Rapport de sortie (version du 20 05 2026)

Géologie

Ombret (Amay)

3 mars 2026

Nombre de participants : 11
Guides : Gianni ROS, Marco NALDI & Jean-Louis-GIOT
Rapporteurs : Jean-Louis GIOT & Gianni ROS
Météo : ciel nuageux, sec, 13-17°.
Annexe Informations extraites de MOTTEQUIN *et a*l., 2011



Fig. 1. Carte topographique de la région d'Ombret avec les points d'arrêt lors de l'excursion
Source : IGN Belgique : https://topomapviewer.ngi.be

Cette journée géologique sera en grande partie consacrée à la découverte de la Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse (BCSM) qui peut porter d'autres dénominations comme Bande du Condroz, Bande de Dave etc. Cette structure s'étire sur une soixantaine de km, du sud-ouest vers le nord-est, depuis Presles, à l'est de Charleroi, jusque Hermalle-sous-Huy. Ombret se situe à l'extrémité nord-est de la BCSM.

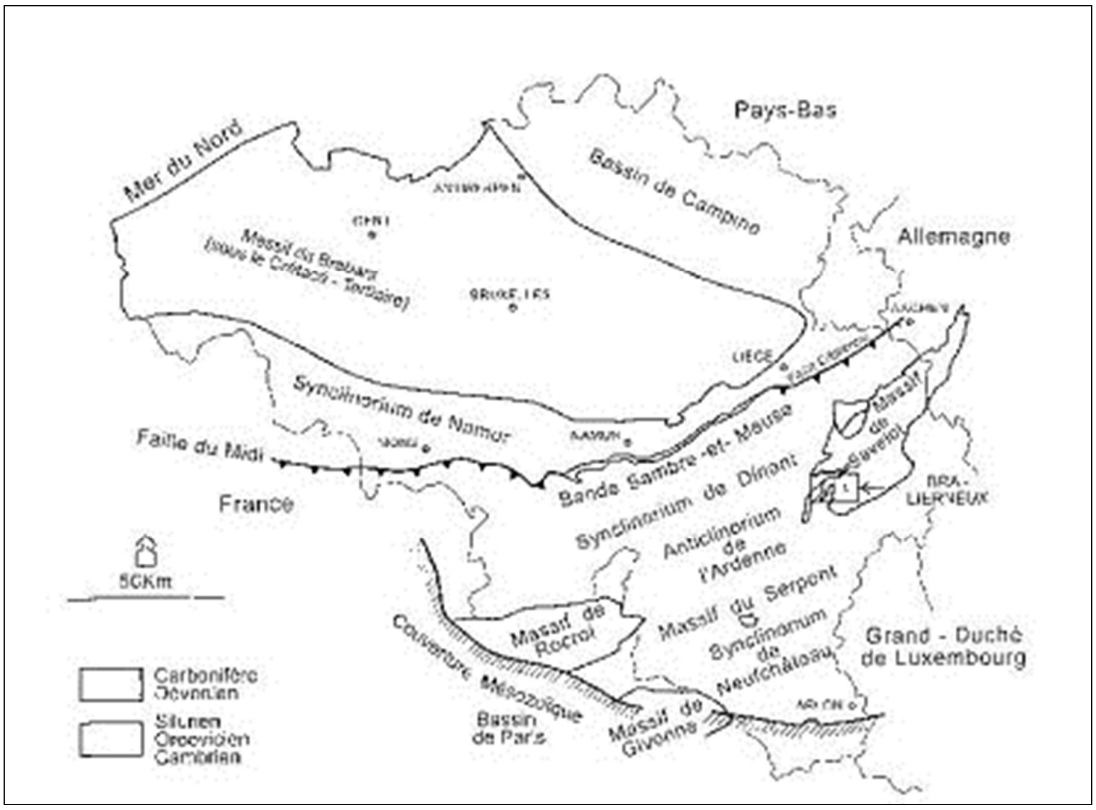


Fig. 2. *Schéma structural du Paléozoïque de la Belgique avec situation des massifs cambriens et de la Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse (GEUKENS, 2008).*

Le sous-sol de la BCSM est constitué de terrains datant du Paléozoïque inférieur :
du plus ancien au plus récent, ce sont des sédiments déposés au Cambrien[1], à l'Ordovicien et au Silurien (fig. 2).

[1] C'est dans le Cambrien qu'on trouve les roches les plus anciennes de Belgique, à Hourt, entre Vielsalm et Trois-Ponts.

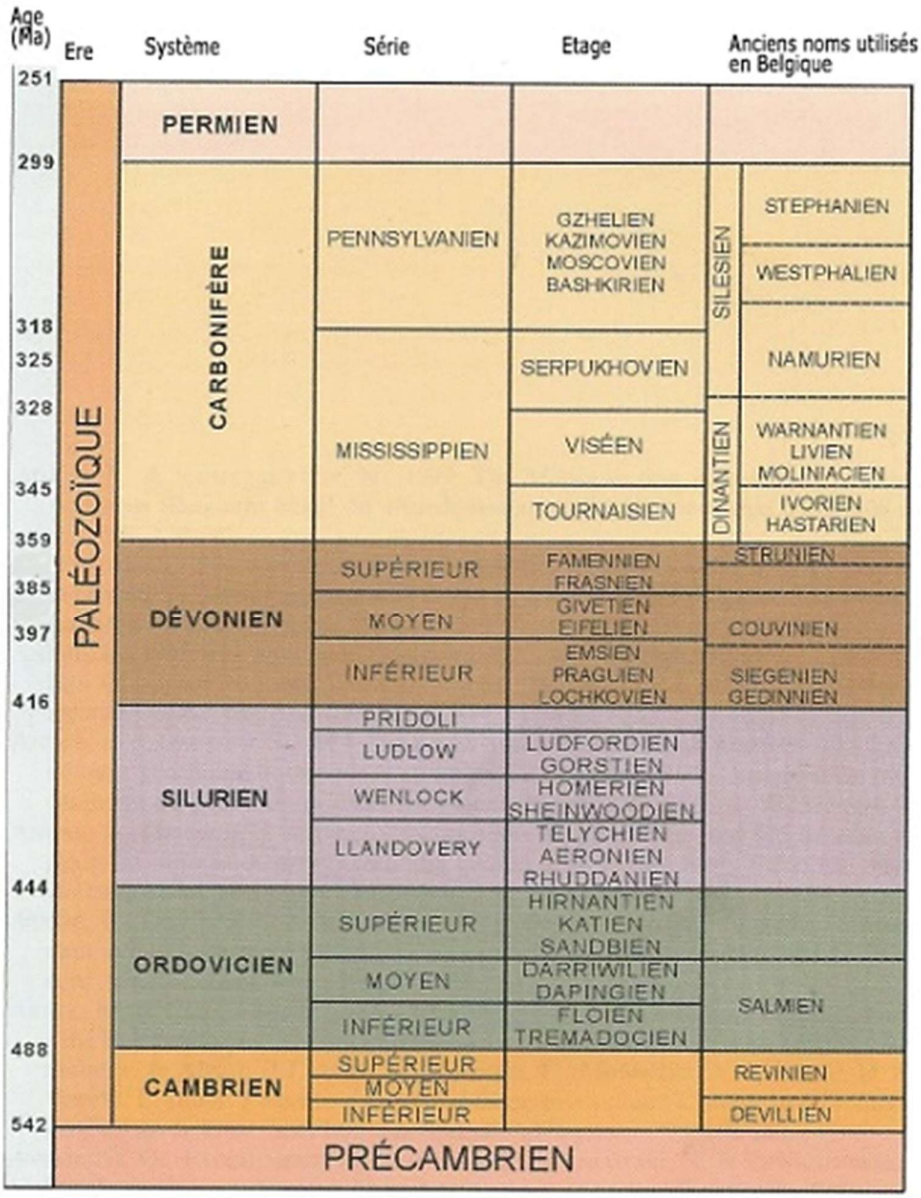


Fig. 3. *Échelle stratigraphique de la Belgique, du Cambrien au Permien (BOULVAIN & PINGOT, 2011).*

Le Cambrien n'affleure pas dans la région de Huy. Seuls l'Ordovicien et le Silurien y sont observables. À Ombret et au Fond d'Oxhe, ce sont uniquement des roches d'âge ordovicien qui retiendront notre attention durant la journée (fig. 3 et 4).

