67/1-2 et 6

SPW | Editions

BOUILLON-DOHAN ET MUNO

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

Wallonie

Plus d'infos concernant la carte géologique de Wallonie :

- http://geologie.wallonie.be
- cartegeologique@spw.wallonie.be

Un document édité par le Service public de **Wallonie,**
Direction générale de l'Agriculture,
des Ressources naturelles et de l'Environnement.

Dépôt légal : D/2017/11802/79

Éditeur responsable : Brieuc Quévy, Directeur général,
DGARNE - Avenue Prince de Liège, 15 - B-5100 Namur.

Reproduction interdite.

SPW | *Éditions,* CARTES
▶ *N° vert : 1718 (informations générales) - 1719 (germanophones)*
▶ *Site : www.wallonie.be*

BOUILLON - DOHAN MUNO

Isabelle BELANGER et Pierre GHYSEL

Institut royal des Sciences naturelles de Belgique
Service géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 B-1000 Bruxelles

Photographie de couverture :
Vue du château de Bouillon ancré au cœur du Synclinal de Bouillon dans la Formation de Villé (cliché I. Belanger).

NOTICE EXPLICATIVE 2017

Dossier complet déposé : février 2006
Accepté pour publication : juin 2008

CARTE BOUILLON - DOHAN 67/1-2
MUNO 67/6

■ RÉSUMÉ

Les planchettes Bouillon - Dohan 67/1-2 et Muno 67/6 couvrent la partie méridionale et occidentale de l'Ardenne et l'extrémité occidentale de la Lorraine belge.

L'aire étudiée couvre trois grands ensembles géologiques distincts répartis en deux régions géographiques. Dans la partie sud de la carte, la Lorraine belge se couvre de sédiments jurassiques appartenant au Bassin de Paris (fig.1). Ils sont constitués de roches marneuses et sablo-calcaires regroupées dans les formations de Jamoigne et de Luxembourg. Les couches ont une position monoclinale de faible pente sud reposant en discordance sur le socle plissé paléozoïque.

Au nord du parallèle reliant Grand Hé (Lamb. 72 : 205 050, 45 610) à Muno (Lamb. 72 : 208 180, 45 350), qui définit la frontière du pays lorrain, apparaissent les formations schisteuses de l'Ardenne. Elles se répartissent en une couverture siluro-dévonienne reposant en discordance sur un socle cambro-ordovicien (fig.1). Ce dernier est composé des séries essentiellement silto-pélitiques du Groupe de Revin formant le massif de Givonne qui a été affecté une première déformation calédonienne.

Il est recouvert ensuite par des sédiments siliciclastiques des formations lochkoviennes et praguiennes de Oignies (OIG), Saint-Hubert (STH), Mirwart (MIR) et Villé (VIL).

Le massif et la couverture ont subi l'orogenèse varisque ainsi qu'un métamorphisme régional dans les conditions épizonales. La tectonique varisque est responsable des principales déformations qui ont structuré la région. Les plis, de vergence nord, sont serrés et ont une schistosité plan-axiale de pente sud. On distingue régionalement l'Anticlinal de Givonne qui chevauche le Synclinorium de Neufchâteau (Asselberghs, 1946) par le charriage d'Herbeumont. Ce charriage ainsi que les failles longitudinales chevauchantes font partie d'une deuxième génération de structures qui recoupent les plis. Une troisième génération de failles, rencontrées surtout dans la région septentrionale de la carte, se présentent comme des failles normales de direction E-O et de pente sud accompagnées d'un réseau serré de kinks de même direction.

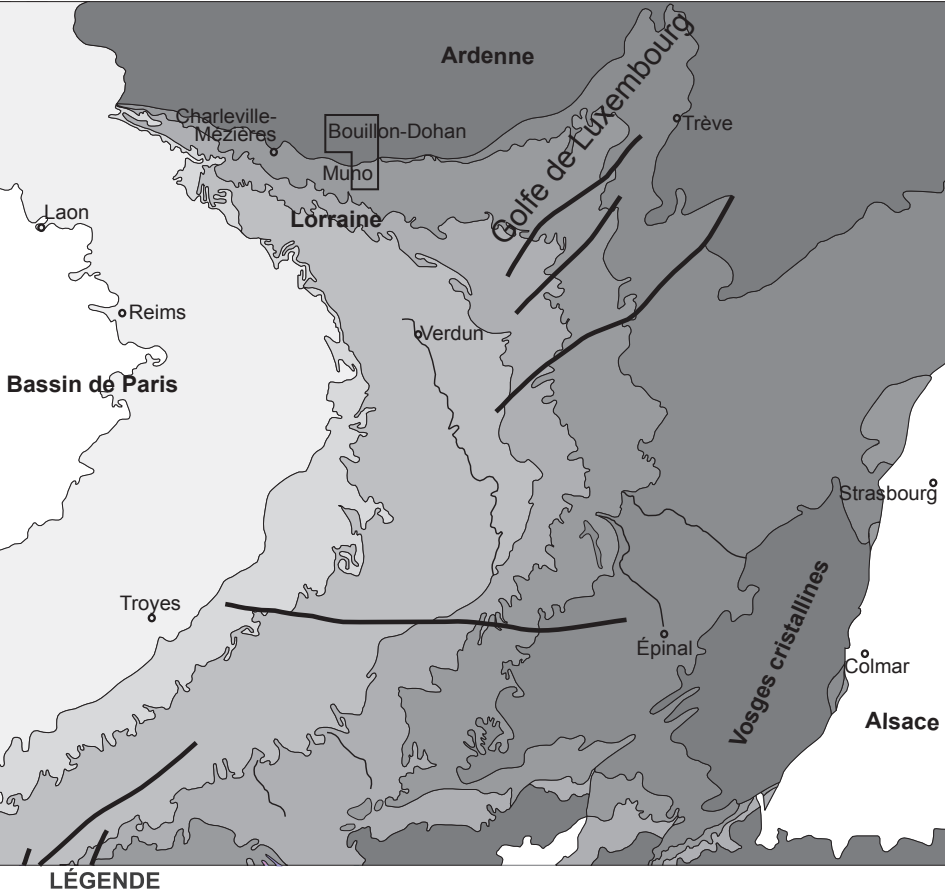


Fig. 1. Carte géologique schématique du Trias de la Lorraine, du Luxembourg et de l'Eifel (modifié de F. MENILLET 1980).

Ensuite, se sont superposées des déformations transversales. Celles-ci se marquent par des plis à schistosité de crénulation plan-axiale, par des kinks et des failles. Ces structures de direction généralement NO-SE, se concentrent préférentiellement dans la moitié méridionale de la carte et sont apparentées à la Faille des Amerois découverte à Muno par BEUGNIES (1960).

Le dernier événement régional enregistré est la faille de Grand Hé, une faille normale d'extension importante, d'allure quasi E-O et accompagnée de failles apparentées. En affectant la couverture jurassique en bordure du Bassin de Paris, cette faille semble reprendre un ancien accident décrochant varisque.

Les altérites, témoins résiduels de pénéplanations tertio-quaternaires, forment un horizon subtabulaire d'altération intense du socle occupant les sommets des plateaux.

Enfin, les alluvions modernes (AMO) des fonds de vallées, les alluvions anciennes (ALA) des terrasses ou des méandres recoupés ainsi que les dépôts tourbeux (TRB) complètent la série lithologique de la carte.

■ NOTE DE L'ÉDITEUR

ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de la carte Bouillon - Dohan et Muno (feuilles n° 67/1-2 et 67/6) a été réalisé par l'équipe de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique), dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été financé par le Service public de Wallonie (Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement), en application d'une décision du Gouvernement wallon du 9 avril 1992, faisant suite à un programme pilote, qui avait débuté en 1990.

Collaborent, ou ont collaboré, à ce programme l'Université de Liège, l'Université catholique de Louvain, l'Université libre de Bruxelles, l'Université de Namur, l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique) et l'Université de Mons.

La Carte géologique de Wallonie comprend 142 feuilles à 1/25 000, le découpage étant celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (IGN). Chaque carte publiée couvre normalement une feuille ; toutefois, pour des raisons de cohérence, il arrive qu'une ou deux feuilles partielles contiguës soient publiées avec la feuille principale. C'est le cas de cette carte.

La présente carte Bouillon - Dohan et Muno à l'échelle du 1/25 000, succède à la Carte géologique de Bouillon - Dohan à 1/40 000 due à Dormal (1897) ainsi que la Carte géologique de Muno à 1/40 000 due à Dewalque (1897). Plus d'un siècle sépare donc les deux parutions.

Le dossier relatif à cette nouvelle carte comprend notamment les documents suivants :

- trois cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10 000 ;
- trois cartes à l'échelle du 1/10 000 localisant les affleurements et sondages décrits ;
- les fiches descriptives des affleurements et sondages, réactualisant et complétant les données figurant dans le dossier « Minutes de la Carte géologique de Belgique », archivés au Service géologique de Belgique.

Ces documents peuvent être consultés sur rendez-vous à la Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Service géologique de Wallonie).

Un accord de collaboration permet la consultation des fiches descriptives des points d'affleurements et sondages à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique), rue Jenner 13, B-1000 Bruxelles.

La Carte géologique de Wallonie, avec l'intégralité des notices, peut être consultée de manière interactive sur le site Internet du Service géologique de Wallonie :

- *http://geologie.wallonie.be*

ou via le Géoportail de la Wallonie :

- *http://geoportail.wallonie.be*

MÉTHODOLOGIES ET AVERTISSEMENTS

▸ Méthodologie de levé

La nouvelle Carte géologique de Wallonie a été levée et élaborée sur base lithostratigraphique, en suivant les règles du Code stratigraphique international (Hedberg, 1976). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre aux besoins du plus grand nombre d'utilisateurs.

La révision des cartes s'appuie sur un nouveau levé géologique qui prend en considération les nombreux affleurements de la région. Quelques 2000 points, principalement localisés dans la vallée de la Semois, ont été ajoutés aux données déjà archivées. La mise à jour des cartes tient également compte de nombreux documents et études tels que :

- les minutes archivées au Service géologique de Belgique ;
- le suivi des travaux routiers dans la région de Bouillon par Vandenven (dossier interne SGB) ;
- les différentes études menées notamment par Fourmarier et Graulich (1957), Beugnies (1960, 1961, 1976, 1988) et Asselberghs (1927, 1946) ;
- la carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Charleville-Mézières levée par Hatrival, Beugnies, Macar et Asselberghs (1973).

▸ Méthodologie de tracé de la carte

Cette carte peut être à certains endroits couverte par une épaisseur de limon, dont les cartes pédologiques donnent les principales caractéristiques.

Le tracé de la carte ne tient pas compte de cette couche superficielle. Elle représente un écorché des formations méso-cénozoïques et paléozoïques sous la couverture limoneuse.

Les tracés géologiques sont donc corrects à une altitude qui correspond à celles des courbes de niveau à laquelle il faut soustraire l'épaisseur des limons en ce lieu estimée par interpolation à partir de points où celle-ci est connue (sondages, puits).

Par contre, les limites des alluvions (AMO) encadrant les rivières figurent à leur altitude réelle telle que représentée sur la carte.

▸ Avertissements

Certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et non exhaustif. C'est en particulier le cas pour les captages, les carrières, les puits de mines, les phénomènes karstiques, etc. Il s'agit en général d'ouvrages ou de phénomènes remarquables ou utiles à connaître. Des renseignements plus complets sur ces différentes couches d'informations peuvent être obtenus auprès de l'Administration régionale wallonne ainsi que sur son site Internet.

La Carte géologique de Wallonie est un document scientifique sans valeur légale. C'est une interprétation à un moment donné, susceptible d'évoluer en fonction de nouvelles données.

1 INTRODUCTION

▪ 1.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

La planche Bouillon-Dohan 67/1-2 à laquelle a été associée la planchette de Muno 67/6 couvre un territoire de près de 180 km^2 situé dans la partie sud-ouest de la province de Luxembourg (fig.2). La région est entaillée par la Semois, principale rivière, qui y a développé des méandres encaissés. Les points les plus élevés culminent à 435 m d'altitude et se trouvent sur le plateau du bois de Menuchenet (Noirefontaine) dans la partie nord de la carte et, au sud, sur le plateau du bois de Haumont Fèchêre aux limites des bassins versants de la Semois et de la Chier. Les points les plus bas se situent en fond de Semois à une altitude de 200 m environ dans la région occidentale de Bouillon et 220 m vers Dohan. Les versants de la Semois accusent un dénivelé allant de 50 m à 100 m.

La majeure partie de la carte Bouillon - Dohan et Muno occupe le plateau ardennais qui correspond à la pénéplaine épivarisque. C'est un territoire majoritairement forestier profondément entaillé par les différents cours d'eau. L'érosion façonne les versants des longs méandres de la Semois en un relief en écailles formé par la succession de crêtes ou barres rocheuses au travers des versants. Cette particularité reflète les contrastes lithologiques des roches en présence ainsi que leur structuration.

Au sud encore, dès le parallèle passant par Muno, apparaît le paysage lorrain ouvert et bocagé marqué par la Cuesta de Florenville.

