63/7-8
66/3-4

SPW | Editions

BARAQUE CAGNAUX-ORCHIMONT PUSSEMANGE - SUGNY

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

Wallonie

BARAQUE CAGNAUX – ORCHIMONT PUSSEMANGE - SUGNY

Isabelle BELANGER

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

Photographie de couverture :
Végétaux dans les phyllades de la Formation de Mirwart
(I. Belanger)

NOTICE EXPLICATIVE 2019

Dossier complet déposé : mars 2010
Accepté pour publication : août 2017

CARTE BARAQUE CAGNAUX – ORCHIMONT 63/7-8
PUSSEMANGE – SUGNY 66/3-4

■ RÉSUMÉ

Les planchettes Baraque Cagnaux – Orchimont 63/7-8 et Pussemange – Sugny 66/3-4 couvrent la partie sud-ouest de l'Ardenne. L'aire étudiée est composée de séries siliciclastiques du Dévonien inférieur (Lochkovien – Praguien).

Située en bordure sud du Massif cambrien de Rocroi, les terrains dévoniens ont subi l'orogenèse varisque ainsi qu'un métamorphisme régional dans des conditions épizonales. Il en résulte les principales déformations que sont les plis de vergence nord, serrés, à schistosité régionale plan-axiale (S1) et les failles.

Régionalement, on distingue l'Anticlinorium de Givonne qui chevauche le Synclinorium de Neufchâteau par la Faille d'Herbeumont. Plus au nord dans la région de Frahan, c'est le chevauchement de Frahan qui tronque le Synclinal de Bois Virus (passant à Auby-sur-Semois vers l'est, sur la carte Dohan 67/2) mis en évidence à l'est sur la carte Vivy – Paliseul. Il est bordé au sud par l'Anticlinal de Gespunsart.

Une deuxième génération de structures longitudinales est marquée par des failles normales de direction est-ouest et de faible pente sud, accompagnées d'un réseau serré de kinks de même direction.

Ensuite, se sont superposées des déformations transversales de plusieurs générations. Elles sont marquées par des plis à schistosité de crénulation plan-axiale, par des kinks et par des failles. Ces structures sont principalement orientées NE-SW et plus rarement NW-SE.

Les alluvions anciennes (ALA) des terrasses ou des méandres recoupés et les alluvions modernes (AMO) des fonds de vallée complètent la série lithologique de la carte. Les altérites, témoins résiduels de pénéplanations tertio-quaternaires, forment un horizon subtabulaire d'altération intense du socle dont les témoins subsistent localement au sommet des plateaux.

■ NOTE DE L'ÉDITEUR

ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de la carte Baraque Cagnaux – Orchimont - Pussemange – Sugny (feuilles n °63/7-8 et 66/3-4) 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 commandité et 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, suite à un programme pilote subventionné, qui avait débuté en 1990.

Collaborent, ou ont collaborés, 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.

La carte Baraque Cagnaux – Orchimont et Pussemange – Sugny à l'échelle du 1/25 000 succède aux cartes à 1/40 000 Baraque Cagnaux – Orchimont et Pussemange – Sugny levées par la Commission géologique de Belgique respectivement en 1899 et 1897 (DORMAL, 1897, 1899). Plus d'un siècle sépare donc les deux parutions.

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

- quatre cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10 000 ;
- quatre cartes à l'échelle du 1/10 000 ;
- les fiches descriptives des points d'observations réactualisant et complétant les données figurant dans le dossier « Minutes de la Carte géologique de Belgique », archivé 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 décrits 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.

▸ Méthodologie de tracés de la carte

Cette carte est couverte par une épaisseur de limon, dont les cartes pédologiques donnent les principales caractéristiques.

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

Les tracés géologiques sont donc établis 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 (sondage, puits).

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

Les tracés géologiques ont été établis à partir :

- des données archivées dans les dossiers minutes de la Carte géologique de Belgique du Service géologique de Belgique ;
- de différentes études menées notamment par MACAR (1976) et ASSELBERGHS (1927, 1946) ;
- de la carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Charleville-Mézières (HATRIVAL, *et al.*, 1973) ;
- d'un travail systématique de levé sur le terrain ayant permis d'enrichir de quelques 1 000 points d'observations,

principalement localisés dans la vallée de la Semois, la base de données des points d'affleurements et de préciser les tracés de la carte.

▸ Avertissements

Certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et pas 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 du Service public de Wallonie 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. CADRE GÉOLOGIQUE

Les deux planchettes cartographiées couvrent un territoire de près de 140 km^2 situé au sud de la province de Namur, en région ardennaise.