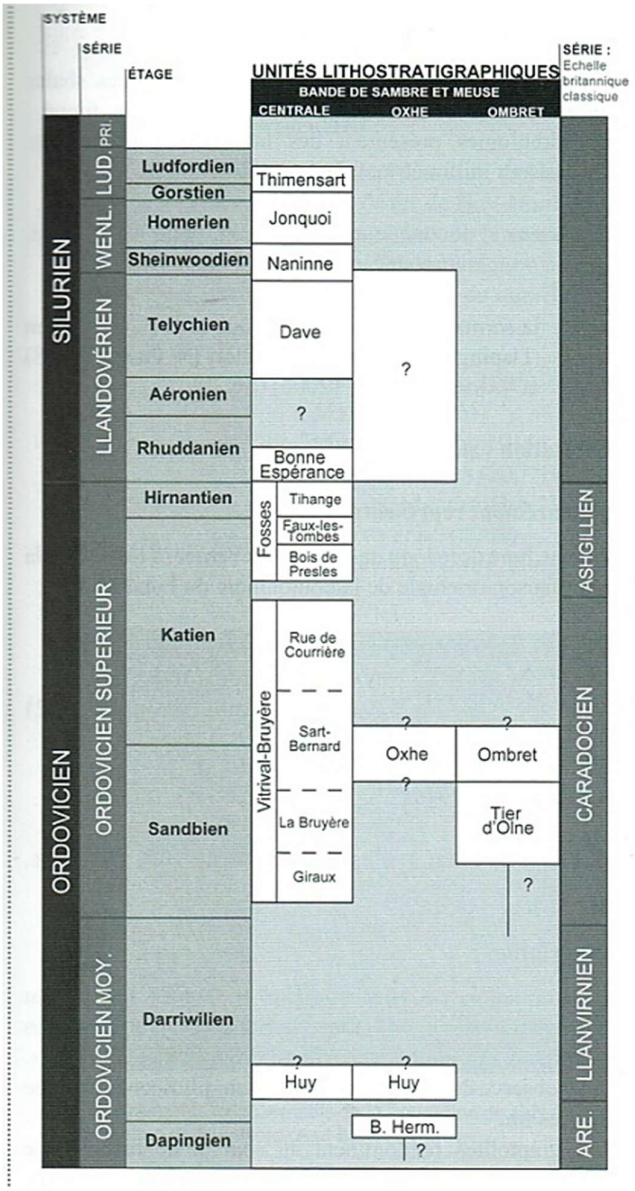


Fig. 4. *Position chronostratigraphique des différentes formations ordovico-siluriennes reconnues dans la région de Huy. Seules nous concernent les Formations ordoviciennes d'Ombret, du Tier d'Olne et d'Oxhe (MOTTEQUIN* et al*., 2021).*

Ces terrains calédoniens, sous l'effet de la poussée varisque (-300 Ma), ont été « remontés » au niveau de la bordure septentrionale du Synclinorium de Dinant, formant une bande assez étroite (fig. 5).
Le déplacement vers le nord de l'Allochtone ardennais s'est opéré par glissement sur une zone de failles (Faille eifelienne, également dénommée F. du Midi ou F. d'Aachen, selon sa position géographique). Dans la région d'Ombret, les terrains calédoniens sont retrouvés sous la Faille eifelienne ainsi que dans la zone charriée (Allochtone ardennais).

Afin de bénéficier d'une vue d'ensemble du Paléozoïque inférieur, il paraît intéressant d'en suivre l'histoire naturelle depuis le Cambrien.

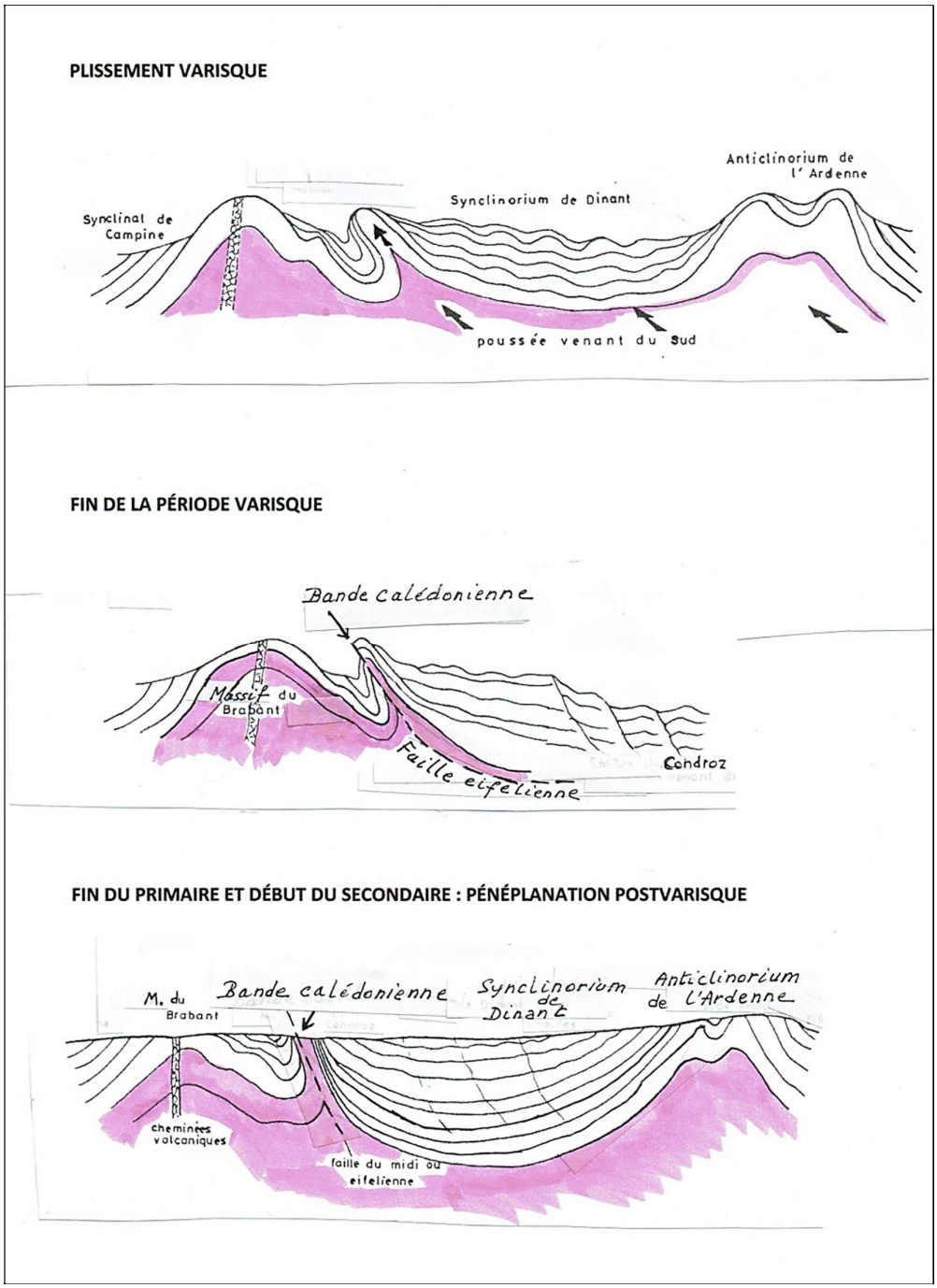


Figure 5. *Coupes très schématiques illustrant la formation de la Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse. Adapté d'après FOURNEAU (2001). En mauve : terrains calédoniens.*

Le socle Cambrien (BLESS & FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000).

Au **Cambrien** (-542 à -488 millions d'années (Ma)), nos régions se situent sur la marge ouest du continent de Gondwana (fig. 6), vers 60° de latitude sud, en situation péripolaire. Sur base de cette situation, le climat y est tempéré froid ou polaire.

Cet énorme continent (fig.6) se compose de plusieurs continents actuels, l'Amérique du sud, l'Afrique, l'Australie, l'Antarctique, ainsi que de fragments de l'Amérique du Nord, de l'Asie et de l'Europe centrale et méridionale.

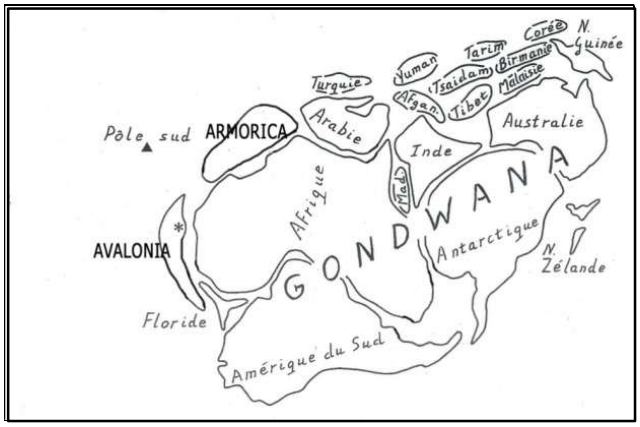


Fig. 6. *Le supercontinent du Gondwana au Cambrien (extrait de BLESS & FERNÁNDEZ NARVAIZA (2000), simplifié). L'astérisque sur Avalonia indique la position de la région du sud-est de la Belgique.*

L'Europe est alors partagée entre **trois plaques continentales** principales ; ce sont **Gondwana**, **Laurentia** et **Baltica** (ces plaques sont identifiables sur lesfigures6 et 7, cette dernière exposant la situation géographique au Tremadocien (base de l'Ordovicien) :

1. **Gondwana** comprend la partie méridionale de l'Europe qui se situe sur 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 (Brabantia) : côte nord-est des Etats-Unis, Nouvelle-Écosse, sud de l'Irlande, **Massif anglo-brabançon** et **Ardenne** ;

- 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, une mer peu profonde va envahir le sud de ce qui deviendra la Belgique, recouvrant la plate-forme continentale ; le continent se trouve alors au nord de l'actuel massif du Brabant.