▪ 1.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Les terrains couverts par les planchettes Bouillon-Dohan 67/1-2 et Muno 67/6 se situent en Europe occidentale dans le prolongement ouest du massif schisteux rhénan, partie de la zone rhéno-hercynienne de la chaîne varisque, et en marge septentrionale du Bassin de Paris (fig.1). Avec un flanc sud

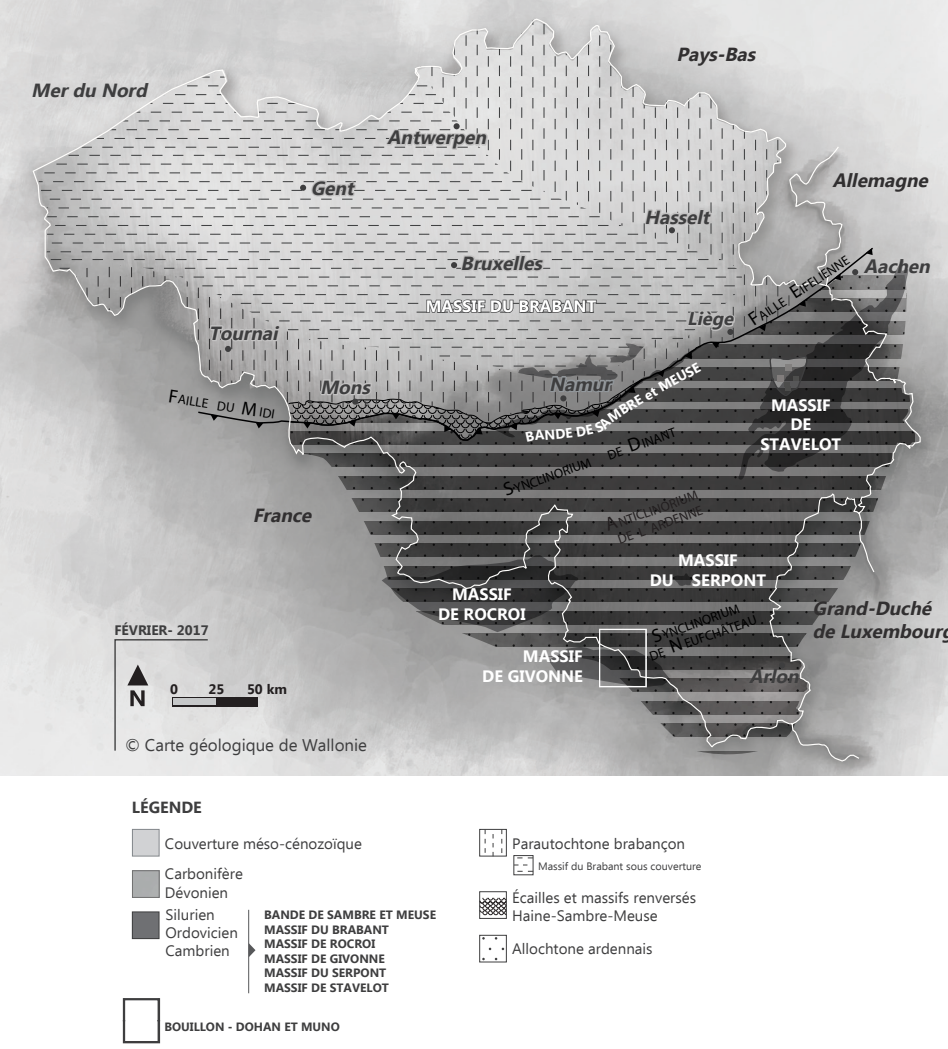


Fig. 2. La carte Bouillon-Dohan et Muno dans son cadre géologique et géographique général de Belgique.

partiellement caché sous les terrains jurassiques monoclinaux, apparaît le Massif de Givonne à noyau cambrien structuré lors des orogenèses calédonienne et varisque. Cette entité chevauche, par le charriage d'Herbeumont, le cœur du Synclinorium de Neufchâteau intensément plissé.

2 LITHOSTRATIGRAPHIE

▪ 2.1. INTRODUCTION

Se basant sur divers travaux antérieurs (Dumont, 1848, Gosselet, 1888), la légende de la carte géologique à 1/40 000 levée par Dormal (1897) présente déjà les divisions essentielles des terrains du Dévonien inférieur (fig.3) en formations. Dans son étude de l'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines, Asselberghs (1946) a établi une colonne stratigraphique des différentes roches déposées dans le bassin de sédimentation de la mer dévonienne en y repérant les variations de faciès par rapport aux régions plus septentrionales (fig.3). Si ces faciès du Lochkovien sont bien représentés dans la bordure sud du massif de Rocroi, ils n'apparaissent pas tous dans les régions de Bouillon et Muno. Les formations cartographiées dans la couverture siluro-dévonienne ont été reprises telles qu'elles ont été définies par la commission stratigraphique du Dévonien inférieur (Godefroid *et al*., 1994, Bultynck, Dejonghe, 2001) pour la région du Synclinorium de Dinant. En effet, il n'y a pratiquement pas de sédiment silurien au-dessus de la discordance. À Muno, on estime une épaisseur de 200 mètres de Silurien regroupant le conglomérat de Fépin et la partie inférieure de la Formation de Mondrepuis.

Outre la couverture mésozoïque, la carte géologique présente plusieurs dépôts quaternaires de natures différentes sous la forme d'alluvions anciennes (ALA) ou récentes (AMO) et des manteaux d'altérites (ALT) pliocènes.

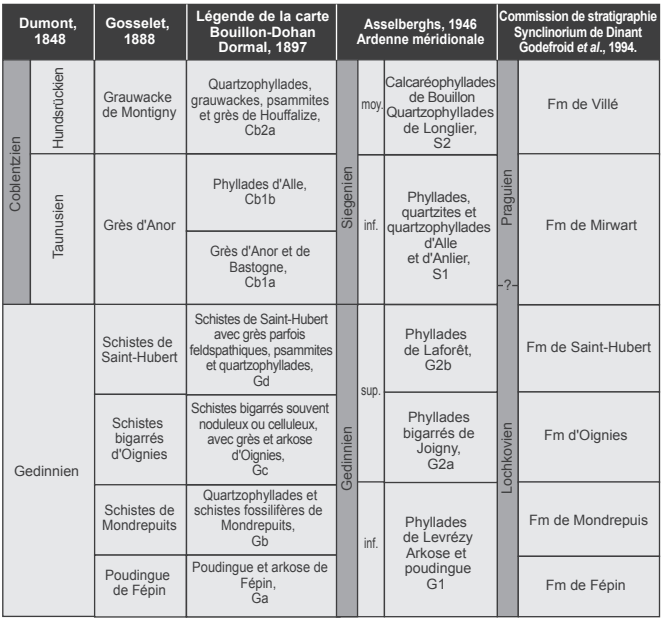


Fig.3. Relations entre les différentes formations du Dévonien inférieur établies par divers auteurs pour la région étudiée.

▪ 2.2. LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

REV

GROUPE DE REVIN

Origine du nom : Revin, localité française située dans le département des Ardennes.

Description :

L'appellation de Groupe de Revin (Vanguestaine, 1992), attribuée aux séries sédimentaires du Cambrien supérieur, regroupe les cinq formations stratigraphiques du Revinien désignées Rv 1, 2, 3, 4 et 5 par Beugnies (1960) dans le massif calédonien de Rocroi voisin. Cet auteur a transposé cette échelle stratigraphique sur l'ensemble du massif de Givonne sur la base de similitudes lithostratigraphiques, alors qu'une étude biostratigraphique récente (Leonard, 2004), menée à l'extrémité occidentale du Massif de Givonne semble ne pas s'accorder sur ces divisions stratigraphiques. Dans la partie est de ce massif, dans la région de Muno, aucun marqueur biostratigraphique n'a montré un quelconque ancrage chronostratigraphique avec les sites précédents. Enfin, le levé géologique n'a pas permis de distinguer avec clarté les différentes formations introduites par

Beugnies. Telles sont les raisons qui ont amené au regroupement des formations reviniennes.

Dans le Groupe de Revin se dinstinguent des niveaux repères de quartzites et de siltites. Deux bancs d'environ 10 mètres d'épaisseur de quartzites gris pâle à blancs sont présents dans la coupe du ruisseau du Beau Terme et du Rouge (au nord de Pouru-aux-Bois en France, Lamb. 72 : 202 195, 44 093) et dans celle du ruisseau de la Goutelle (Grand Hé Haut, Lamb. 72 : 206 430, 45 760). On perd leur trace vers l'est.

Ajoutons aussi deux bancs repères de siltites à grès fins métamorphiques, épais de quelques décimètres, séparés d'environ 100 m. De couleur jaunâtre, parfois rosâtre, ils se détachent des phyllades foncés environnants. La principale caractéristique réside dans l'abondance de paillettes millimétriques de mica blanc calcique (porphyroblastes de Margarite). C'est le « pseudomicaschiste » baptisé ainsi par Fourmarier (1911).

Le levé de ces bancs repères, en place ou en débris, a permis de débrouiller quelque peu la structure géologique du Revinien au nord de Muno. Ils semblent disparaître vers l'ouest au méridien de la ferme de Grand Hé Haut et ne sont pas connus en France.

Le Groupe de Revin est constitué de séries rythmiques que l'on range dans les séquences turbiditiques essentiellement distales de Bouma (1962). Elles peuvent être très épaisses et sont faites de séquences successives composées de niveaux grano-décroissants de quartzites, de siltites laminaires et majoritairement de phyllades.

Une séquence regroupe les termes suivants :

Un niveau supérieur composé de phyllades généralement gris foncé, rarement pâle, localement micacés, et renfermant parfois des lamines silteuses. Tantôt homogènes, tantôt ponctués de porphyroblastes millimétriques de chloritoïde, de biotite, de muscovite et plus rarement d'andalousite, ils présentent parfois un caractère ardoisier, très fin, compact et par endroit graphiteux. Ils développent localement un gaufrage marqué par une crénulation de la schistosité régionale, attestant de l'existence d'au moins deux déformations superposées.

Un niveau intermédiaire pélitique composé par des alternances de lamines silteuses et pélitiques le plus souvent planes parallèles, parfois entrecroisées. Ces séries peuvent être très épaisses et constituer l'essentiel du matériau d'une coupe comme celle de la Goutelle (Lamb. 72 : 205 860, 45 520) située au nord-est de la ferme de Grand Hé Haut (Muno).

Enfin, un niveau de base dans lequel les quartzites sont soit épais ou au contraire se déclinent en petits bancs espacés. Ils peuvent se rassembler en un cortège arénacé important ou s'individualiser en bancs épais isolés au sein d'épaisses séries de

phyllades. Ils sont généralement gris foncé à noirs. Ils renferment un certain nombre de structures sédimentaires telles que des lamines planes parallèles, des stratifications entrecroisées et des rides de courant. Il n'est pas rare d'y voir des figures de charge (« load casts ») et des plis précoces synsédimentaires issus de glissements sous-marins (« slumps »). La base de ces bancs parfois ponctuée de cristaux de pyrite, peut présenter des chenaux de ravinement associés à des figures de courants (« flute casts ») ou des empreintes d'objets déplacés (« tool casts »).

Épaisseur : inconnue à Muno ; Beugnies (1976) avance une estimation de l'ordre de 1000 m pour l'épaisseur des trois formations supérieures du Groupe de Revin.

Âge : le Groupe de Revin n'a livré aucun fossile à Muno. Mais, vers l'ouest à Bosséval et à Illy (en France), villages situés au cœur du massif de Givonne, les acritarches étudiés par Vanguestaine (1992) donnent aux niveaux Rv 3 et Rv 4 (Beugnies, 1960) un âge du Cambrien moyen et supérieur (zones d'acritarches 3 et 4b). En dépit de l'absence de faune et sur base des corrélations lithologiques établies par Beugnies, Verniers *et al*. (2001) ont étendu le sommet du Groupe de Revin dans le Trémadocien inférieur.

Utilisation : pas d'utilisation connue.

Affleurements représentatifs :

- la tranchée du vicinal de Muno à Sainte-Cécile, où le Groupe de Revin est représenté par des phyllades à chloritoïdes. Au km 4, affleure le « pseudomicaschiste » (Lamb. 72 : 208 707, 46 430) ;
- la ballastière de la Réserve naturelle de Muno en rive gauche du ruisseau des Roches (Lamb. 72 : 209 207, 46 780) est un des rares endroits où la discordance épicalédonienne est visible. Elle est marquée par le poudingue de Fépin qui repose sur les séries plissées du Groupe de Revin.

Pour en savoir plus : Beugnies (1960, 1961, 1981), Vanguestaine (1974, 1978, 1986).

FEP ***FORMATION DE FÉPIN***

Origine du nom : reconnue par Dumont (1848) à l'ouest de la localité de Fépin en France.

Description :

La Formation de Fépin, qui repose en discordance sur le Groupe de Revin, est un conglomérat d'aspect chaotique, mal

classé, constitué de blocs et de galets de quartzites foncés souvent lités et issus du démantèlement continental du socle revinien. Ces blocs aux arêtes peu émoussées, sont souvent imbriqués, jointifs et soudés par un ciment siliceux en l'absence de matrice, donnant au conglomérat l'aspect trompeur d'un quartzite.

La matrice, davantage présente vers le haut de la formation, peut être gréseuse, schisteuse de teinte rouille ou même phylladeuse gris foncé conférant au conglomérat une schistosité grossière. S'y insèrent également des lentilles décimétriques et plus de schistes qui soulignent quelque peu la stratification locale.

De moins de 50 m, sur le site de la Roche à l'Appel (Lamb. 72 : 208 800, 47 310), le conglomérat se réduit rapidement vers l'ouest à un banc subvertical de moins de 10 mètres sur le versant ouest du ruisseau des Roches. Il s'y maintient dans une direction NO-SE et souligne le flanc nord renversé de l'Anticlinal de Givonne.

Après un hiatus dû à la faille des Amerois, le conglomérat passe à quelques décimètres d'épaisseur à proximité de la carrière du Boulage (Lamb. 72 : 206 800, 48 050), le long du ruisseau des Cailloux (propriété du château des Amerois).

Vers la frontière française, il se prolonge de manière apparemment discontinue et dans une allure subverticale. Sa présence est soulignée par des blocs épars ou des éperons rocheux isolés et en place qui ponctuent les crêtes topographiques du Rond Napoléon (Lamb. 72 : 205 360, 48 370), du bois des Amerois et de l'aire aux Oiseaux (Lamb. 72 : 203 160, 49 490).

En France, le conglomérat de Fépin, en dépit d'accidents transversaux, conserve une allure E-O quasi constante.

Par ailleurs, l'occurrence la plus méridionale du conglomérat forme l'assise du trottoir de la rue de l'Enfer à Muno (Lamb. 72 : 208 340, 45 410) et constitue un tronçon du flanc sud de l'Anticlinal de Givonne.

Le conglomérat de la Formation de Fépin forme une bande étroite d'épaisseur variable qui enveloppe le massif de Givonne et souligne la forme acquise par l'anticlinal du même nom à la suite des déformations varisques. C'est donc un bon marqueur lithostratigraphique et structural régional.

Au sommet de la Formation de Fépin se distingue, le Membre de la Roche à l'Appel, un faciès lenticulaire particulier de 0 à 80 m d'épaisseur. Il est constitué d'une alternance de lits de quartzites gris vert foncé, à structures entrecroisées, de grès argileux micacés et de schistes gris foncé. Il affleure principalement à la Roche à l'Appel à l'est du ruisseau des Roches.

Épaisseur : la formation a une épaisseur de 30 à 100 m, très variable sur l'étendue de la région étudiée.

Âge : la Formation de Fépin est datée par défaut du Pridoli (Silurien sup.) sur la base des fossiles reconnus dans la Formation de Mondrepuis sus-jacente (Godefroid, 1995, Godefroid, Cravatte, 1999).

Utilisation : les deux ballastières ouvertes dans cette formation et situées à l'entrée de la réserve naturelle de Muno ont servi à l'empierrement de la tranchée du vicinal de Muno à Sainte-Cécile.