Le sous-sol de la région est constitué de terrains siliciclastiques du Dévonien inférieur structurés lors de l'Orogenèse varisque. Située dans le prolongement ouest du massif schisteux rhénan, la région ardennaise fait partie de la zone rhénohercynienne de la chaîne varisque de l'Europe occidentale (fig. 1).

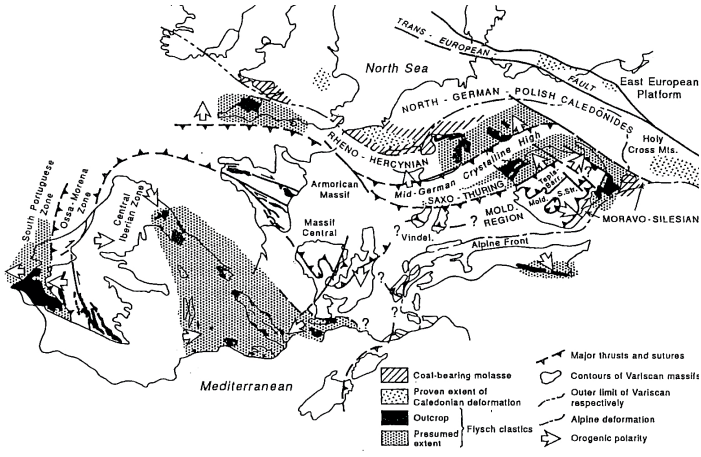
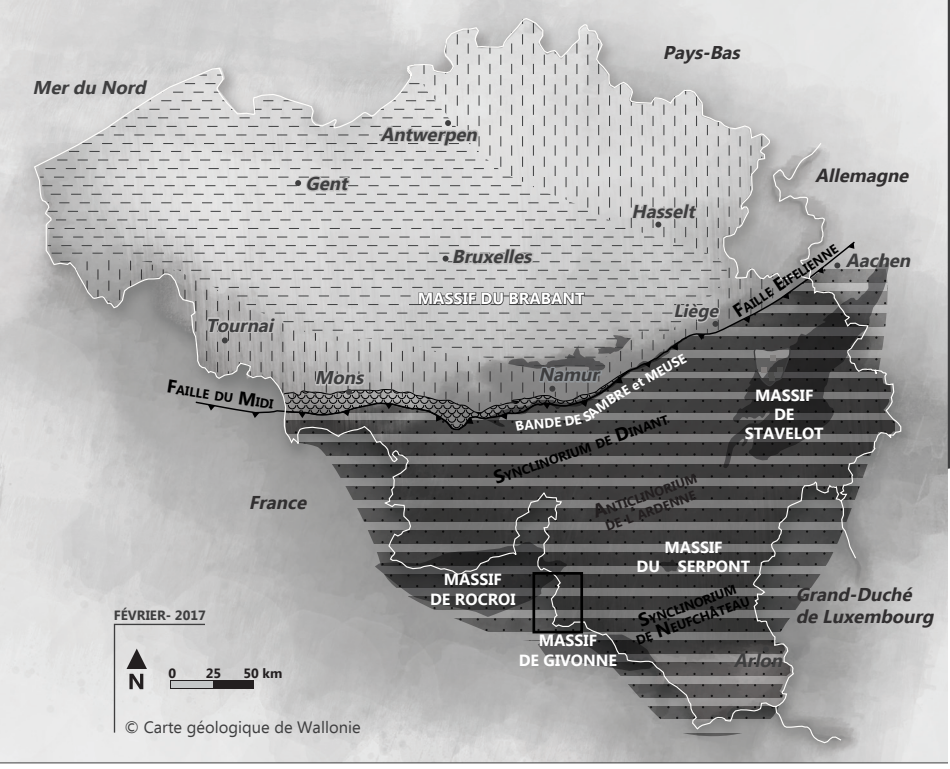


Fig. 1. Subdivisions structurales des Variscides Européennes (d'après FRANKE, 1992).

Dans le territoire exploré, les sédiments siliciclastiques dévoniens sont limités, au nord-ouest par le massif cambro-ordovicien de Rocroi déjà structuré par l'Orogenèse calédonienne et, au sud, par les sédiments jurassiques du Bassin de Paris. Le Dévonien inférieur s'y présente en une large zone synclinale appelée Synclinorium de Neufchâteau que chevauche l'Anticlinal de Givonne par la Faille d'Herbeumont (fig. 2).



