODEFROID J., HANCE L., LACROIX D., PREAT A., STAINIER P., STEEMANS Ph., STREEL M., TOURNEUR F., 1991 - *Les formations du Dévonien moyen de la Belgique*. Service Géologique de Belgique, Bruxelles, 106 p., 36 fig., 7 pl.

DEBACKER T.-N., DEWAELE S., SINTUBIN M., VERNIERS J., MUCHEZ P., BOVEN A., 2005 - *Timing and duration of the progressive deformation of the Brabant Massif, Belgium*. *Geologica Belgica*, 8/4: 20-34.

DEJONGHE L., 2007 - *Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie*. Ministère de la Région Wallonne, DGRNE, Namur, 52 p.

DEJONGHE L., JUMEAU F., 2007 - *Les plus beaux rochers de Wallonie. Géologie et petite histoire*. Service géologique de Belgique, Bruxelles, 358 p.

DELCAMBRE B., PINGOT J.-L., 2008-A - *Carte géologique de Wallonie, 47/1-2. Notice explicative*. Ministère de la Région Wallonne, DGRNE, Namur, 96 p.

---

<sup>56</sup> *Geologica Belgica* est accessible en ligne sur le *Portail de Publications de Périodiques Scientifiques* de l'Université de Liège (*PoPuPS*), réalisation du *Réseau des Bibliothèques de l'Université* ([popups.ac.ulg.be](http://popups.ac.ulg.be))

DELCAMBRE B., PINGOT J.-L., 2008-B - *Carte géologique de Wallonie, Fleurus-Spy, 47/I-2*. Ministère de la Région Wallonne, DGRNE, Namur.

DEVUYST F.-X., HANCE L., POTY E., 2005 - *The Dinantian of Southern Belgium revisited: sedimentary history and biostratigraphy*. A guide book of key sections. SCCS – Field Meeting - 24-28.05.2005. Emended version of the guide book. 74 p. Disponible en ligne sur le site: [www2.ulg.ac.be/paleont/fieldmeeting.htm](http://www2.ulg.ac.be/paleont/fieldmeeting.htm)

FLUCK P., 2000 - *Sainte-Marie-aux-Mines. Les mines du rêve*. Les Éditions du Patrimoine minier, Soultz, 205 p.

FOUCAULT A., RAOULT J.-F., 2010 - *Dictionnaire de géologie*, 7<sup>e</sup> édition. Dunod, Paris, 388 p.

GULLENTOPS F., 1952 - *L'intercision de l'Orneau et le recoupement du méandre de Jemeppe-sur-Sambre*. Bulletin de la Société belge d'études géographiques, 21 : 153-160.

HAGON F., 1991-A - *Sortie géologique du samedi 24 novembre 1990. La vallée de l'Orneau. Visite du musée de la préhistoire à Jemeppe-sur-Sambre*. Bulletin de la Société Royale des Naturalistes de Charleroi, N°1 : 4-6.

HAGON F., 1991-B - *La vallée de l'Orneau. Dimanche 14 avril 1991*. Bulletin de la Société Royale des Naturalistes de Charleroi, N°3 : 8-9.

HANCE L., POTY E., 2006 - *Hastarian in Chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas*. Ed. DEJONGHE L., Geologica Belgica, Vol. 9, N° 1-2 : 27-45.

HOUTHUYS R., 2011 - *A sedimentary model of the Brussel sands, Eocene, Belgium*. Geologica belgica, 14/1-2: 55-74.

KAISIN F., 1934 - *La faciès « marbre noir » dans le Paléozoïque de la Belgique*. Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain, 8 : 81-131.

LACROIX D., 1972 - *La sous-assise du Poudingue d'Alvaux dans la vallée de l'Orneau*. Professional Paper 1972/3, Service Géologique de Belgique, 8 p.

LALLEMAND S., HUCHON P., JOLIVET L., PROUTEAU G., 2005 - *Convergence lithosphérique*. Ed. Vuibert, Paris, 182 p.

LEURQUIN J., 1991-A - *Le Frasnien de la Vallée de l'Orneau*. Dossier inédit. 11 p.