Affleurements représentatifs :

- la ballastière de la réserve naturelle de Muno en rive gauche du ruisseau des Roches (Lamb. 72 : 209 230, 46 790). Cette dernière montre la discordance entre la Formation de Fépin sur les séries plissées du Groupe de Revin ;
- la ballastière et la paroi annexe en rive droite du ruisseau des Roches (Lamb. 72 : 209 080, 46 630). Elle montre les grès et schistes du membre supérieur sur le conglomérat de la Formation de Fépin ;
- le promontoire de la Roche à l'Appel est un imposant relief essentiellement taillé dans la Formation de Fépin en position subverticale (Lamb. 72 : 209 709, 47 350) ;
- les carrières de la « Roche au Sel » en France, au sud-est de Bouillon (Lamb. 72 : 200 970, 49 820) ;
- le trottoir de la rue de l'Enfer à Muno (Lamb. 72 : 208 340, 45 410) aujourd'hui asphalté.

Pour en savoir plus : Meilliez (1984).

MON ***FORMATION DE MONDREPUIS***

Origine du nom: commune de Mondrepuis (Département de l'Aisne en France).

Description:

La seule coupe complète, aujourd'hui dégradée, se situe sur la bordure du massif de Rocroi, dans le bois de Ridoux (Godefroid *et al*., 1994), dans la commune d'Haybes.

Dans l'Anticlinal de Givonne, plusieurs auteurs ont utilisé le nom de la localité de Muno pour désigner des horizons, des assises, des membres et des formations de roches d'âges aussi divers que le Cambrien supérieur, le Dévonien inférieur et le Jurassique inférieur. Afin d'éviter toute confusion, nous avons repris dans cette notice l'appellation de Formation de

Mondrepuis comme le préconisait un des premiers auteurs (Fourmarier, 1911).

Cette formation a une prédominance pélitique gris foncé dont la schistosité est parfois peu développée. S'y intercalent des bancs minces de siltites laminaires et de grès argileux localement micacés, celluleux, carbonatés, fossilifères et affectés par des bioturbations. La couleur est invariablement gris foncé à noire. S'y ajoutent des bancs inframétriques de quartzites plus pâles soulignés de lamines parallèles et entrecroisées.

Le litage et la schistosité des matériaux fins sont parfois affectés d'une deuxième schistosité visible par les crénulations de taille variable, qui donne à la roche un débit en crayons caractéristique.

Généralement, le matériau schisteux est tendre et se délite aisément en feuillets ou en plaquettes. Il peut cependant apparaître dans quelques zones isolées de la Roche à l'Appel des niveaux indurés repères à biotite issue du métamorphisme régional et reconnus comme « cornéite » par Fourmarier (1911).

Les fossiles sont concentrés dans deux membres distincts : un membre inférieur, désigné sous le nom de Membre du Ruisseau des Roches et un membre supérieur dénommé Membre de Parensart (Beugnies, 1976, Godefroid, Cravatte, 1999).

RDR Membre du Ruisseau des Roches

Le Membre du ruisseau des Roches renferme des bancs de schistes carbonatés bioclastiques. On y a trouvé entre autres les brachiopodes *Delthyris dumontianus*, *Iridistrophia euzona*, *Chonetes omaliana* et *Dayia shirleyi*, faune appartenant exclusivement au Pridoli (Silurien supérieur, Godefroid, Cravatte, 1999). Il est épais de plus ou moins 25 m et est distant de 30 à 100 m environ du sommet de la Formation de Fépin à la Roche à l'Appel. Il semble s'en rapprocher dans la carrière du Boulage (Lamb. 72 : 206 800, 48 050), sur la rive orientale du ruisseau des Cailloux, dernier affleurement occidental de ce niveau. On perd sa trace à l'ouest du ruisseau des Cailloux.

PRS Membre de Parensart

Épais de près de 75 m et distant d'environ 100 m des niveaux fossilifères précédents, dans la tranchée du vicinal de Muno à Sainte-Cécile, le Membre de Parensart compte de nombreuses strates minces de siltites calcaires cariées et transformées par dissolution en lits brunâtres remplis de silt limonitique. Il livre une faune du Lochkovien inférieur (Godefroid, Cravatte, 1999), faite d'empreintes

de rugueux solitaires, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, trilobites et de nombreux tentaculites.

Le sommet de la Formation de Mondrepuis, moins fossilifère, évolue vers un ensemble de schistes gris foncé notablement bioturbés, localement carbonatés et de bancs intercalaires de quartzites et grès argileux, micacés gris moyen parfois déformés par des figures de charge.

Épaisseur : de près de 700 m à la Roche à l'Appel, la formation se réduit à 300 m à l'ouest de la faille des Amerois, ce qui constitue une réduction d'épaisseur sévère dont on n'a pas d'explication.

Âge : Silurien supérieur (Pridoli) et base du Lochkovien selon son contenu en brachiopodes.

Utilisation : aucune à ce jour.

Affleurements représentatifs :

- la tranchée du vicinal de Muno à Sainte-Cécile, entre les km 4 et 5 (Lamb. 72 : 209 900 , 46 900) ;
- les affleurements rocheux qui ponctuent les versants du ruisseau du Gué du Roi (Lamb. 72 : 209 110, 47 900) ;
- les affleurements rocheux aux pieds du château des Amerois (Lamb. 72 : 210 430, 48 750) ;
- un vallon dans le domaine de l'aire des Oiseaux en France (Lamb. 72 : 202 150, 50 000).

Pour en savoir plus :
le lecteur intéressé par la chronologie des différentes appellations de la formation est invité à se référer aux publications et notes suivantes :

Asselberghs (1946), Beugnies (1960, 1976, 1988), Boucot (1960), Dormal (1894), Fourmarier (1911, 1913, 1954), Fourmarier, Graulich (1957), Lecompte (1967), Mailleux, Demanet (1929) et Maubeuge (1954).

OIG *FORMATION D'OIGNIES*

Origine du nom : Oignies, commune de la province de Namur. Le stratotype de la limite inférieure est décrit à Fépin (département des Ardennes, France) en rive gauche de la Meuse et le long de la RN 51, au lieu-dit « Moulin de Fétrogne » (Goudalier *et al*., 1992). Le sommet se situe en rive droite de la Meuse au nord du confluent du Ridoux.

Description :

La Formation d'Oignies est définie, par la commission de stratigraphie (Godefroid *et al*., 1994), sur base de la couleur rouge des roches qui la composent.

Elle n'apparaît sur la carte que sur le flanc sud de l'Anticlinal de Givonne où elle affleure dans une petite zone restreinte aux abords du ruisseau de Tourgeon au pied de Watrinsart. Elle se prolonge vers l'est en se limitant à la ceinture périclinale des environs de Sainte-Cécile (carte Florenville - Izel 67/7-8).

Sur le flanc nord de l'Anticlinal de Givonne, la totalité de la formation prend la couleur gris verdâtre (semblable à celle de la Formation de Saint-Hubert) et ne répond plus aux critères formulés par la commission. On l'intègre dès lors à la Formation de Saint-Hubert.

Épaisseur : inconnue sur la carte géologique.

Âge : Lochkovien.

Utilisation : aucune extraction de la roche n'a été répertoriée dans cette formation dans les limites définies par la carte.

Affleurements représentatifs :

Les berges du ruisseau de Tourgeon (Lamb. 72 : 209 850, 45 550) au pied de Watrinsart.

Pour en savoir plus : Asselberghs (1921, 1922, 1946, 1954).

STH *FORMATION DE SAINT-HUBERT*

Origine du nom : reconnu par Gosselet (1880), le stratotype de la Formation de Saint-Hubert est actuellement situé à Arville (commune de Saint-Hubert en province de Luxembourg), dans une coupe le long de la Lhomme et du chemin de fer Namur à Arlon (Godefroid *et al.*, 1994).

Description :

La Formation de Saint-Hubert se caractérise par des roches de couleur verte, depuis le sommet de la Formation de Mondrepuis jusqu'à la base de la Formation de Mirwart. Elle constitue donc le passage latéral de la Formation d'Oignies, ce qui diffère de la conception d'Asselberghs qui définissait un faciès d'Anlier au sein de la Formation d'Oignies.

La base de la Formation de Saint-Hubert est observée au nord de la Roche à l'Appel sur le versant ouest du ruisseau du Gué du Roi par un contact franc sur les derniers niveaux foncés

de la Formation de Mondrepuis. Le matériau abandonne les structures bioturbées, s'éclaircit et montre les premiers horizons de quartzites gris pâle et de siltites celluleuses et noduleuses verdâtres. Ailleurs, ce contact n'est pas observé par manque d'affleurements sur les plateaux.

Le cœur de la Formation de Saint-Hubert comprend quelques niveaux constitués de bancs métriques de grès gris vert parfois très pâle souvent pyriteux ou à ponctuations limonitiques, et de siltites gris vert finement micacées. Ces niveaux alternent avec des siltites fines voire des schistes sériciteux gris vert, parfois fortement micacées. Ces roches assez tendres renferment des horizons à nodules carbonatés cariés et souvent celluleux remplis de silt limonitique.

Il semble que le sommet de la formation soit marqué par une importante masse de grès gris vert à ponctuations limonitiques.

- **Épaisseur :** estimée à 1600 m pour l'ensemble de la formation.

- **Âge :** d'après le contenu palynologique de la Formation de Mirwart surincombante, la Formation de Saint-Hubert devrait se situer sous ou dans la biozone Z (Godefroid *et al*., 1994) du Lochkovien.

- **Utilisation :** anciennement, plusieurs carrières ont été ouvertes dans les grès et siltites.

- **Affleurements représentatifs :**

  - ancienne carrière à « Beaubru », au sud de Bouillon, le long de la voie rapide de Sedan (Lamb. 72 : 200 890, 50 800) ;
  - l'ensemble des massifs rocheux affleurant au pied du château des Amerois (Lamb. 72 : 206 440, 48 740).

- **Pour en savoir plus :** Asselberghs, 1946.

MIR ***FORMATION DE MIRWART***

- **Origine du nom :** originellement reconnue par Hebert (1855) comme le grès d'Anor ; un nouveau stratotype de la formation a été défini par Godefroid *et al*. (1994) à Mirwart (province de Luxembourg), le long de la ligne de chemin de fer Namur à Arlon, sur les rives de la Lhomme.

- **Description :**

À l'ancien faciès d'Anlier d'Asselberghs (1946), correspond la Formation de Mirwart. La description de la formation se réfère

pour l'essentiel à la partie est de la planche, dans laquelle elle est totalement représentée. Dans la partie ouest de la planche, le terme inférieur repose par faille sur la partie supérieure faisant disparaître le corps de la formation.

La Formation de Mirwart débute à l'est par un niveau de 400 m de schistes homogènes gris foncé qui se distingue de la couleur gris vert de la Formation de Saint-Hubert sous-jacente. La transition entre les deux formations est progressive.

Latéralement vers l'ouest, la Formation de Mirwart est formée de bancs métriques, rarement plurimétriques, de quartzites gris clair, dotés parfois de ponctuations limonitiques et pyriteuses. Ils renferment des stratifications quelques fois entrecroisées et montrent occasionnellement des surfaces ravinantes à galets schisteux gris foncé (*chips*).

Les passées gréseuses alternent avec des niveaux plus fins de siltites grises et de pélites plus foncées souvent dotées de structures laminaires. Ces dernières se disposent très souvent en corps lenticulaires sédimentaires millimétriques à centimétriques (« *wavy, lenticular bedding* »).

Sur la planchette de Dohan, les différentes lithologies de la formation renferment sporadiquement des plages carbonatées irrégulières et de dimensions variables.

Dans toute la région, le sommet de la Formation de Mirwart est souvent caractérisé par la présence de débris végétaux, ce qui constitue un bon repère régional. Ils sont minéralisés en chlorite noirâtre à verdâtre, associés ou proches d'un niveau ardoisier gris foncé souvent exploité (Phyllade d'Alle). Ils se positionnent généralement jusqu'à une centaine de mètres sous le premier niveau de la Formation de Villé.

- **Épaisseur :** estimée à 650 m par Asselberghs (1946) ; la coupe de la carte en présenterait plus de 1000.

- **Âge :** la palynologie de la Formation de Mirwart dans la région d'Herbeumont, indique qu'elle débute dans la biozone Z, du Lochkovien supérieur (Steemans, communication personnelle) et monte dans le Praguien.

- **Utilisation :** les ardoises ont été exploitées, notamment à Alle (hors carte) dans la région de Sensenruth (Château Le Duc, hors carte) et à proximité de La Cornette (Lamb. 72 : 206 380, 57 630). Les grès ont localement été exploités.

- **Affleurements représentatifs :**

- quelques carrières le long de la route de Bouillon à Corbion à hauteur du camping d'Alireu (Lamb. 72 : 198 940, 53 370) ;

- carrières de la « Hottée du Diable » (Lamb. 72 : 198 300, 52 470).

Pour en savoir plus : Asselberghs, 1927, 1946.

VIL

FORMATION DE VILLÉ

Origine du nom : d'abord reconnue comme grès d'Houffalize par Stainier (1896) sur la carte à 1/40 000, Champlon-Laroche, la Formation de Villé a été redéfinie par Godefroid *et al*. (1982). Le stratotype se situe à Villé (province de Luxembourg) le long de la route de La Roche-en-Ardenne à Maboge (Godefroid *et al*., 1994).

Description :

La Formation de Villé débute dès l'apparition des premiers niveaux carbonatés. Sur la planchette de Dohan, le passage de la Formation de Mirwart à la Formation de Villé se fait progressivement dans un ensemble gréseux à pélitique de plus en plus rouille et carbonaté. Alors que dans la région de Bouillon et vers le nord, la transition entre les Formations de Mirwart et de Villé se fait au sein de roches pélitiques souvent ardoisières (région de Alle).

Bien que changeant de faciès du sud-est vers le nord-ouest, la Formation de Villé renferme principalement des grès rouille à gris moyen, assez argileux et micacés. Ces bancs décimétriques à métriques alternent avec des siltites et pélites grises à lamines millimétriques à centimétriques rouille ou le plus souvent en lentilles très allongées et intensément bioturbées. Toutes ces roches peuvent être carbonatées ou non et renfermer des fossiles en quantité variable. Les niveaux fossilifères sont surtout riches en crinoïdes mais renferment également des brachiopodes, des rugueux solitaires et des tabulés rameux.

La formation renferme également des bancs lenticulaires décimétriques de calcaires argileux gris bleu, à veines de calcite et riches en crinoïdes (encrinite). Il existe aussi des niveaux de siltites micacées à lamines millimétriques à centimétriques qui ont souvent été appelées « psammites ». Enfin sont présents des bancs décimétriques à métriques de grès gris formant des unités isolées n'excédant pas 2 à 3 m d'épaisseur ainsi que des niveaux décimétriques isolés de pélites gris foncé et homogènes.