Cette mer épicontinentale 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.

Les sédiments, apportés du sud par les cours d'eau issus des montagnes précambriennes d'Afrique, se déposent donc lors de cette transgression.

En raison de l'abaissement du sol par subsidence et de l'élévation relative du niveau marin, une mer, la Mer du Brabant, couvre au Cambrien ancien toute la région qui nous concerne, soit le nord-est de la Wallonie. Les sédiments d'origine africaine continuent de s'y déposer.

Du Cambrien à l'Ordovicien (BLESS & FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000)

Lors de cette transition Cambrien-Ordovicien, il y a exondation du nord-ouest, le Pays du Brabant, où s'amorce le démantèlement des parties sommitales par l'érosion.

L'Ordovicien (- 488 à – 444 Ma)

Au début du Tremadocien, (-488 Ma), la Mer du Brabant recouvre à nouveau l'ensemble de nos régions du nord-est, situation qui va se poursuivre durant quelque 15 à 17 Ma. Avalonia, à environ 70° sud, appartient encore au Gondwana (figure 7). Le climat y est tempéré froid, voire même polaire.

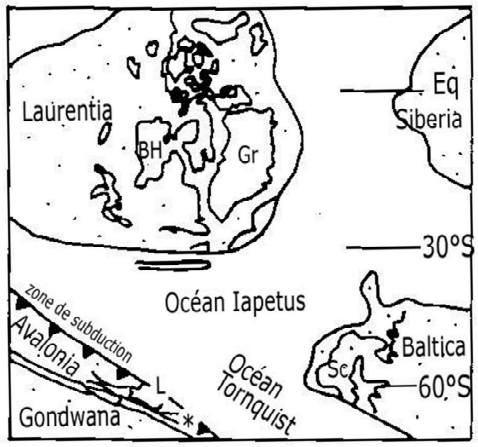


Fig. 7. *Paléogéographie de l'Europe au Tremadocien (d'après BOULVAIN & PINGOT, 2011). Légende des principaux repères actuels :* ***** *: Belgique ;* ***BH****: Baie d'Hudson ;* ***Gr****: Groenland ;* ***Sc****: Scandinavie ;* ***L****: Londres.*

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

Les sédiments, issus d'un complexe rocheux granito-gneissique, proviennent toujours en majorité des terrains africains. La sédimentation se caractérise par une dominance de sédiments fins (argiles), incluant quelques épisodes de dépôts plus grossiers (sables). Les premiers se transformeront en schistes puis en phyllades, les seconds en grès et en quartzites.

Une baisse du niveau marin, peut-être due à un abaissement eustatique (c.-à-d. universel) du niveau marin (suite à une glaciation) ou à des mouvements locaux du sol préludant à la formation du Fossé d'effondrement Rhéique, va entraîner l'exondation de nos régions après une quinzaine de Ma, au Floien. Dès lors, la sédimentation marine va s'interrompre.

Au Floien et au Dapingien, commence en effet à se creuser le Fossé d'effondrement Rhéique, qui amorce la séparation d'Avalonia et du Gondwana (fig. 8 et 9).

La mer envahit cependant à nouveau assez rapidement la région et, au cours de l'Ordovicien moyen, progresse vers le nord, recouvrant la plate-forme continentale orientale d'Avalonia.

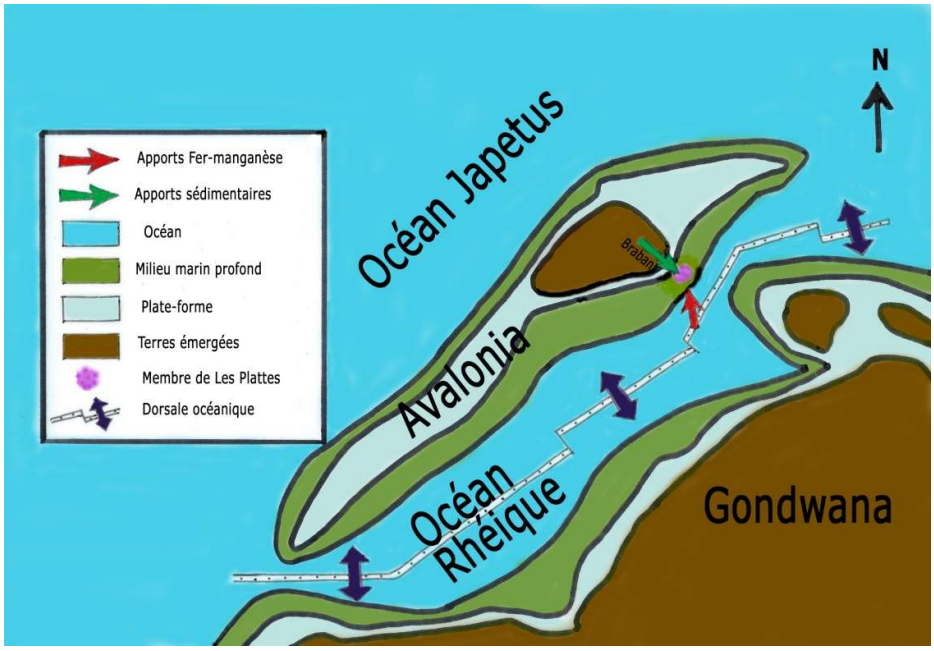


Fig.8.*Situation de la zone de sédimentation ordovicienne (adapté d'après HERBOSCH* etal*., 2016). NB : le Membre de Les Plattes, figuré ici, n'est pas concerné dans le cadre de notre excursion.*

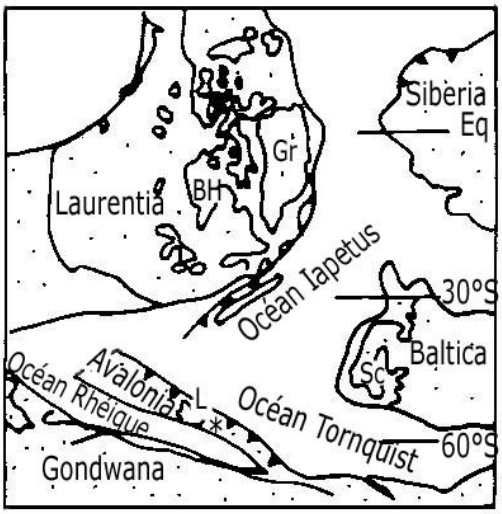


Fig.9. *Paléogéographie de l'Europe à l'Ordovicien inférieur et moyen (Floien-Dapingien) (d'après BOULVAIN & PINGOT, 2011).* : Belgique.*

À l'Ordovicien moyen, Avalonia appartient toujours au Gondwana, mais se déplace progressivement vers le Nord (env. 65° sud), en raison de la formation de l'Océan Rhéique.

Le climat est alors tempéré froid.

Au Darriwillien (Ordovicien moyen), la sédimentation s'interrompt (hiatus sédimentaire d'environ 6 Ma) dans la Bande ordovico-silurienne du Condroz et le Massif du Brabant, peut-être en rapport avec les évènements de la tectonique calédonienne en cours plus au sud (BOULVAIN & PINGOT, 2012).

À l'Ordovicien supérieur, Avalonia se détache définitivement du Gondwana pour poursuivre sa route vers le nord-est, en direction de Baltica (fig. 10). L'Océan Rhéique s'élargit progressivement tandis que l'Océan de Tornquist séparant Avalonia de Baltica se réduit.

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

Le climat se modifie parallèlement aux modifications de la situation paléogéographique, le climat tempéré et froid de l'Ordovicien moyen évoluant vers un climat tempéré chaud à la fin de l'Ordovicien supérieur.

Après un nouveau retrait, la mer envahit à nouveau la région ; cet épisode est lié au rapide développement de l'Océan Rhéique. La sédimentation reprend à l'Ordovicien supérieur (Sandbien et Katien) d'abord avec des faciès de plate-forme peu profonde puis avec des faciès plus profonds. Une sédimentation turbiditique se développe ensuite, suivie d'un retour à un environnement de plate-forme.

Dès le Sandbien (Ordovicien supérieur), la collision continentale entre Avalonia et Baltica initie la phase ardennaise, première phase de l'orogenèse calédonienne, et la surrection des massifs calédoniens ardennais (fig. 10).



Fig. 10. *Collision d'Avalonia avec Baltica à l'Ordovicien supérieur (d'après BOULVAIN & PINGOT, 2011).*

* *: Belgique*

Au dévonien inférieur, une seconde collision d'Avalonia-Baltica avec Laurentia conduira à la fermeture définitive de l'Océan Iapetus et à la phase brabançonne de l'orogenèse calédonienne (fig. 11).