LEURQUIN J., 1991-B - *Notes préparatoires à l'excursion des Naturalistes de Charleroi du 4 avril 1991*. 11 p.

LEURQUIN J., WILLEMS W., 1979 - *Préparation de l'excursion du 13 mai 1979 dans la vallée de l'Orneau, de Gembloux à Onoz (+ grottes de Spy)*. Dossier inédit, 36 p.

MINISTERE DE LA REGION WALLONNE, 2005 - Etat des lieux des sous-bassins hydrographiques. Tome I : Etat des lieux. Sous-bassin de la Sambre. Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Namur, 85 p.

MOREAU F., 2009 - *La région de Ronquières et le bois de la Houssière*. Les Naturalistes de Charleroi, **62**, 4 : 11-15.

MOREAU F., 2012 - *Excursion botanique dans le bois de l'Hôpital à Monstreux*. Les Naturalistes de Charleroi, **65**, 3 : 10-13.

PINGOT J.-L., CORNET C., PACYNA D., TOURNEUR F., VANNESTE C., 2009 - *Sentier géologique à la Citadelle de Namur*. Service Public de Wallonie, DOGARNE, Namur, 60 p.

TOUSSAINT J., 1975 - *Le bassin de l'Orneau. Contribution à une étude géographique, historique et archéologique*. Les Éditions de l'Orneau, Gembloux, 398 p.

VAN SCHEPDAEL J., 1968 - La vallée de l'Orneau. Excursion géologique et biologique. Les Naturalistes Belges. T. 49, 2 : 49-73.

## **Préhistoire et histoire**

BANKS W., D'ERRICO F., 2011 - *Neandertal. Notre nouvel ancêtre. Des survivants climatiques* in Les dossiers de La Recherche, N° 45 : 36-39.

BELLAIRE C., GAIARDO L., GLANSDORFF B., 1991 - *Itinéraires des mégalithes en Wallonie. 141 km de Ramioul à Furfooz et 221 km de Velaine-sur-Sambre à Hollain*. Collection Hommes et Paysages, Société Royale Belge de Géographie, coédition avec Sites Archéologiques Wallons, Bruxelles, 44 p.

BORDES F., 1953 - *Notules de typologie paléolithique II : pointes levalloisiennes et pointes pseudo-levalloisiennes*. Bulletin de la Société préhistorique de France. Volume 50, 5-6 : 311-313.

BORDES J.-G., 2006 - *Neandertal. Transition. Le premier Européen moderne* in Les Dossiers de La Recherche, N° 24 : 79-83.

BORDES J.-G., MAUREILLE B., 2011 - *Neandertal. Notre nouvel ancêtre. Chronique d'une révolution culturelle* in Les dossiers de La Recherche, N° 45 : 32-34.

BOULE M., 1907 - *Conférences de géologie*. Masson et Cie, Paris, 223 p.

BOURGUIGNON L., 2006 - *Neandertal. Habitat. Grottes, tentes et huttes* in : *Neandertal. Enquête sur une disparition*. Les Dossiers de La Recherche, N° 24 : 50-53.

COLLECTIF, 1984 - *Sur les traces des premiers hommes*. Ed. Crédit Communal de Belgique, Bruxelles, 168 p.



COLLECTIF, 1997 - *L'Almanach des vieux Ardennais. Traditions et saints de l'automne.* Coédition Musée en Piconrue (Bastogne) et Les Editions du Confluent (Namur), 223 p.

CONSTANS N., 2010 - *Un peu de Neandertal dans notre ADN.* La Recherche, N° 443 : 8-10.

CONSTANS N., 2011-A - *Neandertal parmi nos ancêtres.* La Recherche, N° 448 : 61-63.

CONSTANS N., 2011-B - *Neandertal. Notre nouvel ancêtre. Le métissage révélé par les gènes* in Les dossiers de La Recherche, N° 45 : 18-22.

DEWEZ M. C., 1967 - *La Grotte de Spy : un site à protéger.* Parcs Nationaux, XXII, 2 : 69-74.

DEWEZ M., 1981 - *Spy. Cent ans de fouilles et de découvertes.* Ardenne et Gaume. Monographie n° 13, réimpression 1986 : 25-42.