Dans la région de Bouillon et vers le nord, les roches carbonatées sont abondantes et les niveaux métriques à plurimétriques de siltites et pélites carbonatées, souvent laminaires, alternent régulièrement avec les bancs de grès rouille. L'alternance des différentes lithologies détermine une

certaine rythmicité que révèle l'érosion par la présence de barres rocheuses. Ce faciès carbonaté de la Formation de Villé a été désigné par Asselberghs (1946) comme le Faciès de Bouillon.

Ce dernier évolue vers l'est de la planche (Dohan) vers une phase pélitique plus développée, rythmée par des niveaux gréseux rouille parfois carbonatés, plus rarement de bancs métriques de quartzites. Les lentilles de pélites carbonatées fossilifères et les lits d'encrinite sont moins fréquents. C'est le Faciès de Longlier reconnu par Asselberghs (1946) entre Cugnon et Saint-Médard sur la planche voisine (67/3-4, Herbeumont-Suxy).

- **Épaisseur :** étant donné les nombreuses failles qui affectent la formation à différents endroits, nous ne pouvons que donner une épaisseur minimale de 600 m alors qu'Asselberghs (1946) l'estime à 400-500 m.

- **Âge :** compte tenu de l'âge de la formation sous-jacente, la Formation de Villé est datée du Praguien.

- **Utilisation :** extraction de quelques ardoises à Alle (hors carte) et des calcaires pour la chaux hydraulique dans la région de Bouillon.

- **Affleurements représentatifs :**

- la partie inférieure de la formation affleure bien au château de Bouillon (Lamb. 72 : 199 980, 53 540) ;
- le faciès des calcaires à crinoïdes affleure sur le versant « le Maroc » au nord-est de Bouillon et en rive sud de la Semois au sud-est de Poupehan (Lamb. 72 : 200 960, 54 650) ;
- les alternances de grès et de schistes carbonatés affleurent à la « Roche des Eperviers » (Lamb. 72 : 197 110, 57 490) ;
- la grotte Saint-Remacle dominant le versant de la Semois au sud-est d'Auby-sur-Semois (Lamb. 72 : 209 480, 55 570).

- **Pour en savoir plus :** Asselberghs, 1946.

■ 2.3. LES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES

JAM

FORMATION DE JAMOIGNE

- **Origine du nom:** localité de Jamoigne en Gaume (Lorraine belge). Dumont (1842) n'a désigné aucune coupe de référence pour cette formation. Celles qui ont été décrites, notamment par Terquem et Piette (1862) dans les environs de Jamoigne ne sont plus visibles à l'heure

actuelle. Aucune coupe de référence n'a été proposée à ce jour.

Description :

La formation est discordante sur le socle paléozoïque plissé et repose de manière monoclinale accusant une pente sud de l'ordre de 5 à 10°.

La base débute par une semelle de calcaire consolidé, épaisse de moins d'un mètre, de couleur beige clair à ocre lorsqu'elle est chargée en limonite. Il s'agit d'une lumachelle faite de fossiles en mauvais état (lamellibranches -gryphées principalement-, gastéropodes, polypiers, etc.) soudés par un ciment calcaire et contenant des dragées disséminées de quartz, de quartzites et de schistes issus du socle dévonien (Maubeuge, 1954). Sur cette semelle, fait suite une alternance de bancs réguliers de marnes bleu sombre à taches ocre et par place de nombreuses oolithes ferrugineuses, et de calcaires argileux bioclastiques gréseux, gris bleu ou jaunis par l'altération. La marne, quasi cohérente et feuilletée à l'état frais, s'altère rapidement en une argile plastique à l'affleurement.

Ces sédiments se chargent de fréquentes bioturbations (terriers tubicoles) et d'une faune abondante, souvent rassemblée en lumachelles : nombreuses cardinies, liogryphées, crinoïdes, polypiers du genre *Montlivaultia*, etc. Les ammonites sont rares ainsi que les ossements isolés d'ichtyosaures, de plésiosaures et des dents de requins (Boulvain *et al*., 2000).

Les derniers mètres de la Formation de Jamoigne, qui correspondent au faciès particulier du Membre de Warcq (WAQ), s'enrichissent de sable argileux gris bleuté et jaunâtre par altération, et le passage aux séries jaunâtres de la Formation de Luxembourg se fait de manière progressive, d'où les limites parfois incertaines.

Épaisseur : 25 m à Grand Hé Bas au sud immédiat de la faille normale de Grand Hé, elle s'amincit quelque peu à l'ouest vers Pourru-aux-bois (France) et s'épaissit vers le sud.

Âge : la lumachelle de base a livré l'ammonite *Caloceras johnstoni* associée à la zone à *Psiloceras planorbis* (D. Delsate, comm. pers.) de la base de l'Hettangien. Le sommet de la formation, constitué par le Membre de Warcq, pourrait atteindre la zone à *Coroniceras bucklandi* du Sinémurien inférieur.

Utilisation: le matériau extrait artisanalement des marnières était jadis destiné à l'amendement des sols.

Affleurements représentatifs :

Au pied de la ferme de Grand Hé Bas (Lamb. 72 : 204 920,

45 160), le lit des ruisseaux des Vieux Prés et de la Goutelle est pavé de manière continue par la dalle de base de la formation. Il montre localement le contact discordant sur le socle cambrien.

Pour en savoir plus : Guerin-Franiatte (1991), Guerin-Franiatte, Muller (1986), Maubeuge (1955).

LUX *FORMATION DE LUXEMBOURG*

Origine du nom : capitale du Grand-Duché de Luxembourg. Cette formation a été créée par Steininger (1828) et amendée par Guerin-Franiatte (1991).

Description :

Elle est formée par l'alternance systématique de bancs lenticulaires ou continus de sables calcaires orangés à ocres et de bancs décimétriques à métriques de grès calcaires, de calcaires bioclastiques et oolithiques, de couleur jaune à jaune orange. Cet ensemble montre généralement des stratifications entrecroisées ainsi que des phénomènes de bioturbation. S'y insèrent parfois des niveaux de calcaires coquilliers tendres (le grigne), riches en lamellibranches, liogryphées, cardinies et crinoïdes.

Épaisseur: de l'ordre de 70 m au minimum car le sommet de la formation n'est pas atteint dans les limites de la carte.

Âge: la formation couvre la zone à *Coroniceras bucklandi* du Sinémurien inférieur.

Utilisation: jadis, pierre de construction. Quelques carrières abandonnées subsistent encore qui émaillent les hauteurs du village de Lambermont (Lamb. 72 : 209 420, 44 020) et témoignent d'une activité ancienne florissante.

Affleurements représentatifs :

Les carrières désaffectées au nord et au sud du village de Lambermont et celles de la Platinerie à l'ouest (Lamb. 72 : 208 020, 43 640).

Pour en savoir plus : De Beaumont (1856), Duffin, Delsate (1993), Dewalque (1854, 1857), Dumont (1842), Guerin-Franiatte, Müller (1978),

Lucius (1952),
Maubeuge (1954, 1955, 1974, 1998),
Monteyne (1958),
Terquem (1855).

▪ 2.4. LES FORMATIONS POST-MÉSOZOÏQUES

ALA ***ALLUVIONS ANCIENNES***

Les alluvions anciennes sont des dépôts fluviatiles composés d'argiles, de limons, de sables et de graviers datés du Quaternaire ancien. Ils occupent les méandres recoupés de Dohan et de Mortehan ainsi que des terrasses alluviales situées à près d'une trentaine de mètres au-dessus du niveau actuel de la Semois et de quelques-uns de ses affluents.

AMO ***ALLUVIONS MODERNES***

Les alluvions ont une épaisseur variable qui peut atteindre plusieurs mètres. Elles peuvent être argileuses, silteuses, sableuses et même graveleuses. Ces dépôts alluvionnaires occupent le fond des vallées où ils déterminent les plaines alluviales.

TRB ***DÉPÔTS TOURBEUX***

Le tracé de l'extension des tourbières est extrait de la carte des sols (Steffens, 1969) complété par nos observations de terrains.

Si la tourbe est connue en plusieurs endroits de la région, on l'observe principalement dans les plaines alluviales de la Semois et de ses affluents ou dans des fonds humides ; son extension n'est pas cartographiable. En revanche, des dépôts tourbeux se sont particulièrement développés dans le fond de la vallée du ruisseau de Rémy aux limites de la réserve naturelle de Muno située au nord-est de Muno (Lamb. 72 : 209 660, 46 920) et dans la vallée du ruisseau du Tremble à la Platinerie au sud de Muno.

Le relevé cartographique de ces tourbières n'est pas exhaustif.

▪ 2.5. ALTÉRITES

Description :

Sous ce terme on désigne des produits superficiels résultant de la fragmentation et de l'altération sur place des roches antérieures sans transformations pédologiques notables (Foucault, Raoult, 1995).

Ces phénomènes sont le résultat d'une altération continentale. Ils définissent une couverture de plusieurs mètres d'épaisseur comptant en général plusieurs horizons superposés à dégradation décroissante de haut en bas :

- un sol pédologique généralement de couleur vive aujourd'hui presque disparu ;
- un horizon à rares blocaux de schistes et de quartzites noyés dans une matrice d'altération argileuse et sableuse. Il peut parfois prendre de l'importance au creux de poches qui sont à l'origine d'exploitations de sable, d'argile ou de kaolinite ;
- un horizon intermédiaire riche en plaquettes de schistes et débris de quartzites altérés dans une matrice argileuse ;
- un horizon de roche mère altérée et fissurée. Il constitue un socle de roches attendries voire décomposées et décolorées. La couleur blanc presque pur produite par lessivage de la roche ou par réduction des oxydes de fer peut trancher sur les zones rouges, rubéfiées par oxydation. L'horizon s'accompagne souvent de concrétions ferrugineuses ou d'apport de sédiments argilo-limoneux sus-jacents, souvent logés dans les fissures de la roche hôte.

Le socle primaire s'est altéré plus ou moins profondément à une époque ancienne, cénozoïque à mésozoïque. Les altérites ainsi engendrées sous des conditions climatiques et géomorphologiques différentes d'aujourd'hui, ont fait l'objet de nombreuses études (Demoulin, 1995; Wyns *et al*., 2003; Dupuis *et al*., 2003; Yans, 2003; Alexandre, Thorez, 1995; Pissart, 1962; Quesnel, 2003).

Le manteau d'altérites généralement subhorizontal semble accuser une pente plus forte dans la région de Muno jusqu'au pied des formations jurassiques. De ces surfaces d'altérites, il reste également des dépôts ferrugineux localisés sur les plateaux. Ainsi en est-il notamment du plateau des Brulins (Lamb. 72 : 204 720, 57 420) qui a fait l'objet d'exploitation locale ancienne.

Épaisseur : de moins d'un mètre à plusieurs mètres. Ces différents produits superficiels s'organisent en lambeaux et peuvent présenter de fortes irrégularités locales.

Âge : mésozoïque à quaternaire suivant les auteurs.

Utilisation : si les archives mentionnent des activités d'extraction de fer sur la crête topographique au nord des « Hayons » (Lamb. 72 : 204 840, 57 300) et au lieu-dit « Les Minières » (Lamb. 72 : 201 940, 57 970) dans la région de Sensenruth, en revanche, aucune mention d'extraction d'argile, de sable ou de kaolinite n'est recencée dans les limites de la carte.

Pour en savoir plus : Demoulin (2003),
De Putter, Yans (2003),
Quesnel (2003),
Wyns *et al*. (2003), Yans (2003).

3 SCHÉMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

La notion de chronostratigraphie (âge relatif des roches) ne doit pas être confondue avec celle de lithostratigraphie (ensemble de roches de caractéristiques déterminées superposées stratigraphiquement).

Le lien entre ces deux types d'échelle stratigraphique se fait sur base de la biostratigraphie (fig.4 a et b). Celle-ci repose soit sur les macrofossiles (mollusques, cœlentérés, etc.), soit sur les microfossiles (foraminifères, conodontes, algues, etc.) ou la palynologie (spores, palynomorphes, acritarches, etc.).

Sur la carte géologique, on compte trois grandes entités stratigraphiques en contact discordant : à la base se situe le **Groupe de Revin** REV qui forme la boutonnière du massif de Givonne. Il est surmonté par les formations d'une couverture plissée dévonienne. Enfin, les dépôts jurassiques non plissés situés en marge nord du Bassin de Paris ferment la succession.

Dans le Groupe de Revin de la partie ouest et française du massif de Givonne, un contenu en acritarches à été décrit par Vanguestaine (1992). Les datations obtenues dans la partie orientale du massif de Givonne, permettent d'échelonner le Groupe de Revin dans les zones 3 à 4b du Cambrien moyen et supérieur (fig.4b).

Ce groupe, plissé au cours de l'orogenèse calédonienne, est recouvert en discordance par les sédiments siluro-dévoniens (fig.4b).

Les dépôts en majeure partie continentaux de **la Formation de Fépin** FEP, sous-jacente à la Formation de Mondrepuis, sont dépourvus de faune. On leur attribue, par déduction, un âge pridolien (Silurien supérieur) au moins.

La Formation de Mondrepuis MON assure la transition entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur. Dans la région concernée, il comprend deux horizons marqueurs contenant une faune marine typique. L'horizon inférieur ou Horizon du ruisseau des Roches est caractérisé par le brachiopode *Dayia shirleyi*, fossile guide du Pridoli (Silurien supérieur). L'horizon supérieur ou Horizon de Parensart, renferme, quant à lui, une faune typique du Lochkovien inférieur (Godefroid , Cravatte, 1999) de la base

du Dévonien. Ce niveau est surtout caractérisé par la présence de tentaculites, de rugueux solitaires, de bryozoaires, de brachiopodes et de trilobites.

La Formation de Saint-Hubert **STH** qui dans ce contexte ne renferme pas de témoins fossiles, est insérée dans le Lochkovien supérieur.

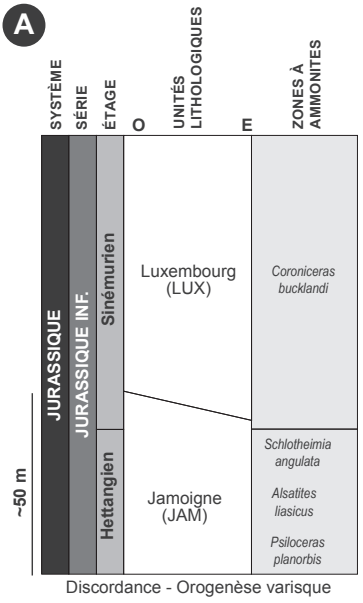
La Formation de Mirwart **MIR** établit la transition avec le Praguien, puisqu'elle englobe les biozones à spores Z, E, Po et W de Steemans (1989).