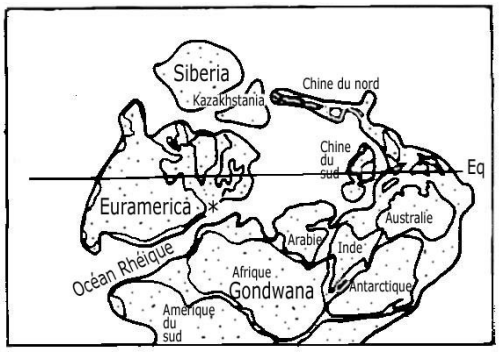


Fig. 11. *Situation paléogéographique au Dévonien (d'après BOULVAIN & PINGOT, 2011)*

* *: Belgique*

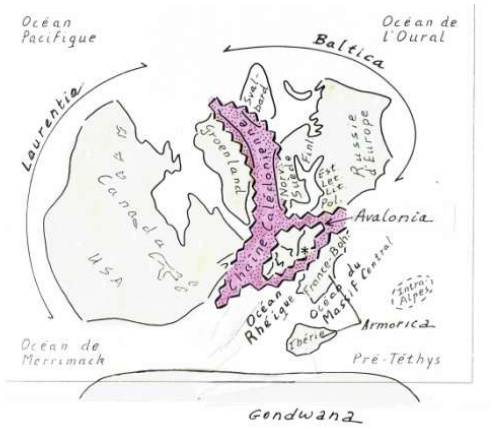


Fig. 12. *L'orogenèse calédonienne. En mauve, les chaînes montagneuses issues de l'orogenèse (modifié d'après BLESS & FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000).*

C'est de l'Ordovicien moyen à supérieur, compris entre le Darriwillien (-469-458 Ma) et le Katien (-453-445) basal que sont datés les sédiments observés à Ombret.

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 13 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 détritiques accumulés sur les pentes de canyons marins, comme une vague ou un tremblement de terre. Ces sédiments peuvent s'ébranler également lorsque la pente du canyon se raidit.

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 (fig. 14). 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.

Les séries turbiditiques constituent des séries rythmiques, pouvant être très épaisses et faites de séquences successives composées de niveaux grano-décroissants de quartzites, de siltites laminaires et de phyllades.

La figure 14 présente une séquence idéale sous sa forme la plus complète (séquence-type de Bouma). En réalité, l'ensemble des termes est rarement présent et leur répartition va varier longitudinalement et latéralement, comme le montre la figure 15.

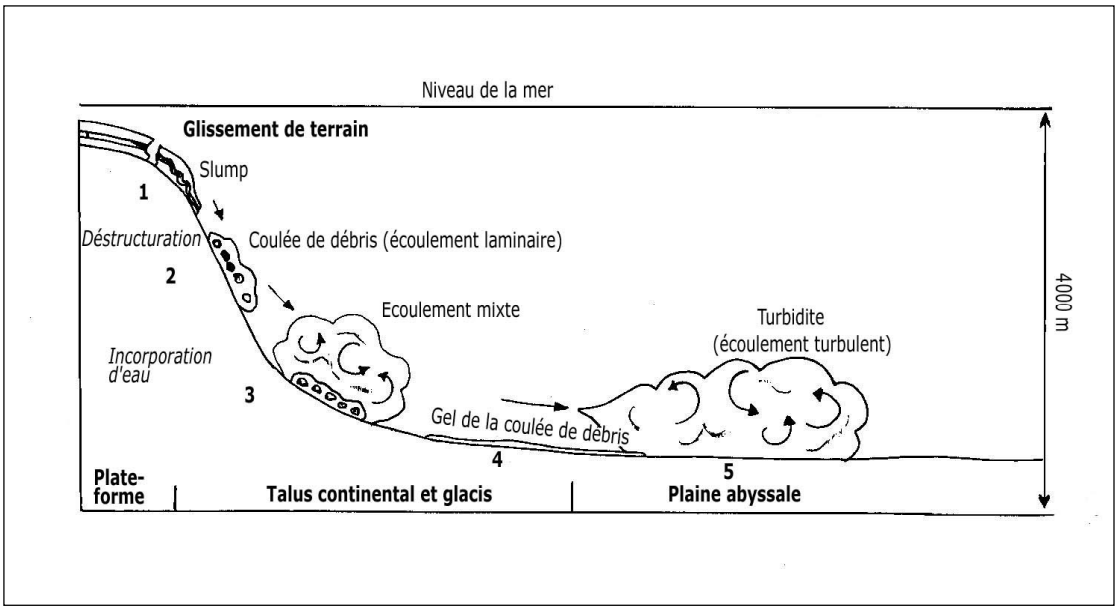


Fig. 13. *Naissance, vie et dépôt d'une turbidite (d'après BOULVAIN, 2010). Légende dans le texte de l'encadré*.

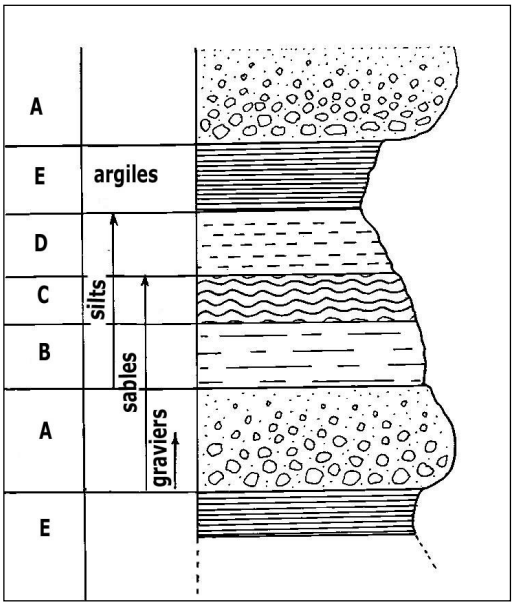


Fig.14. *Turbidite : séquence type, idéale (FOUCAULT & RAOULT, 2010).*

La séquence comprend **cinq termes** :

A : grossier et granoclassé ;

B : gréseux, fin et laminaire ;

C : fin, convoluté ou ondulé, laminations entrecroisées ;

D : silteux, fin et laminaire ;

E : argileux et silteux.

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

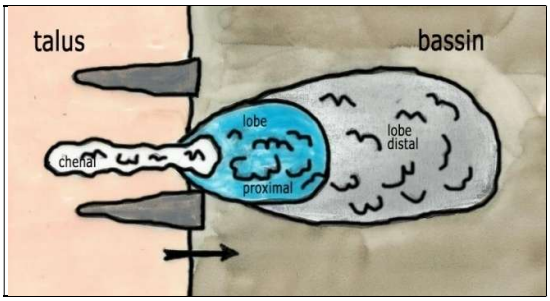


Fig. 15. *Répartition en plan des différents termes d'une turbidite (d'après BOULVAIN, 2010).*

Le terme A s'observe principalement dans le chenal, avec des éléments plus grossiers, tandis que les termes B à D forment le lobe proximal et que le terme E se retrouve surtout dans le lobe distal.

Les dépôts ordoviciens dans la région d'Ombret (MOTTEQUIN *et al*., 2021)

Ces dépôts affleurent dans la partie méridionale du Parautochtone brabançon, la « Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse » (BCSM) et aussi dans l'Allochtone ardennais, notamment à Ombret et au Fond d'Oxhe.

Les terrains ordovico-siluriens de la BCSM ont été déformés lors du plissement calédonien et à nouveau au cours de l'orogenèse varisque.

À Ombret, dans la partie septentrionale de la BCSM a été décrite une formation, la F. d'Ombret, présentant une schistosité (dans la partie méridionale, entre Huy et Ombret, celle-ci est absente ou très peu développée comme, au sud d'Ombret, dans la F. d'Oxhe).

Des études plus récentes ont permis de distinguer au sein de la F. d'Ombret deux unités :

- une unité inférieure, la F. du Tier d'Olne, composée de schistes et de siltites gris à gris foncé incluant de minces bancs pluricentimétriques de siltite grossière micacée, parfois à laminations obliques et de grès fins. Âge : Ordovicien moyen à supérieur.

- une unité supérieure, plus jeune, la F. d'Ombret, caractérisée par la présence de turbidites : caractère répétitif avec alternance de grès fin micacé, gris clair, à laminations obliques, de siltites gris foncé à laminations parallèles et de shale gris foncé à clivage schisteux. Âge : Ordovicien supérieur (MOTTEQUIN *et al*., 2021).

La Formation du Tier d'Olne

La F. du Tier d'Olne est interprétée comme formée de dépôts de plate-forme, mais constitués déjà à une certaine profondeur (plate-forme profonde) tandis que la F. d'Ombret correspondrait à un environnement plus profond encore, où des courants turbiditiques étaient actifs.

La F. du Tier d'Olne peut être observée facilement dans le village d'Ombret, particulièrement dans la tranchée du chemin prolongeant la rue Fouyet, en descendant vers la Meuse. Les schistes et siltites y sont très bien exposés.



Photo 1. *Schistes de la F. du Tier d'Olne à Ombret (M. Naldi)*

La chaussée romaine à Ombret

Après l'observation des affleurements dans le village, un petit détour nous mène à un petit chemin descendant du versant, assez abrupt, en direction du fond de vallée. Il s'agit là d'un segment de la chaussée romaine Metz-Arlon-Tongres.