LÉGENDE

- Couverture Méso-Cénozoïque
- Carbonifère
- Dévonien
- Silurien
- Ordovicien
- Cambrien

BANDE DE SAMBRE ET MEUSE
MASSIF DU BRABANT
MASSIF DE ROCROI
MASSIF DE GIVONNE
MASSIF DU SERPONT
MASSIF DE STAVELOT

- Parautochtone brabançon
- Massif du Brabant sous couverture
- Écailles et massifs renversés Haine-Sambre-Meuse
- Allochtone ardennais
- Baraque - Cagnaux - Orchimont - Pussemange - Sugny

Fig. 2. La feuille Baraque Cagnaux – Orchimont et Pussemange – Sugny dans son cadre géologique et géographique général.

▪2. CADRE GÉOGRAPHIQUE

La région d'Orchimont occupe un territoire majoritairement forestier, profondément entaillé par les différents cours d'eau. La région doit son relief à la Semois, principale rivière, qui y a creusé et fortement développé des méandres encaissés qui accusent un dénivelé allant de 50 à 150 m dans la région de Bohan. Les points les plus élevés, culminant vers 400 à 420 m d'altitude, se trouvent sur les plateaux, occupés par des cultures, au sud de Sugny et au nord de Nafraiture. Leur ligne d'horizon correspond à la pénéplaine épivarisque. Les points les plus bas se situent en fond de Semois à une altitude de 170 m environ dans la région de Bohan et 190 m vers Alle. Le cours de la Semois est jalonné de méandres recoupés comme à Alle, Chairières, Laforêt et Bohan.

2

LITHOSTRATIGRAPHIE

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 en formations des terrains du Dévonien inférieur (fig. 3).

<table>
<tr><th colspan="2">Dumont, 1848</th><th>Gosselet, 1888</th><th>Légende de la carte Bouillon-Dohan Dormal, 1897</th><th colspan="3">Asselberghs, 1946 (Ardenne méridionale)</th><th colspan="2">Commission de stratigraphie dans le synclinorium de Dinant Godefroid et al., 1994</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Coblentzien</td><td>Hundsrückien</td><td>Grauwacke de Montigny</td><td>Quartzophyllades grauwackes, psammites et grès de Houffalize Cb2a</td><td rowspan="2">Siegenien</td><td>moyen</td><td>Calcaréophyllades de Bouillon Quartzophyllades de Longlier S2</td><td>Praguien</td><td>Formation de Villé</td></tr>
<tr><td>Taunusien</td><td>Grès d'Anor</td><td>Phyllades d'Alle, Cb1b
Grès d'Anor et de Bastogne, Cb1a</td><td>inférieur</td><td>Phyllades, quartzites et quartzophyllades d'Alle et d'Anlier S1</td><td>?</td><td>Formation de Mirwart</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="4">Gedinnien</td><td rowspan="2">Schistes de Saint-Hubert</td><td rowspan="2">Schistes de Saint-Hubert avec grès parfois feldspathiques, psammites et quartzophyllades, Gd</td><td rowspan="4">Gedinnien</td><td rowspan="4">supérieur</td><td>Assise de Saint-Hubert G2b
Faciès de Laforêt | Faciès de Palliseul | Faciès de Ste-Marie</td><td rowspan="4">Lochkovien</td><td>Formation de Saint-Hubert</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Assise d'Oignies G2a
Phyllades de Joigny | Faciès d'Anloy</td><td rowspan="3">Formation d'Oignies</td></tr>
<tr><td>Schistes bigarrés d'Oignies</td><td>Schistes bigarrés souvent noduleux ou celluleux, avec grès et arkose d'Oignies, Gc</td></tr>
<tr><td>Schistes de Mondrepuits</td><td>Quartzophyllades et schistes fossilifères de Mondrepuits, Gb</td><td rowspan="2">inférieur</td><td rowspan="2">Phyllades de Levrezy
Arkose et poudingue G1</td><td>Formation de Mondrepuis</td></tr>
<tr><td>Poudingue de Fépin</td><td>Poudingue de Fépin</td><td>Poudingue et arkose de Fépin, Ga</td><td>Formation de Fépin</td></tr>
</table>

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

Dans son étude de l'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines, Asselberghs (1946) a établi une colonne stratigraphique des différents dépôts du bassin de sédimentation de la mer dévonienne, en y repérant les variations de faciès par rapport aux régions plus septentrionales (fig. 4). 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. Comme leurs faciès typiques n'affleurent pas ici, les formations d'Oignies et de Saint-Hubert sont représentées par les nouvelles formations d'Anloy et de Laforêt. Elles correspondent aux variations de faciès perçues par Asselberghs (1946).