La Formation de Villé **VIL** plus pauvre en fossiles (Godefroid, *et al*., 1982) que dans d'autres contextes régionaux, contient cependant sporadiquement les brachiopodes typiques. On peut lui attribuer un âge praguien.

L'ensemble des formations précédentes a été plissé au cours de l'orogenèse varisque puis emergé et pénéplané. Les sédiments des formations du Jurassique (fig. 4b) se déposent en discordance sur cette pénéplaine lors de la transgression marine de l'Hettangien.

Les marnes de **la Formation de Jamoigne** **JAM** englobent la limite entre les biozones à *Schlotheimia angulata* de l'Hettangien sommital et *Coroniceras bucklandi* du Sinémurien inférieur.

La Formation de Luxembourg **LUX** intègre, ici, la biozone à *C. bucklandi* du Sinémurien inférieur.



.

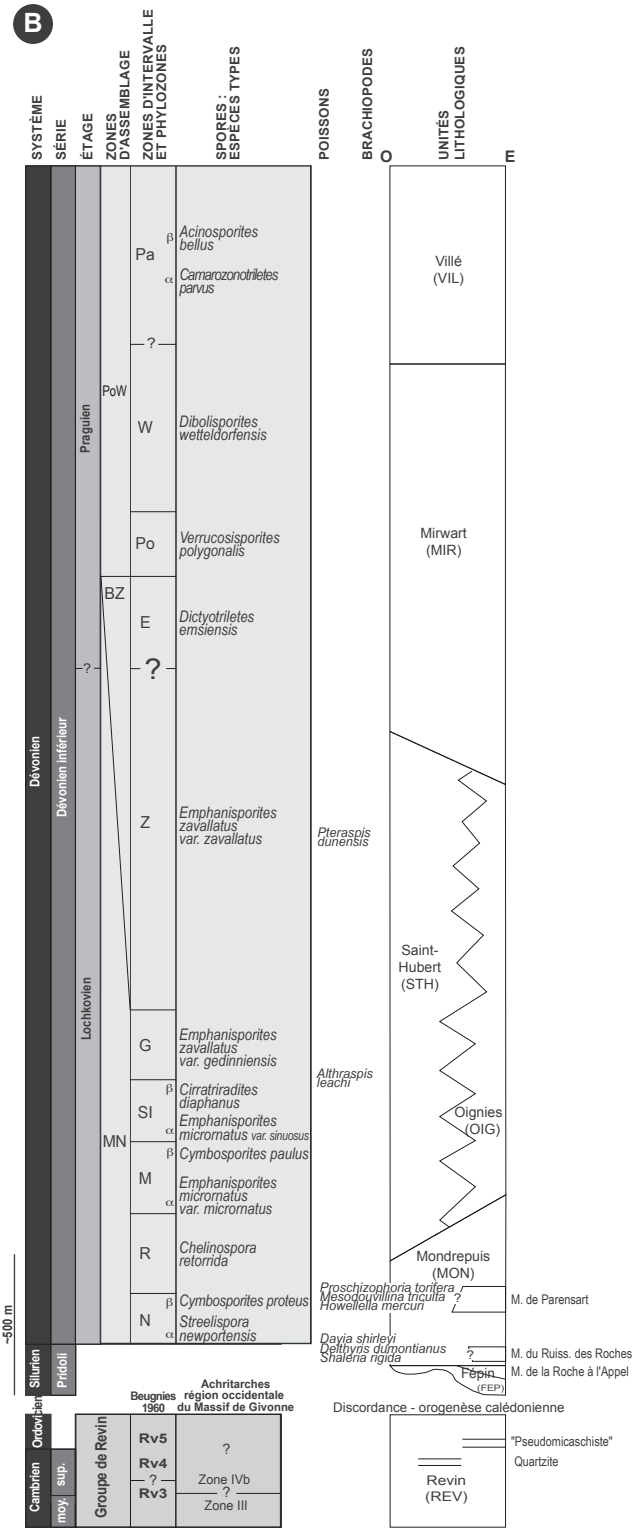


Fig. 4. A. Echelle stratigraphique du Paléozoïque,
B Echelle stratigraphique du Jurassique inférieur.

4 ANALYSE STRUCTURALE

▪ 4.1. ANALYSE STRUCTURALE

Les terrains cartographiés se répartissent en plusieurs unités structurales selon leur lien de parenté avec les structures majeures régionales. On distingue la couverture jurassique du socle paléozoïque. Celui-ci comprend le massif cambrien de Givonne ainsi que sa couverture dévonienne, dans laquelle peuvent se distinguer deux sous-unités structurales séparées par la faille de charriage d'Herbeumont : la Sous-unité de Bouillon (autochtone du charriage) qui comprend le Synclinorium de Neufchâteau ; la Sous-unité de Muno (allochtone du charriage) qui comprend l'Anticlinal de Givonne.

▸ *LA COUVERTURE JURASSIQUE*

La transgression marine a déposé au Jurassique inférieur (Hettangien) des séries stratifiées en discordance sur le socle paléozoïque plissé et pénéplané de l'Ardenne.

Ces couches, composées de sédiments marno-calcaires de la Formation de Jamoigne et sablo-calcaires de la Formation de Luxembourg, ceinturent le bord nord du Bassin de Paris et se situent à quelques distances du « Golfe de Luxembourg » (fig.2).

Ces terrains qui se disposent de manière monoclinale accusent des pendages assez monotones de l'ordre de 5 à 10° vers le sud.

À l'approche de la Faille de Grand Hé, ces pentes s'accentuent jusqu'à des valeurs de 15° sud puis passent à des pentes nord au contact de la faille, marquant une large ondulation anticlinale qui est le siège de pertes et de dolines au sud de Grand Hé Bas (Lamb. 72 : 205 220, 45 400). Cette rupture d'allure OSO–ENE semble emprunter le tracé d'un ancien décrochement varisque. Ce dernier qui court jusqu'au nord de Sainte-Cécile (à l'est, hors carte), a rejoué, selon une composante normale, en affectant les terrains jurassiques. Elle s'accompagne notamment de quelques failles apparentées.

Ces événements tardifs sont vraisemblablement contemporains du régime d'extension des roches lors de la subsidence du Bassin de Paris.

▸ *LE SOCLE PALÉOZOÏQUE*

Les terrains paléozoïques de la carte composés d'un socle cambrien et d'une couverture majoritairement dévonienne ont été affectés de déformations complexes.

LE MASSIF DE GIVONNE

S'inscrivant dans la continuité vers le sud-est du Massif de Rocroi, le Massif de Givonne a subi une première déformation à l'orogenèse calédonienne, ce qui est prouvé par la discordance de la Formation de Fépin. À Muno, la discordance peut être observée à quelques endroits du site de la Roche à l'Appel, notamment dans une des ballastières, ainsi que dans le domaine du château des Amerois. La déformation calédonienne est masquée par la surimposition de l'orogenèse varisque. On ne peut distinguer la schistosité et les plis calédoniens des structures régionales varisques du fait du parallélisme des deux plissements.

LA COUVERTURE DÉVONIENNE

La couverture composée de sédiments siluriens et dévoniens présente de nombreuses structures issues d'une déformation varisque dont l'apogée se situe au Silésien (phase asturienne). C'est durant cette période que le raccourcissement varisque confère aux terrains leur allure plissée et schistosée.

▪ 4.2. LES PLIS

Les plis régionaux ont une direction générale est-ouest. Ils sont fermés, à charnières aiguës, et déversés à couchés vers le nord. Les axes plongent tantôt vers l'est, tantôt vers l'ouest avec des pentes généralement modérées (0° à 15°). Par région et du sud vers le nord, la direction de ces axes varie de OSO, E-O à ESE.

La disposition d'ensemble des plis comporte du nord au sud :

- le flanc nord d'un synclinal plurikilométrique de premier ordre (le Synclinorium de Neufchâteau) dont le cœur est occupé par la Formation de Villé ;
- un anticlinal plurikilométrique de premier ordre l'Anticlinal de Givonne, dont le cœur est occupé par le socle calédonien.

Ces grandes structures sont accompagnées de plis d'ordres inférieurs, ordonnés systématiquement selon la disposition classique de la « feuille de chêne ».

La schistosité régionale, de pente sud, est plan-axiale

des plis. Elle en représente ainsi le plan d'aplatissement. À l'affleurement, la schistosité correspond au débit de la roche sous forme de feuillets plus ou moins bien développés alors qu'au microscope, elle apparaît comme une succession de bandes claires et sombres parallèles entre elles. Plusieurs critères (Powell, 1979, Piqué, *et al*., 1984) permettent de qualifier la schistosité sur base morphologique. Ainsi, l'espacement très serré (infra-millimétrique) des bandes claires et sombres des faciès pélitiques déterminera une schistosité dite « ardoisière » ou « continue » alors que les roches plus grossières seront affectées d'une schistosité, à espacement plus large, dite « anastomosée ». De plus, la qualité de la schistosité est repérée par l'orientation des divers minéraux constituant la roche. Par exemple, l'ardoise est un type de roche pélitique dans laquelle les grains (micas, quartz...) sont parallèles entre eux et pour laquelle la schistosité peut être qualifiée de « lisse » et « forte ». Parmi les mécanismes qui ont pu jouer dans la formation de la schistosité , on peut citer la « pression - dissolution ».

L'ensemble de ces structures constitue la première et principale phase du plissement varisque (P1). Deux générations de plis (P2 et P3) liés à la formation de failles peuvent être identifiés à certains endroits et seront décrites ci-après.

■ 4.3. LES FAILLES

▸ *LES FAILLES LONGITUDINALES*

Les sédiments de la couverture dévonienne et leur plis P1 sont affectés de nombreuses failles longitudinales.

On peut distinguer d'abord des failles à caractère chevauchant. L'événement majeur est marqué par la Faille d'Herbeumont qui met en contact l'Anticlinal de Givonne sur le Synclinorium de Neufchâteau. Il s'accompagne des failles chevauchantes de Bouillon et de Beaubru.

Plus au nord, les chevauchements représentés par les failles de Frahan et Rochehaut (carte Orchimont 63/8 et Vivy 64/5) affectent la zone synclinale d'Auby-sur-Semois.

La direction de ces failles de chevauchement est proche de celle des plis P1 et leur pendage est de l'ordre de 20° à 45° vers le sud. Dans le cas de la Faille d'Herbeumont, ces valeurs sont extrapolées à partir de mesures prises à l'affleurement sur de nombreuses failles de même nature et du tracé de la carte. Seule la Faille de Frahan est visible à l'affleurement. Les failles de chevauchement se résument pour la plupart à une simple surface striée parfois accompagnée d'un niveau centimétrique à décimétrique de brèche ou d'un joint d'argile. D'après les

stries de glissement observées, le mouvement selon ces failles est de type inverse-sénestre, c'est-à-dire un chevauchement du sud-ouest vers le nord-est. Nous ne pouvons toutefois pas certifier qu'il s'agisse là du premier mouvement car il semble que ces failles aient pu rejouer lors d'une fracturation ultérieure (attribuée à l'événement Amerois, P3).

D'après Asselberghs (1946), le charriage d'Herbeumont aurait un rejet d'environ 2500 m à son extrémité occidentale, celui-ci diminue en allant vers l'est.

Les failles longitudinales de chevauchement, à grande échelle, recoupent les plis et leurs sont donc postérieures. De plus, s'observe à leur toit une déformation locale qui peut être un antiforme pluri-métrique (antiforme de rampe), reconnue comme déformation P2 ou bien simplement un aplatissement étendu, notamment du pendage de la schistosité régionale (S1) et donc d'un « couchage » des plis P1.

Les plis de deuxième génération, comme celui de la « Hottée du diable » (Lamb. 72 : 198 300, 52 480), possèdent un plan axial de pente sud sub-vertical et un ennoyage sud-est.

Un cas particulier doit être signalé dans la région de Frahan qui semble montrer un taux de raccourcissement plus important (fig. 5). Le toit de la Faille de Frahan présente un « couchage » du flanc inverse du Synclinal de Bois Virus. La partie de ce flanc inverse qui se trouve au mur de cette faille est, quant à elle, renversée et amène à dessiner un synforme anticlinal à cœur occupé par le phyllade d'Alle à végétaux. La zone de Frahan est également propice à l'obervation d'une linéation d'étirement ainsi que d'une schistosité de crénulation (S2) présente localement et visible au microscope.

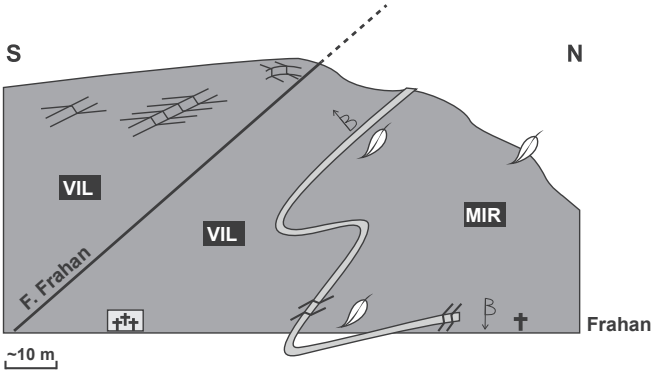


Fig. 5. Schéma de la zone retournée de Frahan.

Une deuxième famille de failles longitudinales est répérée par un ensemble de failles longitudinales de faible pente sud à mouvement normal marquant un épisode extensif. Celles-ci, découvertes lors du levé de terrain, n'ont pas encore

été mentionnées dans la partie sud de l'Ardenne. Les plus importantes sont les failles de Noirefontaine, de Grand Opimont et du Pic du Diable qui ont des rejets hectométriques voire kilométriques. Elles se traduisent à l'affleurement, en divers endroits, par des bandes de cisaillement (*shear zone*, fig.6) à l'intérieur desquelles s'observent des *kinks* inverses (fig. 7) ainsi que des brèches pour les plus importantes d'entre elles. Ces bandes de cisaillement ont une faible pente sud de 25° à 45°, généralement sub-parallèle à la stratification et à la schistosité et ont une épaisseur décimétrique à plurimétrique pour les failles cartographiables (fig. 7).