Au sud d'Ombret, cette voie, venant de Clavier par Strée, passait à l'ouest d'Outrelouxhe puis descendait vers la Meuse selon un tracé partiellement creusé dans la roche. Elle traversait la Meuse en empruntant un pont, en bois puis en pierres, situé près de l'emplacement du pont actuel. Le premier pont pourrait avoir été construit dans le dernier quart du premier siècle avant JC. Le second aurait été édifié au milieu du premier siècle après JC. Après le franchissement du fleuve, la chaussée suivait la rive gauche jusqu'à Flône, remontait très brièvement la vallée de la Flône pour la quitter ensuite et tourner vers le nord.

Amay-Ombret, tout comme Vervoz plus au sud, ont été des bourgades florissantes du Ier au IIIe siècle après JC.

CORBIAU & YANTE, 2010 ; CORBIAU, 2017.

La Formation d'Ombret

L'observation de la F. d'Ombret nécessite de longer la voie rapide (N90), au pied du Tier d'Olne (ou colline 118).

On y découvre des séquences composées de grès, de siltites et de schistes. Ces séquences répétitives traduisent la présence de turbidites. Des convolutions sont bien visibles au sein des grès.



Photo 2.*À gauche, convolutions dans le grès de la F. d'Ombret ; à droite, dépôt à lamines horizontales (M. Naldi).*

Le versant où l'on peut observer ces affleurements est interrompu sur une bonne vingtaine de m par une zone où plus aucune structure n'est repérable. On est là en présence d'une zone broyée correspondant à une faille orientée NNO-SSE.

Selon VANMEIRHAEGHE (2002), ces trois types de dépôts des lits turbiditiques correspondent respectivement aux intervalles C, D et E d'une séquence de Bouma. Dans la partie inférieure de la formation, les intervalles C sont minces (< 10 cm) et les turbidites sont interprétées comme étant à basse énergie. La séquence comprend également des intervalles E avec des grains de pyrite et des bioturbations. Dans la partie supérieure, les intervalles C sont plus épais (> 40 cm)et peuvent montrer des convolutions. Les intervalles E y sont relativement minces et peuvent contenir des bioturbations. Des crinoïdes y ont également été trouvés.

L'auteur décrit également environ 20 horizons volcano-sédimentaires à la base de la formation, épais d'une dizaine de cm au maximum, intercalés entre les turbidites.

Lors de la collision entre Avalonia et Baltica s'est en effet manifestée une activité volcanique (fig. 17).
Elle est liée à la collision des deux plaques (fusion de la croûte continentale à 20-30 km de profondeur) ainsi qu'à la subduction du plancher océanique de l'Océan de Tornquist sous le microcontinent Avalonia (fusion de la croûte en dessous de 100-150 km de profondeur) (BLESS & FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000).

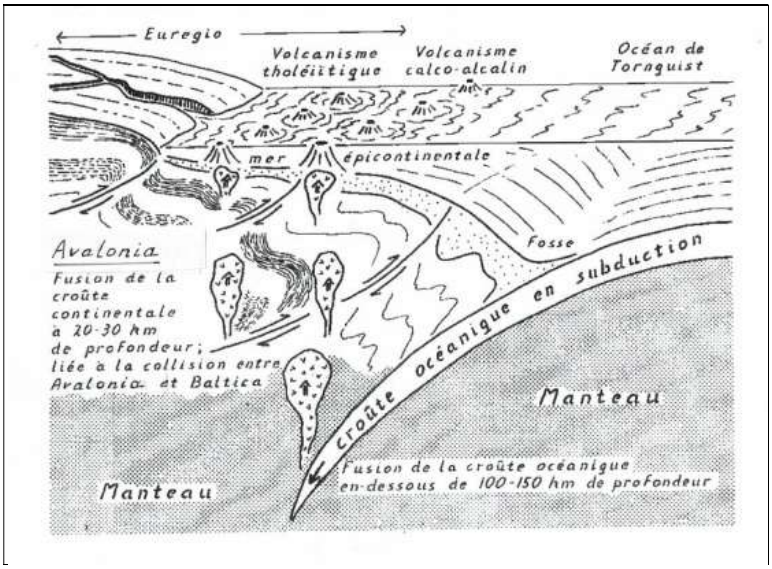


Fig. 17. *Représentation schématique du développement d'une activité volcanique au cours de l'Ordovicien supérieur. Dans la partie droite du schéma, subduction du plancher océanique de l'Océan de Tornquist sous la partie occidentale de Avalonia ; l'eau injectée dans le manteau avec la subduction abaisse la température de fusion de ses constituants (péridotites) et permet au volcanisme de se développer en profondeur (extrait de BLESS et FERNÁNDEZ NARVAIZA, 2000, modifié).*

La schistosité observée dans ces deux formations est d'orientation NE-SW, ce qui est compatible tant avec une origine calédonienne que varisque (VALCKE & DEBACKER, 2002).

Les litho- et biostratigraphie de la F. du Thier d'Olne présentent des différences avec celles des formations de l'aire centrale de la BCSM (comme les formations de Huy et de Sart-Bernard). Par contre, elles offrent de bonnes ressemblances lithostratigraphiques avec les formations de Rigenée et d'Ittre du Massif du Brabant. Il en va de même pour la F. d'Ombret. Ces formations se seraient déposées dans le même bassin, le Bassin sédimentaire du Brabant. La partie nord de la BSCM appartiendrait donc à la zone orogénétique brabançonne (VALCKE, 2002 ; VANMEIRHAEGHE, 2002).

Le Poudingue d'Ombret

La discordance

Au Fond d'Oxhe, dans le vallon du ruisseau de Falogne, un affleurement situé le long de la route d'Ombret à Strée (N 696) montre des bancs de poudingue, de pendage sud-est.

Ces bancs, d'épaisseur métrique, reposent sur des shales et des siltites micacés, parfois schistosés, dans lesquels sont interstratifiés des bancs centimétriques à décimétriques de grès fin laminaire.

Ces roches constituent la F. d'Oxhe, d'âge ordovicien supérieur (Sandbien supérieur à Katien inférieur).

Le poudingue qui les surmonte appartient à la base de la F. de Fooz[2], datée du Lochkovien supérieur (Dévonien inférieur). La succession des couches est interrompue ici par une discontinuité, la base du Lochkovien est absente et le poudingue repose donc en discordance sur les roches du Paléozoïque inférieur (MOTTEQUIN *et al.*, 2021).

NB : on appelle discordance le repos stratigraphique d'une formation sédimentaire sur un substratum plissé ou basculé antérieurement par des efforts tectoniques et en partie érodé (RAOULT & FOUCAULT, 2010).

En raison de la dangerosité du site, il s'avère difficile d'observer ici plus en détails le poudingue. Un déplacement vers le plateau des Communes va permettre de le découvrir en toute sérénité.

Le site des Communes

Aux Communes, le poudingue est affecté d'un pendage nord-ouest alors qu'il était sud-est lors de la première observation le long de la N696.

On se situait lors de celle-ci sur le flanc sud d'un anticlinal d'axe sud-ouest – nord-est. Aux Communes, nous sommes sur le flanc nord de cet anticlinal.

Au sud de notre point d'observation, l'érosion a creusé le vallon du ruisseau d'Oxhe, enlevant les shales et siltites ordovico-siluriens moins résistants

[2] Certaines publications utilisent le nom de « Formation de Marteau ». Selon GOEMAERE *et al.*, (2012), les formations de Fooz et de Marteau devraient être mises en synonymie.

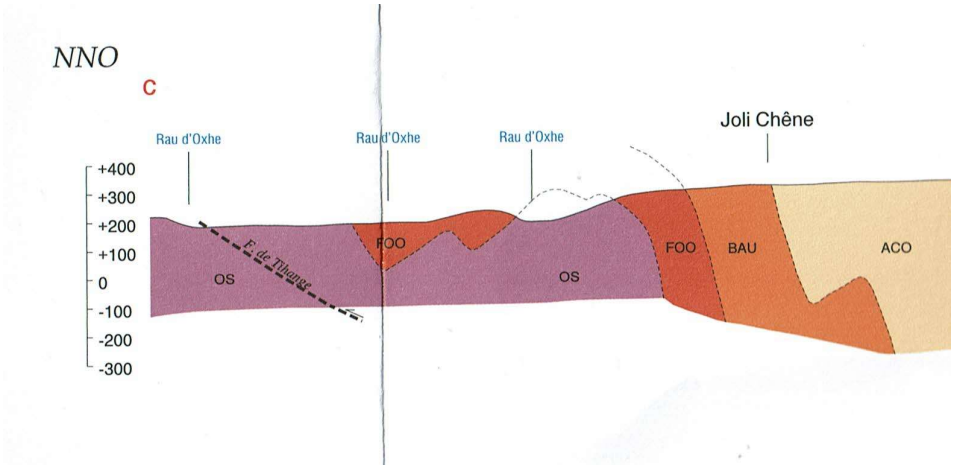


Fig 18. *Boutonnière du Fond d'Oxhe, vue en coupe NNO-SSE. FOO : Formation de Fooz ; OS : Ordovico-Silurien (F. d'Oxhe) (MOTTEQUIN et al., 2021).*

En plan, on voit dans la partie médiane de la coupe, qu'après enlèvement par l'érosion des terrains lochkoviens (FOO), les terrains ordovico-siluriens situés sous ceux-ci (OS) ont été découverts ; de forme allongée selon l'axe de l'anticlinal (fig. 19), cet ensemble constitue la « Boutonnière du Fond d'Oxhe ».