FLOSS H., 2011-B - *Neandertal. Notre nouvel ancêtre. La véritable naissance de l'art figuratif* in Les dossiers de La Recherche, N° 45 : 56-58.

HAMAL-NANDRIN J., SERVAIS J., 1931 - *Le polissoir néolithique de Velaine-sur-Sambre, province de Namur, (Belgique).* Bulletin de la Société préhistorique de France. 28, 1 : 66-71.

JUNGELS C., HAUZEUR A., PIRSON Ph., 2006 - *Réexamen du matériel archéologique de la grotte de Spy. Les pointes moustériennes et les pointes pseudo-levallois.* Notae Praehistoricae, 26 : 65-90.

LEMARCHAND F., 2006 - *Neandertal. Enigme. 10 scénarios pour une disparition* in : *Neandertal. Enquête sur une disparition.* Les Dossiers de La Recherche, N° 24 : 88-91

MAUREILLE B., SEMAL P., 2006 - *Neandertal. Anatomie. Le reconnaîtrait-on dans la rue ?* in : *Neandertal. Enquête sur une disparition.* Les Dossiers de La Recherche, N° 24 : 20-27.

MAUREILLE B., BORDES J.-G., 2008 - *Entretien. Neandertal et Cro-Magnon : aucune preuve de rencontre* in : *La nouvelle histoire de l'homme. De Toumaï à Homo sapiens.* Les Dossiers de La Recherche, N° 32 : 82-84.

MAUREILLE B, 2011- *Neandertal. Notre nouvel ancêtre. Néandertal peut être l'un de nos ancêtres* in Les dossiers de La Recherche, N° 45 : 10-13.

Ministère de la Culture Française, 1975-A - *Le patrimoine monumental de la Belgique. Volume 5 1. Province de Namur. Arrondissement de Namur, tome 1 (A-M).* Solédi, Liège, 463 p.

Ministère de la Culture Française, 1975-B - *Le patrimoine monumental de la Belgique. Volume 5 2. Province de Namur. Arrondissement de Namur, tome 2 (N-Y).* Solédi, Liège, 365 p.

MOURRE V., 2006 - *Neandertal. Outils. De talentueux tailleurs de pierre* in : *Neandertal. Enquête sur une disparition*. Les Dossiers de La Recherche, N° 24 : 54-56.

ROUGIER H., CREVECOEUR I., FIERE E., HAUZEUR A., GERMONPRE M., MAUREILLE B., SEMAL P., 2004 - *Collections de la Grotte de Spy : (re)découvertes et inventaire anthropologique*. Notae praehistoricae, 24 : 181-190.

ROUGIER H., 2006 - *Neandertal. Origine. Sur les traces des premiers Européens* in : *Neandertal. Enquête sur une disparition*. Les Dossiers de La Recherche, N° 24 : 40-44.

ROUSSEAU F., 1952 - *Tours domaniales et tours de chevaliers, églises et cimetières fortifiés dans le Namurois*. Annales de la Société archéologique de Namur, XLVI, 233-268, réédition anastatique in : *A travers l'histoire du Namurois et de la Wallonie, recueil d'articles de Félix ROUSSEAU*, Crédit Communal de Belgique, collection Histoire Pro Civitate, n° 46, 1977 : 143-178.

SEMAL P., JUNGELS C., DI MODICA K., FLAS D., HAUZEUR A., TOUSSAINT M., PIRSON S., KHLOPACHEV G., PESESSE D., TARTAR E., CREVECOEUR I., ROUGIER H., MAUREILLE B., 2011 - *La Grotte de Spy (Jemeppe-sur-Sambre ; prov. Namur)*. Bulletin des Chercheurs de la Wallonie, Hors-série N° 4 : 305-321.

ZEITOUN V., 2011 - *Neandertal. Notre nouvel ancêtre. L'origine incertaine de l'homme moderne* in Les dossiers de La Recherche, N° 45 : 28-31.

ZIMMER C., 2011 - *Introduction à l'évolution. Ce merveilleux bricolage*, de Boeck, Bruxelles, 416 p.