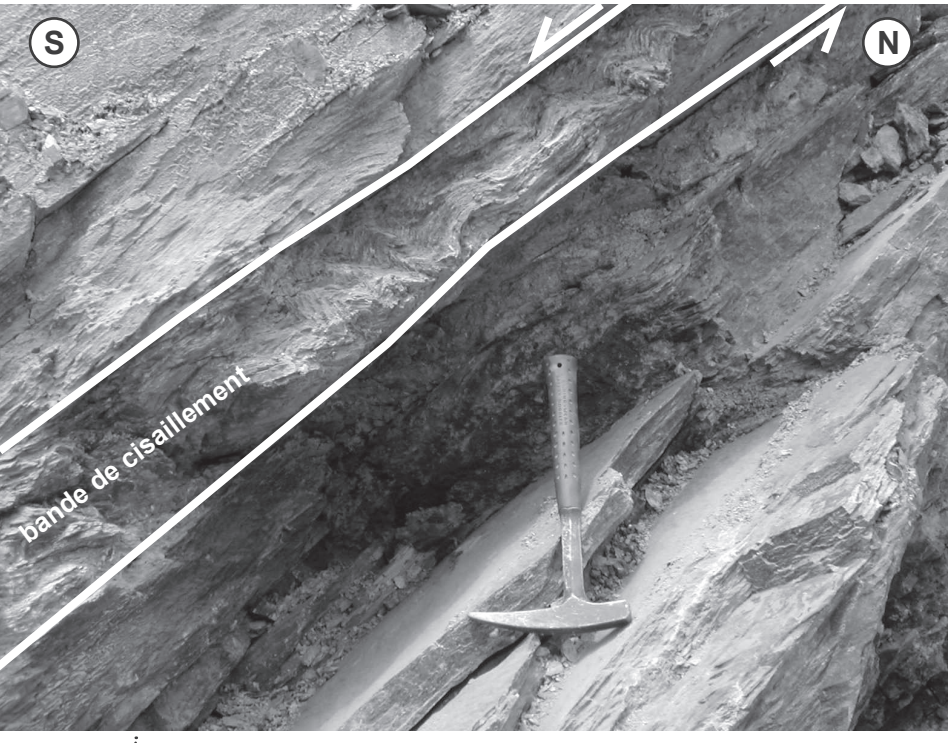


Fig. 6. Bande de cisaillement locale dans les schistes de la Formation de Mirwart.

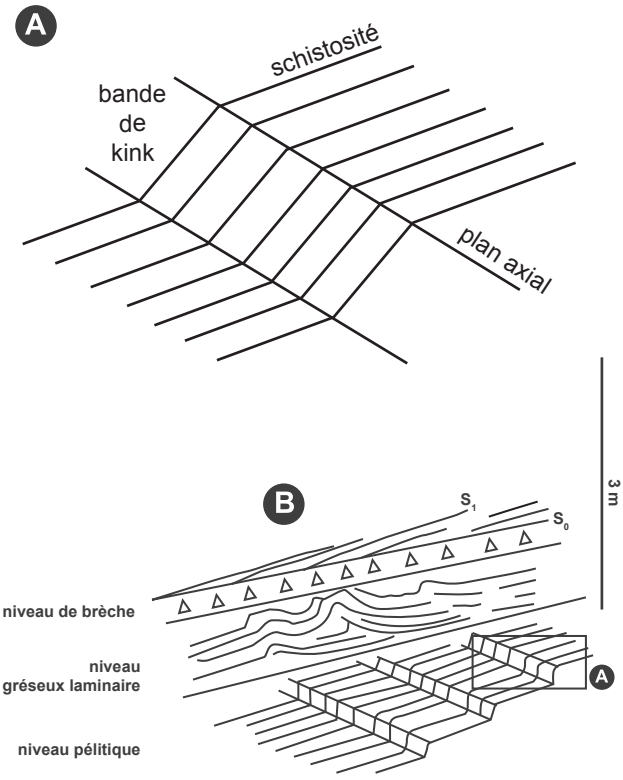


Fig. 7. A. Schéma d'un *kink* de type inverse. B. Schéma d'un détail de la zone de cisaillement associée à la faille de Noirefontaine.

Les kinks à l'intérieur de la bande de cisaillement sont de type inverse à plan axial de faible pente nord (de 0° à 20°). À ces zones de failles majeures peuvent être rattachées des petites bandes de cisaillement (kinks de type normal), généralement d'épaisseur centimétrique, de plan axial à pente subvertical vers le nord. Ces surfaces subverticales sont très souvent ouvertes donnant lieu dans la Formation de Villé à des développements karstiques (grottes).

▸ *LES FAILLES TRANSVERSALES*

Une troisième génération de failles recoupe les précédentes et leur est donc postérieure. Il s'agit de la plupart des failles transversales dont la plus importante est la Faille des Amerois, de direction NO-SE, et de la Faille de Poupehan. La Faille des Amerois allie un mouvement inverse et décrochant dextre. Les failles de cette famille sont souvent accompagnées de déformations de type kink inverse de plan axial de pente sub-

verticale. L'échelle de ces kinks est métrique à microscopique donnant lieu à une schistosité de crénulation. Ces déformations sont présentes dans une bande de largeur tout au plus kilométrique suivant le tracé des failles.

C'est à cet événement de troisième génération que doivent se rapporter les plis P3 du conglomérat de Fépin à la Roche à l'Appel (fig. 8). La barre de conglomérat montre localement un plissement de la stratification et de la schistosité S1 amenant une contradiction apparente entre la polarité sédimentaire et structurale. Il s'agit de synforme anticlinal de direction NO – SE.

Cette troisième génération qui se caractérise par une compression oblique NE – SO comprend de nombreuses autres failles conjuguées de moindre importance et fait rejouer un certain nombre de surfaces préexistantes, comme les failles longitudinales inverses.

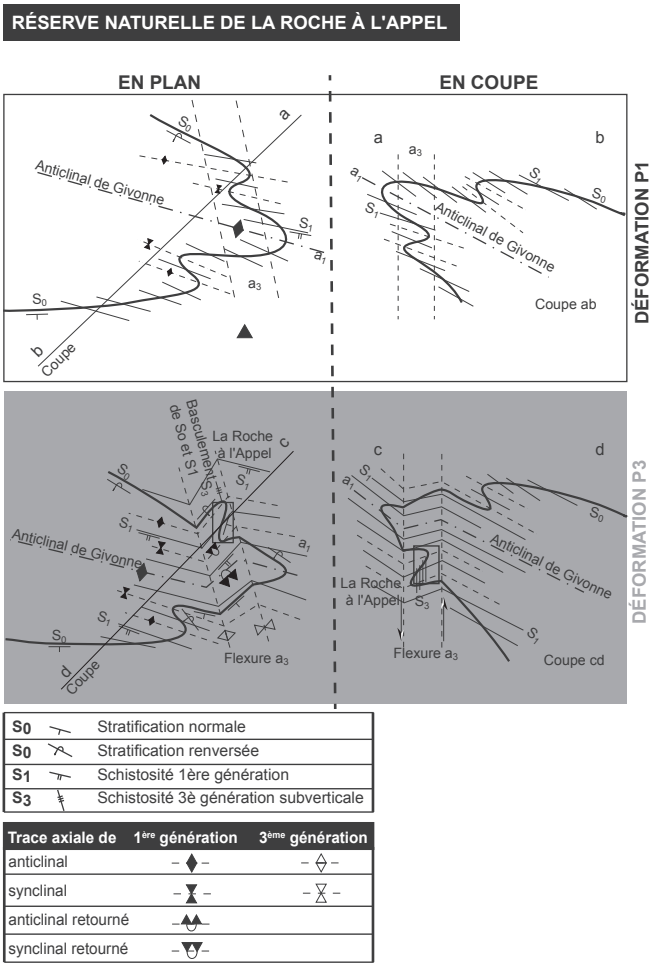


Fig. 8. Chronologie des déformations P1 et P3 présentes à la Roche à l'Appel.

5 MÉTAMORPHISME

L'aire métamorphique de l'Ardenne se répartit sur trois zones majeures situées sur les flancs sud des grands anticlinoria régionaux. L'une d'elle couvre la bordure sud-est du Massif de Stavelot. Une deuxième s'allonge d'ouest en est depuis le Massif de Rocroi jusqu'au-delà de Bastogne, sur quelques 1200 km^2. Et la troisième, qui concerne la présente carte, couvre la bordure nord du Massif de Givonne et disparaît sous la couverture mésozoïque.

Dans son ensemble, le métamorphisme affecte aussi bien les massifs calédoniens que la couverture dévonienne. Il est visible notamment grâce à la présence de nombreux porphyroblastes dont les relations avec les structures comme la schistosité témoignent d'une mise en place en plusieurs étapes ou phases.

Dans un premier temps, un métamorphisme régional isostatique est engendré dans des conditions de haute température et basse pression (450°C et 2Kb) qui d'après Beugnies (1976) correspondrait à la formation des porphyroblastes de chiastolite, magnétite et ilménite. Beugnies (1988) observe que ce métamorphisme s'exprime en particulier dans une aire de forme elliptique dont le grand axe, est-ouest, atteint 12 km et le petit axe, nord-sud, 3 km. À l'intérieur de cette aire, un isograde sépare une zone interne d'une zone externe. Celui-ci est brisé, transversalement en 2 parties, par la Faille des Amerois qui sépare des paragenèses différentes suivant la nature des roches du socle revinien ou de la couverture siluro-dévonienne.

Vient ensuite le raccourcissement varisque principal avec la formation de la schistosité S1 qui contourne la plupart des porphyroblastes déjà présents. D'autres porphyroblastes tels le chloritoïde cristallisent avec une relation pré- à syngénétique de la shistosité S1. Pendant ce temps, le métamorphisme évolue, il rétrograde. Beugnies (1976) y voit la déstabilisation de la chiastolite en pseudomorphoses micacées, ainsi que la mise en place de la zone à biotite dans la région de Bastogne.

Après le raccourcissement varisque, se développerait, d'après Beugnies, une dernière phase à biotite et clinozoïsite contemporaine de l'intrusion de la kersantite (Beugnies, 1976) et précédant l'événement « Amerois » (P3, S3). Les conditions de température et de pression sont de 340°C et de 2Kb à 2,5Kb. Dans cette dernière phase, il inclut la formation des « cornéites » (Beugnies, 1988), roches riches en biotite et de structure massive, présentes dans la région de la Roche à l'Appel (Muno).

6 SYNTHÈSE : HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de l'Ardenne qui s'inscrit dans un contexte qui dépasse les frontières politiques actuelles peut, de manière schématique, se résumer comme suit :

1. dépôt de séries terrigènes de sables et d'argiles datés du Cambrien supérieur ;
2. orogenèse calédonienne : plissement qui donne lieu à un relief émergé ;
3. pénéplanation de ce relief et dépôt d'un conglomérat fluviatile continental en discordance sur le socle cambrien ;
4. transgression marine amenant des dépôts sableux et argileux d'âges silurien supérieur, dévonien et carbonifère, responsable des conditions du métamorphisme régional ;
5. orogenèse varisque : une seconde phase de déformation a plissé l'ensemble des roches en place. Le front du plissement se limite au sud d'une ligne parallèle au sillon Sambre et Meuse et constituera le socle ardennais sensu lato. Dans la région, cet événement essentiellement plicatif a développé notamment les synclinaux de Bouillon, d'Auby-sur-Semois, l'Anticlinal de Givonne, etc. Ces plis s'accompagnent d'une schistosité plan-axiale qui affecte l'ensemble des terrains cambriens et éodévoniens en même temps qu'un léger métamorphisme régional (épizone) ;
6. cette phase se termine par des mouvements chevauchant longitudinaux dont les charriages d'Herbeumont et de Frahan accompagnés de leur plis de seconde génération P2 ;
7. les terrains plissés et schistosés sont ensuite affectés d'accidents longitudinaux extensifs comme les failles de Botassart, de Noirefontaine et du Pic du Diable, accompagnées de leur réseaux de kinks de direction est-ouest ;
8. une dernière phase de déformation est marquée par des failles transversales apparentées à la Faille des Amerois. À celles-ci sont associés des réseaux régionaux de kinks et de plis de troisième génération P3 de direction NO – SE ;

9 cet épisode varisque fait émerger un relief sur lequel l'érosion opère une pénéplanation généralisée de l'Ardenne et une mise au jour locale du socle calédonien du Massif de Givonne ;

10 le Permo-Trias voit le sud de l'Ardenne émergé accuser une subsidence en marge du Bassin de Paris en même temps que la transgression marine à l'Hettangien dépose en discordance sur le socle paléozoïque, les premiers sédiments marins du Mésozoïque (marnes et calcaires). La sédimentation a continué au Cénozoïque recouvrant presque toute l'Ardenne ;

11 dès le Cénozoïque supérieur, un bombement a soulevé l'Ardenne qui émerge cette fois définitivement. L'érosion continentale a entamé les différentes couvertures et mis au jour le socle paléozoïque plissé. En même temps, s'est progressivement installé le réseau hydrographique qui façonne le relief que nous connaissons aujourd'hui.

7 RESSOURCES DU SOUS-SOL

▪ 7.1. QUARTZITES, GRÈS ET GRÈS ARGILEUX

Le socle ardennais fourmille de vestiges d'exploitations artisanales anciennes qui ont été ouvertes dans toutes les formations du Dévonien inférieur. On en a extrait le grès, le grès argileux et le quartzite principalement pour l'édification de monuments anciens comme les parties médiévales du château de Bouillon, et l'habitat traditionnel dont les nombreux témoins forment le patrimoine architectural rural de la région.

Le granulat qui en était produit servait à l'empierrement du réseau local des routes et des voies ferrées dont la ligne du vicinal de Muno à Florenville est un exemple.

Ces carrières sont aujourd'hui laissées à l'abandon et parfois remblayées.

▪ 7.2. PHYLLADES ET SCHISTES ARDOISIERS

La pierre exploitée comme ardoise est de couleur gris foncé, peu gélive et appartient au niveau des « Phyllades d'Alle » du sommet de la Formation de Mirwart.

Le schiste ardoisier était autrefois extrait à flanc de coteau, en galeries souterraines ou en puits localisés principalement dans de larges bandes d'affleurements à Alle-sur-Semois (au nord-ouest de la carte) et ses prolongements latéraux à « La Cornette » (veine de la Cornette, Asselberghs, 1946) et à Auby-sur-Semois.

Cette roche a été utilisée en construction traditionnelle de tous types, de la chapelle à l'église paroissiale en passant par la maison rurale, comme éléments d'encadrement d'ouvertures, comme matériau de couverture des toitures en ardoises ou en grosses dalles selon les qualités.

▪ 7.3. MARNE

Une multitude de marnières ouvertes dans la Formation de Jamoigne ont marqué la plaine située au pied de la cuesta de Florenville. La marne qui en était extraite était exclusivement destinée à l'amendement des sols.

▪ 7.4. GRÈS CALCAIRE

Ce matériau de la Formation de Luxembourg a été extrait dans des carrières dont il existe encore des vestiges autour du village de Lambermont (Lamb. 72 : 209 420, 44 020) et au lieu-dit « la Platinerie » sur le versant oriental de la vallée du ruisseau du Tremble.

Ce matériau, d'un jaune pâle soutenu et assez gélif, était destiné à la construction locale, moyennant un crépi de protection. Du granulat fut également produit pour l'empierrement des routes et des voies ferrées locales.