Fig. 19. *Boutonnière du Fond d'Oxhe, vue en plan.*
On distingue en jaune clair (alluvions modernes) les vallons du ruisseau du Fond d'Oxhe, venant du sud et le ruisseau de Falogne, venant de l'est. Les terrains ordovico-siluriens (OS) en violet, sont « entourés » par ceux du Lochkovien (FOO), en rouge (MOTTEQUIN et al., 2021).

Aux Communes, le poudingue peut être examiné à loisir. Cette roche correspond à un conglomérat de galets, des cailloux arrondis par l'usure (c'est-à-dire présentant un émoussé) mais avec ici un degré d'arrondi relativement faible. Ces galets sont liés par un ciment siliceux. Les galets observés sont de nature différente (conglomérat polygénique) : quartz, grès, quartzite mais intégrant aussi des éléments très foncés, verts à noirs : il s'agit là de tourmalinite (voir plus loin). Des galets de calcaire sont également mentionnés (MOTTEQUIN *et al.*, 2021) mais n'ont pas été observés ce jour.

Origine du poudingue

Le conglomérat résulte de sédiments déposés en milieu continental. Lorsque qu'un cours d'eau, en provenance d'un milieu montagnard atteint la plaine alluviale, le courant fluviatile

ralentit rapidement, perd de sa capacité de transport et les éléments se déposent, en commençant par ceux de plus grande taille comme les galets, puis les graviers.

Cette partie inférieure de la Formation de Fooz est interprétée comme un ensemble de faciès de comblement de la paléotopographie du substratum calédonien. Les matériaux sont mis en place dans un système fluviatile à tresses (GOEMAERE *et al*., 2012).

On observe dans la partie supérieure des blocs que la taille des éléments est inférieure à celle des galets de la partie inférieure. Ce dépôt d'éléments plus petits indique vraisemblablement une montée du niveau de l'eau sur la plaine alluviale. L'absence ou la rareté de galets pluricentimétriques révèle en effet une baisse du niveau énergétique du cours d'eau.



Photo 3. *Bloc de poudingue d'Ombret aux Communes*



Photo 4*. Le Poudingue des Communes. La surface des bancs est inclinée vers le nord-ouest*

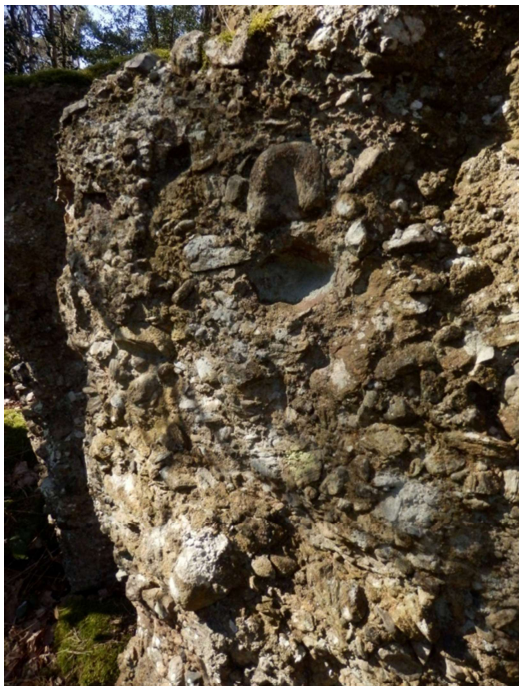


Photo 5. *Poudingue d'Ombret aux Communes, détail*

Les tourmalinites

En Belgique, les tourmalinites se présentent sous forme de galets dans différentes formations conglomératiques du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen (comme à Burnot).

Des galets de tourmalinite centimétriques ainsi que des cristaux plurimillimétriques de tourmaline sont trouvés en abondance dans le conglomérat de la partie inférieure de la F. de Fooz. Ces galets ont une couleur vert foncé à noir, montrant parfois des veinules de quartz blanc et ont des formes parallélépipédiques à arêtes et angle émoussés. Certains galets sont zonés et montrent une alternance de lits riches et pauvres en tourmaline (GOEMAERE *et al*., 2012).

La tourmalinisation (CORTEEL & DE PAEPE 2003 ; CORTEEL *et al*., 2004)

L'origine des galets de tourmaline a suscité beaucoup de débats, non clos semble-t-il... On résumera ici en rapportant que la tourmalinisation résulterait d'une altération hydrothermale sous haute température survenue après le dépôt du conglomérat (ces sédiments du Dévonien inférieur du nord-ouest de la Belgique provenant du Massif du Brabant).

Il s'agit d'un processus métasomatique, c'est-à-dire d'un phénomène métamorphique ayant entraîné une modification de la composition chimique globale de la roche, la texture originale étant préservée.

Une roche est appelée tourmalinite si elle est constituée de 15 à 20 % de tourmaline au moins.

La tourmaline est un cyclosilicate dont la formule générale est assez compliquée : $XG_3Z_6(BO_3)_3T_6O_{18}(OH,O)_3(OH,F,O)$, où l'on note la présence d'oxyde de bore. Sa composition est variable ; dans la formule X, G, Z et T peuvent correspondre à divers éléments :

X	(Ca, Na, K,)
G	(Mg, Li, Al, Mn, $Fe^{2+,3+}$, V, Cr, Ti, Cu)
Z	(Al, Mg, Cr, V, Fe^{3+}, Ti)
T	(Si, Al, B, Be)

Cette altération pourrait résulter de la circulation de fluides hydrothermaux enrichis en bore (ainsi qu'en d'autres minéraux comme le quartz, les chlorites), le bore provenant d'un relargage à partir de minéraux devenus instables sous l'effet de changements de conditions de température et de pression.

Le Massif du Brabant représente vraisemblablement la plus probable source de ces solutions hydrothermales en raison de sa proximité avec les dépôts sédimentaires concernés. Rappelons que dans la partie orientale d'Avalonia s'est manifestée au Paléozoïque inférieur une activité magmatique développée lors de la fermeture de l'Océan de Tornquist (fig. 17). Cette hypothèse impliquant le Massif du Brabant est confortée par la présence sous celui-ci d'un présumé batholithe, soit un massif de quelques km à plus de 100 km constitué de roches magmatiques plutoniques (c'est-à-dire de profondeur, comme le granit).

Flône

La carrière de Flône

La dernière étape de l'excursion se déroulera en rive gauche de la Meuse, à Flône. La situation structurale y est très différente de ce que l'on observe plus au sud-est, à Ombret, situé en rive droite.

Au sud, les terrains sont plissés mais d'allure générale horizontale. À Flône par contre, ils sont assez peu plissés et les bancs sont d'allure subverticale comme on peut le constater dans la grande carrière ouverte dans les calcaires dinantiens, située à l'ouest de l'abbaye (fig. 20).

La BCSM n'est pas visible à Flône car la dureté des calcaires a imposé le creusement de la vallée au long des couches plus résistantes. Les roches schisteuses ordovico-siluriennes (qui constituent le fond de l'actuelle vallée), beaucoup moins résistantes, ont été emportées par le fleuve.

Sur l'Ordovico-Silurien repose le Frasnien, avec un hiatus de -416 à -375 Ma. On est en présence ici également d'une discordance. Surmontant le Frasnien, on retrouve le Famennien puis les calcaires tournaisiens et viséens (fig. 21).