Aujourd'hui, on n'extrait plus ce matériau dans la région.

8 HYDROGÉOLOGIE

Sur la carte géologique se définissent, en gros, deux grands domaines aquifères distincts de superficie très inégale et dont les propriétés hydrogéologiques sont liées aux substrats géologiques qui les renferment.

Le premier domaine couvre le socle paléozoïque ardennais en grande partie schisteux.

Il abrite des nappes phréatiques aux morphologies très irrégulières, mal délimitées et cantonnées principalement dans la tranche superficielle d'altération et de fracturation de la roche mère.

Si elles sont à l'origine de sources diffuses et intermittentes, ces nappes ont le défaut d'avoir une faible capacité d'emmagasinement, d'être soumises aux aléas des tarissements saisonniers et des activités anthropiques locales.

Ces aquifères peuvent être localement drainés plus en profondeur dans certains couloirs de fractures ou de failles, et constituer des réservoirs plus importants pouvant alimenter des sources plus ou moins pérennes.

Du point de vue chimique, les aquifères logés dans les roches du Groupe de Revin et de la Formation de Saint-Hubert produisent une eau généralement acide, douce, peu minéralisée et peu alcaline.

En revanche, les nappes des Formations de Mirwart et de Villé, où les poches carbonatées sont plus fréquentes, produisent une eau neutre et stable, chargée en sels minéraux, plus alcaline et d'un pouvoir tampon mieux assuré.

Si les prises d'eau répertoriées sur la carte géologique se répartissent d'une manière apparemment aléatoire et sans liaison significative avec les différentes formations stratigraphiques, elles ne se portent guère plus significativement sur les accidents géologiques répertoriés. Ces ouvrages se déclinent en puits traditionnels, forages, drains superficiels, galeries à flanc de coteau et captures à l'émergence des sources.

Les prises d'eau relèvent pour une bonne part (38%) de sociétés de distributions publiques, le reste étant du ressort

privé, tel que particuliers (36%), campings (15%) ou domaines agricoles (15%).

Le second grand domaine aquifère est restreint à l'extrémité sud de la carte où affleure la couverture mésozoïque, composée par la Formation de Jamoigne surmontée de la Formation de Luxembourg.

Les marnes de la Formation de Jamoigne réputées imperméables ne sont pas exploitées et les prises d'eau qui y sont implantées (notamment à Muno) captent en réalité l'aquifère schisteux paléozoïque sous-jacent généralement à des fins privées et agricoles.

Le grand captage digne de ce nom se situe à Lambermont (Lamb. 72 : 209 570, 44 160) où une galerie et un forage exploitent l'aquifère de la Formation de Luxembourg.

Réputé par ailleurs comme ayant le plus grand potentiel hydrogéologique de la Lorraine belge, cet aquifère logé dans les bancs de sables et de calcaires gréseux atteint de grandes valeurs de perméabilité (10^{-4} à 10^{-3} m/sec) associée à une grande capacité d'emmagasinement.

Cette situation assure ainsi un approvisionnement public suffisant et peu sujet aux fluctuations saisonnières en eau de qualité constante, fortement minéralisée et de dureté élevée.

La mise en valeur de cet aquifère intéresse en général les communes et les sociétés intercommunales de distribution d'eau.

9 LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES

Les appareils karstiques se manifestent principalement sur les terrains calcaires de la base du Jurassique : un champ de dolines parsème les prairies au pied de la ferme de Grand Hé Bas (Lamb. 72 : 205 220, 45 400) et quelques pertes actives sont localisées en amont d'un vallon sec au nord de Grand Hé Haut. Ces phénomènes jalonnent quelque peu la Faille de Grand Hé et certaines des failles apparentées. Ils apparaissent aussi au niveau de la discordance jurassique entre la semelle lumachellique de base de la Formation de Jamoigne et le socle revinien imperméable.

REMERCIEMENTS

Nos remerciements vont à M. Thierry Cravatte, agent de la division Nature et Forêts (DNF) du Service public de Wallonie (DGO4). Ce paléontologue amateur nous a éclairés sur la paléontologie de la Formation de Mondrepuis à la Roche à l'Appel et dans le domaine des Amerois.

Merci à Pierre Stainier pour sa collaboration scientifique, au Baron Solvay de nous avoir ouvert les portes du domaine des Amerois, à M. Lambinet de Muno, garde forestier de la Drève des Châtaigniers à Grand Hé ainsi qu'aux agents forestiers DNF des cantonnements de Bertrix, Bouillon, Florenville et Paliseul ayant en charge les domaines forestiers couverts par la carte géologique.

BIBLIOGRAPHIE

Alexandre J., Thorez J., 1995. Au Secondaire et au Tertiaire, l'Ardenne tropicale. L'altération des roches et les climats anciens. *In* L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Prof. Pissart. Alain Demoulin, *éditeur scientifique. Département de Géographie physique. Université de Liège.* 53-67.

Asselbergs E., 1921. Le noyau hunsrückien du synclinal de l'Eifel dans la région Cugnon-Herbeumont. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **II**, 26-35.

Asselbergs E., 1922. Observations sur les couches éodévoniennes de l'anticlinal de Givonne. *Bull. Soc. belge Géol.*, **XXXI**, 98-120.

Asselberghs E., 1927. Le Synclinal de l'Eifel et l'Anticlinal de Givonne dans les Ardennes française et belge, à l'ouest de Bertrix-Herbeumont. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **IV**, 1-101.

Asselberghs E., 1946. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XIV**, 598p.

Asselberghs E., 1954. L'Eodévonien de l'Ardenne. *In* : Pondrome d'une description géologique de la Belgique. Vol. hors série, *Soc. géol. Belgique*, 88-117.

Beugnies A., 1960. Le Massif Cambrien de Givonne. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXXXIII**, 1-39.

Beugnies A., 1961. Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique du 15 au 18 septembre 1961. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXXXV**, 51-84.

Beugnies A., 1976. Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno, un secteur-clef du domaine hercynien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belge*, **6**, 481-509.

Beugnies A., 1981. Méditations ardennaises. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **CIV**, 217-222.

Beugnies A., 1988. Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne. *Ann. Soc. géol. Nord*, **CVII**, 117-125.

Boucot A., 1960. Lower Gedinnian brachiopods of Belgium. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, **21**, 281-324.

Boulvain F., Belanger I., Delsate D., Dosquet D., Ghysel P., Godefroit P., Laloux M., Roche M; Terlinck H., Thorez J., 2000. New lithostratigraphical, sedimentological, mineralogical and palaeontological data on the mesozoic of Belgian Lorraine : A progress report. *Geologica Belgica*, **3**, 3-33.

Bouma A. H., 1962. Sedimentology of some Flych Deposits : A Graphic Approach to Facies Interpretation. *Elsevier, Amsterdam,* 168pp.

Bultynck P., Dejonghe L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica,* **4**, 39-69.

De Beaumont E., 1856. Note sur le Lias inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 2S., **13**, 219pp.

Debrand-Passard S., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris, Atlas, *Mémoire BRGM,* **102**.

Demoulin A., 1995. L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. Surface d'érosion en Ardenne. *In* : L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Prof. Pissart. Alain Demoulin, *éditeur scientifique. Département de Géographie physique. Université de Liège.* 68-93.

Demoulin A., 2003. Paleosurfaces and residual deposits in Ardenne-Eifel : historical overview and perspectives. *Géologie de la France,* **1**, 17-21.

De Putter T., Yans J., 2003. Weathering mechanisms in the Belgian Ardenne Massif. *Géologie de la France*, **1**, 128.

Dewalque G., 1854. Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. *Bull. Soc. géol. France (2)*, **XI**, 234 pp.

Dewalque G., 1857. Description du Lias de la province de Luxembourg. Dissertation inaugurale. *Bull. Soc. géol. France*, **XIV**, 719 pp.

Dewalque M. G., 1897. Carte géologique de la Belgique. Muno. N° 216 (planchette 6 de la feuille LXVII de la carte topographique).

Dormal M. V., 1894. Compte rendu de la Société belge de Géol., Pal. et Hydro. Excursion dans les terrains jurassiques et triasiques des environs d'Arlon et de Florenville. *Bull. Soc. géol. pal. et hydro.*, **VIII**.

Dormal M. V., 1897. Carte géologique de la Belgique. Bouillon – Dohan. N° 212 (planchette 1-2 de la feuille LXVII de la carte topographique).

Duffin C. J., Delsat D., 1993. The age of the Upper Triassic vertebrate fauna from Attert (Province of Luxembourg, Belgium) *In* : *Herman, J. (Ed.)* : Elasmobranches et stratigraphie. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper,* **264**, 33-44.

Dumont A., 1842. Mémoire sur les terrains triasiques et jurassiques dans la province de Luxembourg. *Mémoire de l'Académie royale des Sciences de Belgique,* **XV**, 1-36.

Dumon A., 1848. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. II : Terrain Rhénan. *Mémoire de l'Académie royale des Sciences de Belgique*, **22**, 1-451.

Dupuis C., Nicaise D., De Putter T., Perruchot A., Demaret M., Roche E., 2003. Miocene kryptokarsts of Entre-Sambre-et-Meuse and Condroz plateaus. Paleoenvironnement, evolution and weathering processes. *Géologie de la France*, **1**, 27-31.

Lecompte M., 1967. Le Dévonien de la Belgique et du Nord de la France. *In* : *Oswald D.H. (ed.)*. International Symposium on the Devonian System. *Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta*, **1**, 15-52.

Foucault A., Raoult J.-F., 1995. Dictionnaire de géologie, 4è *éd. Masson*.

Fourmarier P., 1911. Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique tenue à Arlon et Florenville du 16 au 20 septembre 1911. *Bull. Soc. belge Géol.*, **25**, 313-388.

Fourmarier P., 1913. À propos du contact du Dévonien et du Cambrien à Muno. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **41**, 246-248.

Fourmarier P., 1954. La Tectonique *In* : « Prodrome d'une description géologique de la Belgique ». *Soc. géol. Belgique*, 609-744.

Fourmarier P., Graulich J.M., 1957. Observations nouvelles

sur la partie nord-orientale du Massif de Givonne. *Bull. Cl. Sc. Ar. R. Belgique*, **43**, 590-596.

Godefroid J., 1995. *Dayia shirleyi In :* Alvarez & Racheboeuf, 1986, un brachiopode silurien dans les « Schistes de Mondrepuis » à Muno (sud de la Belgique). *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. Belgique. Sc. de la Terre*, **65**, 269-272.

Godefroid J., Blieck A., Bultynck P., Dejonghe L., Gerrienne P., Hanse L., Meilliez F., Stainier P., Steemans P., 1994. Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mémoires pour servir à l'Explication des cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, **38**, 144pp.

Godefroid J., Cravatte T., 1999. Les brachiopodes et la limite Silurien/Dévonien à Muno (sud de la Belgique). *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. Belgique. Sc. de la Terre*, **69**, 5-26.

Godefroid J., Stainier P., 1982. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belgian Siegenian on the south and south-east borders of the Dinant Synclinorium. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **55**, 139-164.

Gosselet J., 1880. Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. 1er fascicule : Terrains primaires. *Soc. géol. Nord,* **VI**, 167pp.

Gosselet J., 1888. L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris, 881p.

Godefroid J., Stainier P., Steemans P., 1982. Gedinnian and Siegenian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. *In* : *Plodowski, G., Werner, R. et Ziegler, W. (Editors)*, Field Meeting on Lower and Lower Middle Devonian stages in Ardenno-Rhenish type area. Guidebook : 3-79. *International Union of Geological Sciences. Subcommission on Devonian Stratigraphy.*

Goudalier M., Lamarche J., Pilon W., Melliez F., 1992. La coupe du Moulin de Fétrogne (Dévonien inférieur, bord nord du Massif de Rocroi). *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, **22**, 22-26.

Guerin-Franiatte S., Müller A., 1978. Découverte de *Psilophyllites* (Ammonites) dans le Grès de Luxembourg (Hettangien). *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **15**, 71-73.

Guerin-Franiatte S., Müller A., 1986. L'Hettangien dans le NE du Bassin de Paris : biostratigraphie et évolution

sédimentaire. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109**, 415-421.

Guerin-Franiatte S., 1991. La formation des Grès du Luxembourg au Lias inférieur : reconstitution dynamique du paléoenvironnement. *Bull. Soc. géol. France*, **162**, 763-773.

Hatrival J. N., Beugnies A., Macar P., Asselberghs E., 1973. Carte géologique de la France à 1/50 000, Charleville-Mézières. *BRGM*, Orléans.

Hebert E., 1855. Quelques renseignements nouveaux sur la constitution géologique de l'Ardenne française. *Bull. Soc. France, 2ème sér.*, **12**, 1165-1186.

Hedberg H., 1976. International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. *London, John Willey and Sons*, 200 pp.

Lecompte M., 1967. Le Dévonien de la Belgique et du Nord de la France. *In* : *Oswald D. H. (ed.)* International Symposium on the Devonian System. *Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta*, **1**, 15-52.

Léonard R., 2004. Contrôle biostratigraphique de la cartographie du Massif de Givonne. *Mémoire de licence, Univ. Liège*, 50pp.

Lucius M., 1952. Manuel de la Géologie du Luxembourg. *In* : Vue d'ensemble sur l'aire de sédimentation luxembourgeoise. *Arch. Inst. G.-D. Sect. Sc.*, **XIX**, 283-341.

Mailleux E., Demanet F., 1929. L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydro.*, **38**, 124-131.

Maubeuge P. L., 1954. Le Trias et le Jurassique du Sud-Est de la Belgique. *In* : Prodrome d'une description géologique de la Belgique. *Vol. hors série, soc. géol. Belgique*, 385-416.

Maubeuge P. L., 1955. Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris. Thèse de doctorat, *Ed. privée, Nancy*, 2 tomes, 1083 pp.

Maubeuge P. L., 1974. Vers une solution au problème stratigraphique du Grès de Luxembourg dans le Grand-Duché. *Arch. Inst. G.-D. Sect. Sc.*, **XXXVI**, 407-436.

Maubeuge P. L., 1998. Etudes sur le Permo-Trias du Luxembourg belge et du Grand-Duché de Luxembourg. *Bull. des Académie et Société des Sciences*, **37**, 65-128.

Meilliez F., 1984. La Formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. géol. Nord*, **103**, 37-53.

Ménillet F., 1980 *In* : Synthèse géologique du Bassin de Paris. Vol. 1: Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. B.R.G.M.*, **101**, 466 p.

Monteyne R., 1958. Recherches sur le Lias inférieur du sud de la Belgique. *Thèse de doctorat Université libre de Bruxelles*, 3 tomes, 641 pp., inédit.