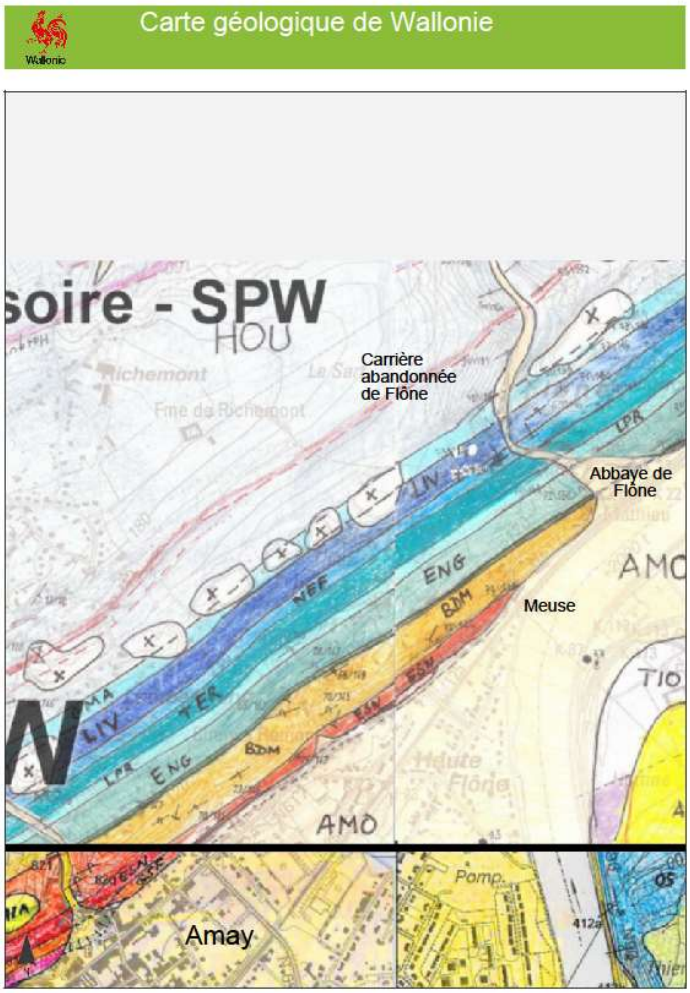


Fig. 20. *Région de Flône, carte géologique version provisoire. NEF : Formation de Neffe ; LIV : F. de Lives ; MA : Formation des Grands-Malades.*

Source : Géoportail de la Wallonie

https://geoapps.wallonie.be/Cigale/Public/#VIEWER=CGEOL#BBOX=214003.6679706083,223806.5000762725,135887.67591734737,141291.8013089315

On se trouve ici dans une zone (comprenant entre autres Amay et Flône) entre deux failles : d'une part une faille majeure, la Faille eifelienne (= F. du Midi ou F. d'Aachen selon sa localisation), en fait une grande zone broyée, en fond de vallée et, d'autre part, une grande faille hesbignonne, la Faille de Horion-Hozémont, dont l'émergence est proche du tracé de l'autoroute de Wallonie au nord d'Amay (fig. 21).

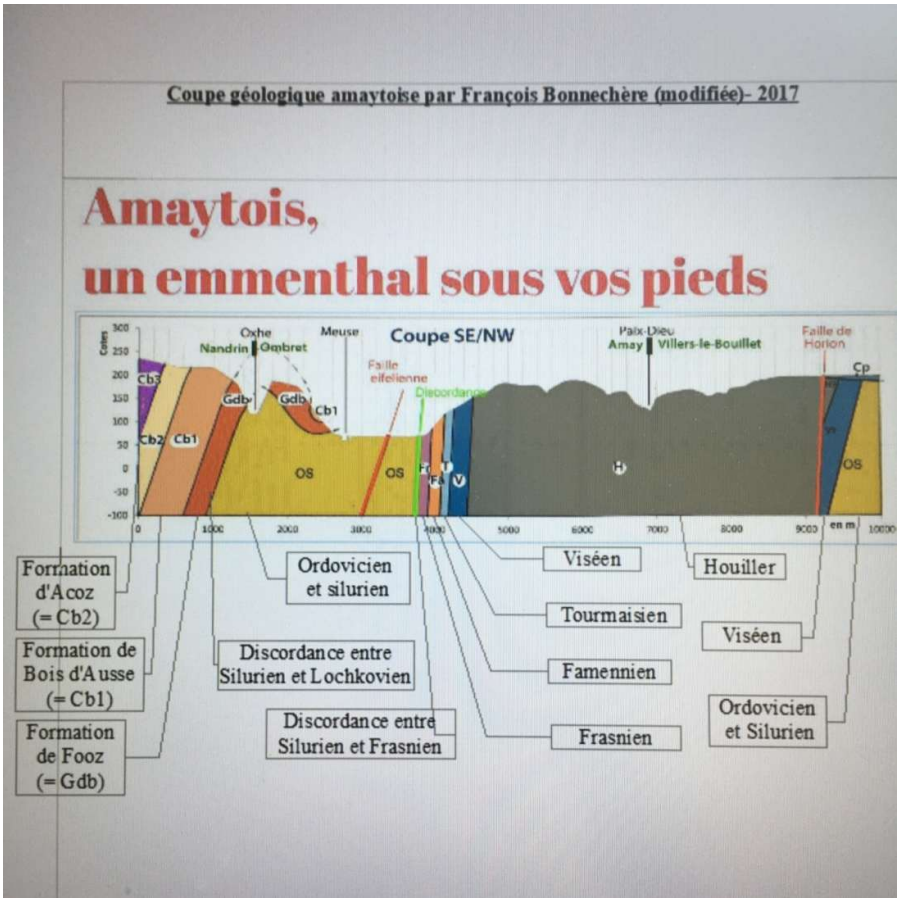


Fig. 21. *Coupe SE-NW de Nandrin à la faille de Horion, passant par la carrière de Flône (Extrait de BONNECHÈRE, 2017, modifié).*

SSE  **NNW**

Photo 6. *Carrière de Flône. Bancs de calcaires dinantiens, inclinés NNW (pendage inversé)*

Orientée globalement ouest-est, la Faille eifelienne s'étend depuis l'Eifel jusqu'au sud de l'Angleterre. Le déplacement du Massif ardennais vers le nord (l'Allochtone ardennais) est associé à un cisaillement dans la zone de failles mais aussi au sein des massifs sous-jacents où se sont créées des écailles successives, limitées à Amay à la F. de Horion d'extension moindre que la F. eifelienne.

Plus vers le nord, les couches très redressées à pendage sud affectent progressivement une atténuation de celui-ci, devenant plus ou moins horizontales à Jehay et à la Paix-Dieu.

Dans cette carrière, Gianni propose aux participants un petit exercice pratique au sein des calcaires dinantiens, consistant en la recherche du Banc d'Or de Bachant (voir annexe I).

La carrière permet également d'observer quelques fossiles. C'est l'occasion de rappeler l'existence de la publication "Fossiles en Ville" de l'ULiège. (https://www.rejouisciences.uliege.be/cms/c_14099439/fr/rejouisciences-fossiles-en-ville-les-publications) et de fournir quelques informations paléontologiques issues de la clé de détermination (https://www.rejouisciences.uliege.be/upload/docs/application/pdf/2020-12/cledetermination_a5_web.pdf) (ULiège).

L'Abbaye de Flône (LEMMENS, 1995 ; www.flone.be)

Depuis 1080, hôpital fondé par trois frères chevaliers et dédié à saint Mathieu est installé sur des terres données par l'évêque de Liège, au confluent du ruisseau de la Flône avec la Meuse. Un oratoire est édifié ainsi que des moulins.

En 1092, une communauté de chanoines réguliers est constituée.
Dirigée par un prieur, elle adopte la règle de saint Augustin vers 1131 et devient abbaye en 1139.
L'abbaye comportait au XIIe siècle une école renommée et les chanoines desservaient les paroisses environnantes.

Sur le plan industriel, l'abbaye exploitait des mines de plomb sur son territoire.

Elle fut dévastée en 1568 par les troupes calvinistes du Prince d'Orange mais une renaissance survint aux XVIIe et XVIIIe siècles.

En 1796, sous le régime français, l'abbaye et ses possessions, comme bien d'autres, furent confisquées et vendues comme biens nationaux. Le dernier abbé de Flône, Joseph Paquô, racheta son abbaye via un intermédiaire laïc, mais constata néanmoins l'impossibilité de reconstituer sa communauté. À sa mort, en 1806, ses biens revinrent à son neveu qui transforma l'abbaye, un ensemble des XVIIe et XVIIIe siècles, en château. Une partie des propriétés fut cependant rachetée par d'anciens religieux et, après passage en diverses mains privées, vint en 1921 en possession des Dames de l'Instruction chrétienne pour devenir un établissement d'enseignement toujours actif.

Annexe Informations extraites de MOTTEQUIN *et a*l., 2011.

TP de géologie de terrain : repérage « *in situ* » des formations et des membres de Lives et de Neffe

à la carrière abandonnée de Flône

Repérage « *in situ* » des limites des deux formations dans la carrière abandonnée de Flône.

Conseil : commencer par la recherche de la limite inférieure de lives et de ses deux premiers membres.

Formation de Neffe

Origine du nom : Neffe, faubourg de Dinant sur la rive gauche de la Meuse (de Dorlodot, 1895).

Description.

La Formation de Neffe est essentiellement constituée de bancs massifs (métriques à plurimétriques) de calcaire grenu, gris clair à gris moyen, crinoïdique à oolithique. Dans sa partie supérieure, les calcaires sont plus fins et peuvent localement contenir des stromatolites et des oncoïdes. Par endroits, la formation est dolomitisée, plus particulièrement dans sa moitié inférieure. La macrofaune comprend des brachiopodes, des crinoïdes et des rugueux.

Épaisseur : de l'ordre de 40 m dans la vallée du Hoyoux (Hance, 1984) à environ 20 m dans la vallée de la Meuse à Corphalie (entre Flône et Huy) (Poty, 1975).

Âge : Viséen inférieur (Moliniacien supérieur). À Corphalie, Poty *et al.* (1991) signalent l'apparition de *Siphonodendrononduloso*m vers la base de la formation.

Utilisation : contrairement à d'autres régions de Wallonie, les calcaires purs de la Formation de Neffe recherchés par les chaufourniers ont été très peu exploités, hormis à Corphalie.

Formation de Lives

Origine du nom : Lives-sur-Meuse, village de la commune de Namur (Demanet, 1923).

Description.

La Formation de Lives débute par un marqueur argileux ocre d'épaisseur variable, pluricentimétrique à pluridécimétrique. Ce niveau repère, connu dans la littérature sous le nom de Banc d'or de Bachant, est une cinérite localement transformée en paléosol (Delcambre, 1989). Il est suivi par un ensemble de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaires fins et grenus, de teinte gris foncé à noire, pouvant être subdivisé en trois membres définis par Laloux *et al.* (1996) ; ce sont les suivants (de bas en haut) :

- le Membre de Haut-le-Wastia constitué de calcaires gris stratifiés à caractère séquentiel où prédominent les horizons stromatolitiques ainsi que les niveaux fins. Il recèle quelques bancs de brèche de teinte grise, voire rouge ;

- le Membre de Corphalie dont la partie inférieure est composé de bancs épais de calcaire bioclastique de teinte noire et à nombreux brachiopodes et rugueux (*Lithostrotionaraneum* et *Siphonodendron* à la base). La partie supérieure comprend des bancs minces (plaquettes) de calcaire fin noir ainsi qu'un marqueur argileux ;

- le Membre des Awirs divisé en trois unités. L'inférieure est constituée de paraséquences dont la base est composée de calcaire bioclastique gris foncé contenant occasionnellement des chers noirs et de nombreux rugueux coloniaux (*Siphonodendron martini*). L'unité moyenne inclut des calcaires bioclastiques, noirs et riches en cherts. L'unité supérieure comprend des calcaires bioclastiques gris à gris foncé.

Épaisseur : de l'ordre de 80 m.

Âge : Viséen moyen (Livien inférieur). La présence de *Lithostrotionaraneum* signalée à Corphalie (entre Flône et Huy),

Utilisation : pierre de taille (« calcaire de Meuse ») et granulat.

Stratigraphie, paléogéographie et paléoclimat

Le **Viséen** est un étage du Mississippien dans le **Carbonifère** (359 à 299 Ma). Le Viséen s'étend de 346,7 ± 0,4 à 330,3 ± 0,4 Ma et succède au Tournaisien (358,86 ± 0.19 à 346,7 ± 0,4 Ma). Il doit son nom à la ville de Visé en Belgique.

Au Viséen, la « Wallonie » est sous climat chaud et humide car elle se situait aux environs de l'Équateur.

Cinérites

Une cinérite est une roche pyroclastique, à grain ≤ 2 mm, blanche, grise, jaune, brune ou noirâtre, souvent tendre et poreuse, formée par accumulation de cendres volcaniques en milieu marin, ou plus souvent, continental. Formant des niveaux souvent bien stratifiés, elles peuvent alterner avec des horizons pyroclastiques plus grossiers (tufs par ex.), et/ou avec des couches sédimentaires (FOUCAULT & RAOULT, 2010).

Les cinérites viséennes comprennent des zircons et leur typologie permet de caractériser chacune d'elles. De ce fait, elles sont souvent utilisées par les géologues comme marqueurs stratigraphiques.

La transition entre les Formations de Neffe et de Lives est soulignée par la présence d'une cinérite particulière, altérée en argile ocre-jaune, appelée : Banc d'Or de Bachant.



Photo 7. *Carrière de Flône, le Banc d'Or de Bachant : couche jaune dans la partie supérieure gauche du cliché* (*G. Ros*).

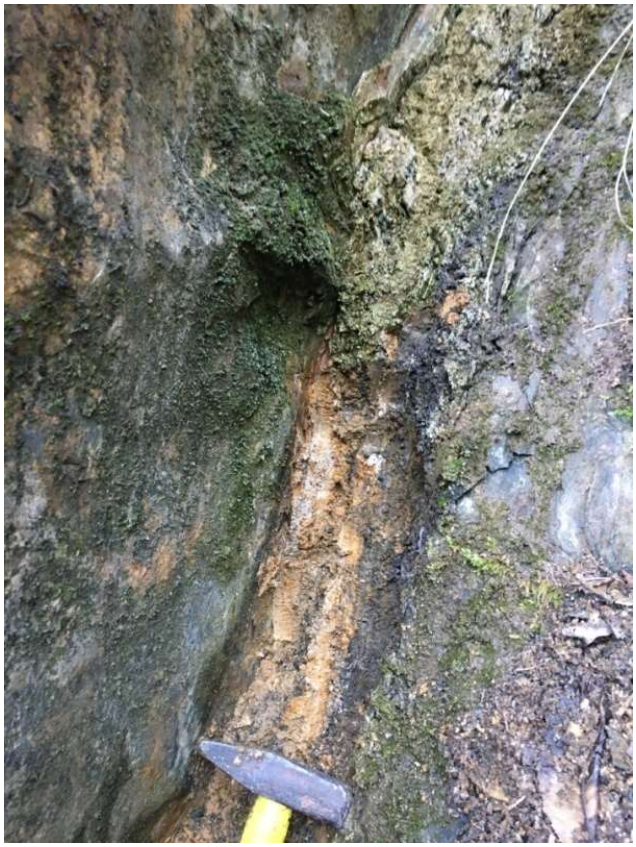


Photo 8 - *Carrière de Flône, Banc d'Or de Bachant : gros plan (G. Ros).*

Références

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.

BONNECHÈRE F., 2017 - *Amaytois, un emmenthal sous vos pieds. Chapitre 2 : Approche géologique. Origine des roches d'Amay*, https://bibliotheca.amay.be/notre-histoire/amay-a-travers-lhistoire/documentation/les-travaux-de-francois-bonnechere , 32 p.

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

BOULVAIN F., 2013 - *Géologie. Géologie générale. Du minéral aux géosphères*. Ed. Ellipses, Paris, 236 p.

BOULVAIN F. & PINGOT J.L., 2011 - *Genèse du sous-sol de la Wallonie*. Mémoires de la Classe des Sciences, Collection in-8°, 3e série, Tome XXXIV, n° 2082, Académie royale de Belgique, 190 p.

BULTYNCK P., GEUKENS F. & SMOLDEREN A., 2001 - *Permian lithostratigraphics units, Malmédy Graben (Belgium)*, in :*Lithostratigraphic scale of Belgium*. Edited by P. Bultinck& L. Dejonghe. GeologicaBelgica, 4/1-2 : 105-106.

CORBIAU M.-H., 2017 -*Les voies romaines par la Wallonie. La voie Metz-Tongres*, Namur, SPW-Département du Patrimoine (Vestiges, 012), 44 p. 1ère édition 2017.

CORBIAU M.-H. & YANTE J.-M., 2010 – *Le réseau routier* in : *Autour du « village ». Établissements humains, finages et communautés rurales entre Seine et Rhin (IVe-XIIIe siècles)*, éd. Jean-Marie Yante et Anne-Marie Bultot-Verleysen, Louvain-la-Neuve, Université catholique de Louvain, 543p.

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

FOURNEAU R.-O., 2001 - *Initiation à la géomorphologie de la Wallonie région d'Europe*. Cercles des Naturalistes de Belgique, a.s.b.l., Vierves-sur-Viroin, 8e édition, 152 p.

GOEMAEREÉ, GEENINCKX S., THIRION F. & BLIECK A., 2012 -Les Formations de Marteau et du Bois d'Ausse (Lochkovien-Praguien, Dévonien inférieur) au bord nord du Synclinorium de Dinant : les coupes de Huy, de Tihange et de Fond d'Oxhe. Memoirs of the General Survey of Belgium, N. 59. Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique.

HERBOSCH A., LIÉGEOIS J.-P. & PIN C., 2016 -*Coticules of the Belgian type area (Stavelot Venn Massif) : Limy turbidites within the nascent Rheic oceanic basin*. Earth-Science Reviews.159, 186-214.

LEMMENS J., 1995 - *Histoire des monastères de Belgique du VIIe au XVIIIe siècle*. Le Cri édition, Bruxelles, 457 p.

MOTTEQUIN B., MARION J.-M. & DELCAMBRE B., 2011 - *Carte géologique de Wallonie 48/3-4 Huy-Nandrin.* Service public de Wallonie, Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, Namur. 1 carte + notice explicative 115 p.

VERNIERS J., HERBOSCH A., VANGUESTAINE M., GEUKENS F., DELCAMBRE B., PINGOT J.L., BÉLANGER I., HENNEBERT M., DEBACKER T., SINTUBIN M. & DEVOS W., 2001 - *Cambrian-Ordovician-Silurianlithostratographicsunits (Belgium*), in : *Lithostratigraphicscale of Belgium*. Edited by P. Bultinck& L. Dejonghe. GeologicaBelgica, 4/1-2: 5-38.

Wallonie

Activités bénéficiant d'une aide financière de la Wallonie : Service public de Wallonie – Direction générale opérationnelle : Agriculture, Ressources Naturelles, Environnement – Département Nature et Forêts