Piqué A., Huon S., Clauer N., 1984. La schistosité hercynienne et le métamorphisme associé dans la vallée de la Meuse, entre Charleville-Mézière et Namur (Ardennes franco-belges). *Bull. Soc. belg. Géol.*, **2**, M71-M150.

Pissart A., 1962. Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du sud-ouest. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **2**, M71-M150.

Powel C. Mc A., 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, **58**, 21-34.

Quesnel F., 2003. Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg : geometry, dating and geodynamic implications. *Géologie de la France*, **1**, 95-104.

Steemans P., 1989. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. *Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minière de la Belgique,* **27**, 453 pp.

Stainier M. X., 1896. Carte géologique de la Belgique. Champlon – La Roche. N° 187 (planchette 1-2 de la feuille LX de la carte topographique).

Steffens R., 1969. Carte des sols de la Belgique à 1/20 000 et texte explicatif de la planchette Muno 216 E. *Ed. I. R. S. I. A.*

Steininger J., 1828. Description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. *Mémoires couronnés de l'Académie royale de Belgique*, **VII**.

Terquem O., 1855. Paléontologie de l'étage inférieur de la formation liasique de la Province de Luxembourg. *Mém. Soc. géol. France*, **V.**

Terquem O., Piette E., 1862. Le Lias de la Meurthe, de la

Moselle, du Grand-Duché de Luxembourg, de la Belgique, de la Meuse et des Ardennes. *Bull. Soc. géol. France*, **XIX**, 322 pp.

Vanguestaine M., 1974. Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne française. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **18**, 63-82.

Vanguestaine M., 1978. Données palynologiques nouvelles dans l'Ordovicien inférieur de la Senne, Massif du Brabant, Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **100**, 193-198.

Vanguestaine M., 1986. Progrès récents de la stratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien d'Ardenne, d'Islande, d'Angleterre, du pays de Galles et de Terre Neuve orientale. *Ann. Soc. géol. Nord*, **105**, 65-76.

Vanguestaine M., 1992. Biostratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes : synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115**, 1-18.

Verniers J., Herbosch A., Vanguestaine M., Geukens F., Delcambre B., Pingot J.-L., Belanger I., Hennebert M., Debacker T., Sintubin M., De Vos W., 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, **4**, 5-38.

Wyns R., Quesnel F., Simon-Coinçon R., Guillocheau F., Lacquement F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, **1**, 79-85.

Yans J., 2003. An overview of the saprolites of Belgium and their potential kaolinic supplies to Mesozoic and Cenozoic sediments. *Géologie de la France*, **1**, 33-37.

ANNEXE

▸ **Source :** SPW – Département de l'Environnement et de l'Eau - Direction des Eaux souterraines - *Avenue Prince de Liège, 15 5100 JAMBES - Situation au 07/2017*

LISTE CAPTAGE 1/3

Lambert X (m)	Lambert Y (m)	Commune	nature d'ouvrage	Activité de l'exploitant
208.218	56.437	BERTRIX	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
208.903	56.070	BERTRIX	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
208.345	55.600	BERTRIX	SOURCE A L'EMERGENCE	CAMPING
209.794	51.833	BERTRIX	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: SOCIETES ET INTERCOMMUNALES
208.262	55.833	BERTRIX	PUITS TRADITIONNEL	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
209.090	58.051	BERTRIX	PUITS TRADITIONNEL	PARTICULIER (RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
208.308	55.889	BERTRIX	PUITS TRADITIONNEL	PAS D' HABITANT ACTUELLEMENT
202.213	56.153	BOUILLON	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
201.915	56.300	BOUILLON	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
205.696	54.221	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
202.045	56.582	BOUILLON	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
200.167	51.036	BOUILLON	SOURCE A L'EMERGENCE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
199.599	57.853	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
202.004	54.400	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
202.877	55.518	BOUILLON	SOURCE A L'EMERGENCE	ACTIVITE COMMERCIALE
200.701	55.722	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	ACTIVITE DE SERVICES
194.369	57.784	BOUILLON	PUITS FORE	CAMPING
195.570	55.615	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	CAMPING

LISTE CAPTAGE 2/3				
Lambert X (m)	**Lambert Y (m)**	**Commune**	**nature d'ouvrage**	**Activité de l'exploitant**
195.985	52.820	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
205.118	55.935	BOUILLON	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
206.640	51.100	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU COMMUNES
199.060	55.200	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
197.650	51.958	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
206.232	57.660	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
200.433	54.988	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
199.930	51.890	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
199.810	51.650	BOUILLON	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
200.663	50.437	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
203.561	49.428	BOUILLON	SOURCE A L'EMERGENCE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
203.102	57.456	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
202.716	57.500	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
206.580	51.170	BOUILLON	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
198.992	54.230	BOUILLON	PUITS FORE	PARTICULIER (EPURATION INDIVIDUELLE)
198.986	54.025	BOUILLON	SOURCE A L'EMERGENCE	PARTICULIER (EPURATION INDIVIDUELLE)
206.602	57.433	BOUILLON	PUITS FORE	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
196.264	55.889	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
206.810	53.585	BOUILLON	PUITS FORE	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
205.411	49.105	BOUILLON	SOURCE A L'EMERGENCE	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)

LISTE CAPTAGE 3/3

Lambert X (m)	Lambert Y (m)	Commune	nature d'ouvrage	Activité de l'exploitant
206.614	49.877	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
205.411	49.105	BOUILLON	SOURCE A L'EMERGENCE	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
206.614	49.877	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
205.653	54.657	BOUILLON	PUITS FORE	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
200.506	57.465	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
200.762	57.245	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PARTICULIER (RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
195.366	55.674	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PAS D' HABITANT ACTUELLEMENT
199.838	52.431	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PAS D' HABITANT ACTUELLEMENT
200.844	57.219	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PAS D' HABITANT ACTUELLEMENT
207.249	49.359	FLORENVILLE	PUITS TRADITIONNEL	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
208.707	49.260	FLORENVILLE	SOURCE A L'EMERGENCE	PARTICULIER (NON RACCORDE A LA DISTRIBUTION)
205.088	45.548	BOUILLON	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
204.480	45.452	BOUILLON	PUITS FORE	PARTICULIER (EPURATION INDIVIDUELLE)
204.520	45.682	BOUILLON	PUITS FORE	PARTICULIER (NON RACCORDE À LA DISTRIBUTION)
204.764	45.692	BOUILLON	PUITS TRADITIONNEL	PAS D' HABITANT ACTUELLEMENT
208.817	45.601	FLORENVILLE	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
209.657	47.751	FLORENVILLE	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
209.785	47.876	FLORENVILLE	SOURCE A L'EMERGENCE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
209.586	47.964	FLORENVILLE	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
209.620	44.180	FLORENVILLE	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: SOCIETES ET INTERCOMMUNALES
209.549	44.169	FLORENVILLE	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: SOCIETES ET INTERCOMMUNALES

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG - *LEGENDE* - LEGEND

Gesteinsgrenze – *Formatiegrens* – Geological boundary

Gesteinsgrenze verdeckt – *Formatiegrens onder bedekking* - Geological boundary under cover

Verwerfung – *Breuk* – Fault

Verwerfung verdeckt – *Breuk onder deklagen* – Covered fault

Überschiebung – *Overschuiving* – Thrust fault

Hypothetische Überschiebung – *Vermoedlijke overschuiving* – Inferred thrust fault

Überschiebung verdeckt – *Overschuiving onder bedekking* – Concealed thrust fault

Schichtung: Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten *Schichten - Gelaagdheid: Strekking en helling (a) van normaal hellende lagen* – Bedding : Strike and dip (a) of inclined strata

Schichtung: Streichen und Fallen (a) der überkippten Schichten – *Gelaagdheid : Strekking en helling (a) van overhellende lagen* - Stratification : Strike and dip (a) of overturned strata

Schichtung: Streichen der vertikal gelagerten Schichten – *Gelaagdheid : strekking van verticale lagen* - Stratification : strike of vertical strata

Schieferung: Streichen und Fallen (a) – *Hellende druksplijting: strekking en helling (a)* – Cleavage:strike and dip(a)

Steinbruch außer Betrieb – *Verlaten steengroeve* – Disused quarry

Aufgeschütteter Steinbruch – *Opgevulde steengroeve* – Filled quarry

Unterirdischer Steinbruch außer Betrieb – *Verlaten ondergrondse steengroeve* – underground quarry disued

Doline – *Doline* – Doline

Schluckloch – *Verdwijngat* – Shallow hole

Karstquelle – *Resurgentie* –Resurgence

Limonitverkleidung – *Ijzererts afzetting*– Iron ore body

Erdrutsch - *Aardverschuiving* - landslide

blau-blauw-blue

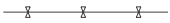
Wassergewinnung – *Waterwinning* – groundwater pumping station

STRUKTURGEOLOGISCHES SCHEMA - *STRUCTUREEL SCHEMA* – STRUCTURAL SCHEME

Normale Verwerfung – *Normale breuk* – Normal Fault

Verlauf der Antiklinalachse - *Spoor van anticlinaal assenvlak* - Anticlinal axial surface trace

Verlauf der überkippten Antiklinalachse - *Spoor van overhellende anticlinaal assenvlak* - Overturned anticlinal axial surface trace



Verlauf der Synklinalachse - S*poor van synclinaal assenvlak* - Synclinal axial surface trace

Verlauf der überkippten Synklinalachse - *Spoor van overhellende synclinaal assenvlak* - Overturned Synclinal axial surface trace

Staatsgrenze - *Staatsgrens* – State boundary

Richtung der Blattverschiebung – *Richting van de horizontale verplaatsing* – Displacement direction of the strike-slip fault

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ 3
NOTE DE L'ÉDITEUR 5
Établissement de la carte 5
Méthodologies et avertissements 6

1. INTRODUCTION **8**
1.1. Cadre géographique *8*
1.2. Cadre géologique *8*

2. LITHOSTRATIGRAPHIE **10**
2.1. Introduction *10*
2.2. Les formations paléozoïques *11*
Groupe de Revin (REV) 11
Formation de Fépin (FEP) 13
Formation de Mondrepuis (MON) 15
Formation d'Oignies (OIG) 17
Formation de Saint-Hubert (STH) 18
Formation de Mirwart (MIR) 19
Formation de Villé (VIL) 21
2.3. Les formations mésozoïques *22*
Formation de Jamoigne (JAM) 22
Formation de Luxembourg (LUX) 24
2.4. Les formations post-mésozoïques *25*
Alluvions anciennes (ALA) 25
Alluvions modernes (AMO) 25
Dépôts tourbeux (TRB) 25
2.5. Altérites *26*

3. SCHÉMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE **28**

4. ANALYSE STRUCTURALE **31**
4.1. Analyse structurale *31*
La couverture jurassique 31
Le socle paléozoïque 32
Le Massif de Givonne 32
La couverture dévonienne 32
4.2. Les plis *32*
4.3. Les failles *33*
Les failles longitudinales 33
Les failles transversales 36

5. MÉTAMORPHISME **38**

6. SYNTHÈSE : HISTOIRE GÉOLOGIQUE 39

7. RESSOURCES DU SOUS-SOL..... 41
7.1. Quartzites, grès et grès argileux..... 41
7.2. Phyllades et schistes ardoisiers..... 41
7.3. La Marne..... 42
7.4. Grès calcaire. 42

8. HYDROGÉOLOGIE..... 43

9. LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES 45

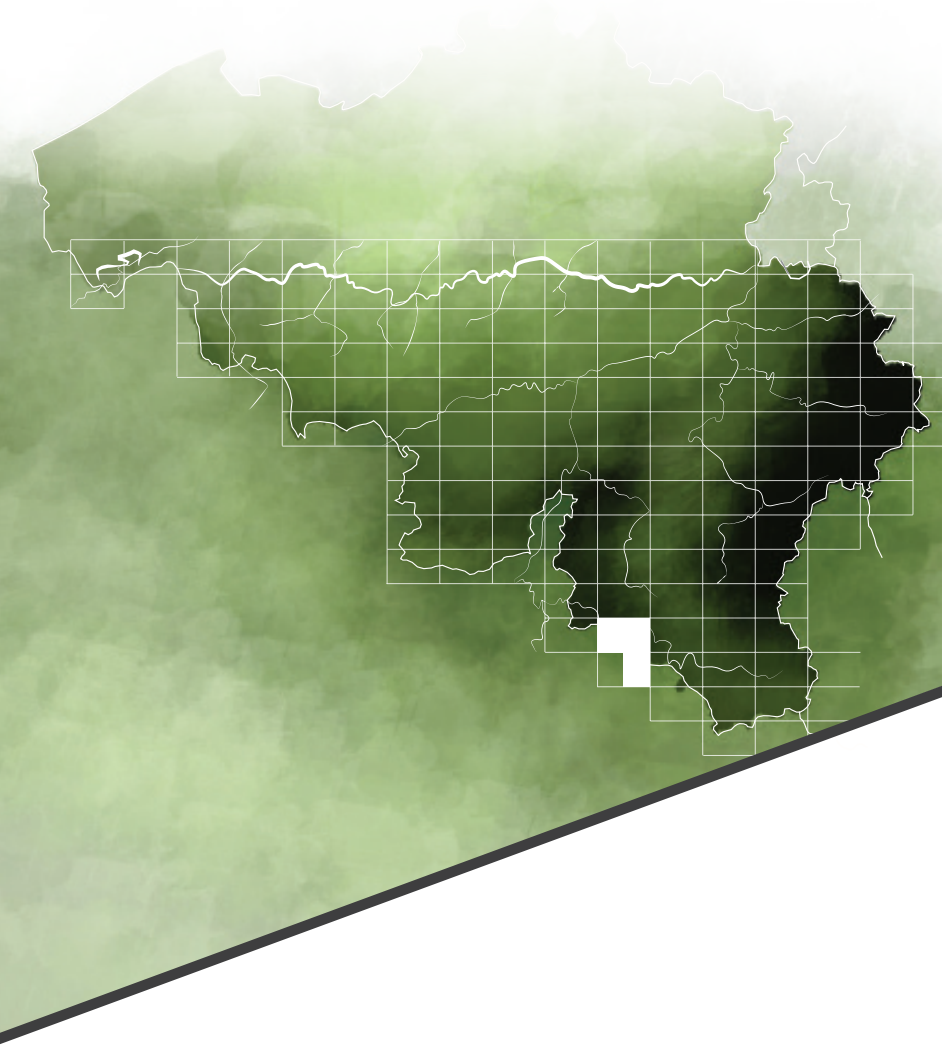
REMERCIEMENTS 46

BIBLIOGRAPHIE..... 47

ANNEXE..... 54
Localisation des captages..... 54

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG –
LEGENDE – LEGEND **..... 57**

SPW | Éditions



Wallonie
environnement
SPW