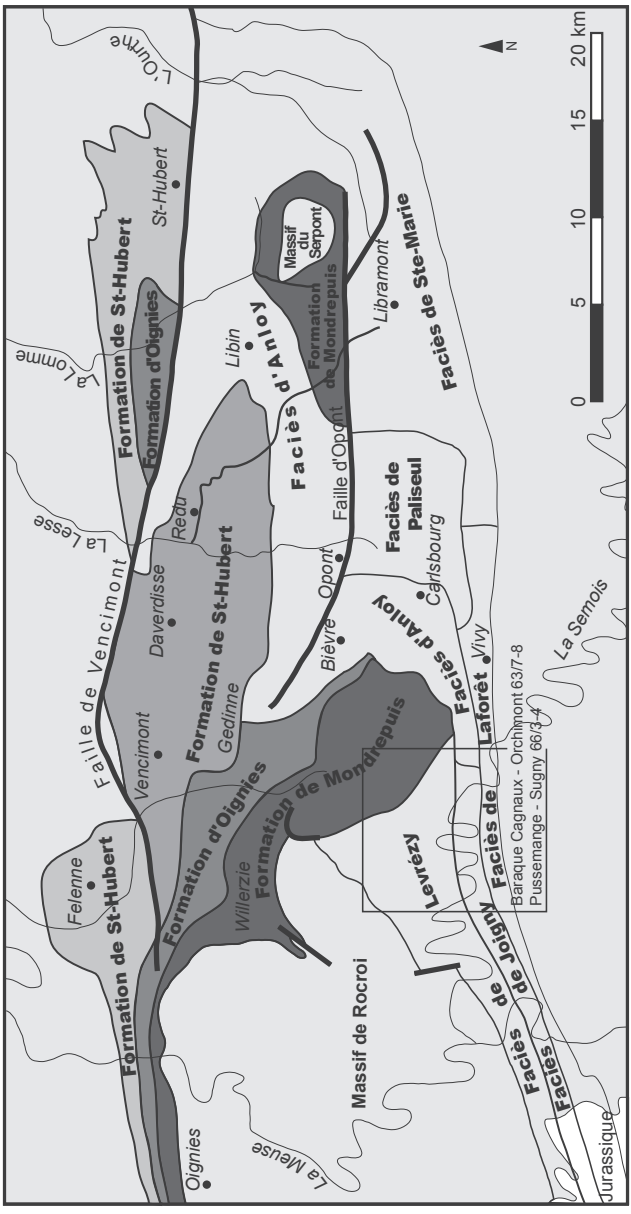


Fig. 4. Carte de répartition des faciès du Dévonien inférieur selon ASSELBERGHS (1946).

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

FORMATION DE MONDREPUIS (MON)

Origine du nom : commune de Mondrepuis (Département de l'Aisne en France). La seule coupe complète, aujourd'hui dégradée, se situe sur les contreforts du Massif de Rocroi, dans le bois de Ridoux (Godefroid, *et al*., 1994), sur la commune d'Haybes.

Description :

Cette formation à prédominance pélitique comprend surtout des schistes argileux à silteux gris foncé, généralement tendres et qui se délitent aisément en feuillets ou en plaquettes. Les grès peuvent être micacés, de couleur gris vert à gris moyen clair et posséder des lamines obliques à parallèles.

S'intercalent des niveaux centimétriques à métriques de schistes carbonatés qui peuvent être parfois fossilifères (crinoïdes, brachiopodes…) et affectés par des bioturbations. Bien que les membres fossilifères du Ruisseau des Roches et de Parensart soient reconnus, dans la région de Muno (Beugnies, 1976, Godefroid, Cravatte, 1999), il n'est ici pas possible de les repérer.

Latéralement, les faciès de la Formation de Mondrepuis évoluent à l'ouest de Monceau-en-Ardenne (carte Vivy-Paliseul, Belanger, Ghysel, 2017b), vers un faciès plus métamorphique : le Membre de Levrézy. C'est ce membre qui a été reconnu dans la région cartographiée.

LEV

▸ ***Membre de Levrézy***

Il est composé de schistes argilo-silteux fins, ardoisiers, gris foncé à taches rouille millimétriques (pyrite framboïde), d'aspect induré.

Le Membre de Levrézy est également constitué de niveaux de pélites à lentilles centimétriques plus gréseuses, dans lesquels les intercalations de bancs centimétriques à décimétriques de siltites, de grès argileux et de grès carbonaté sont régulièrement présentes.

Épaisseur : il est difficile d'estimer l'épaisseur, la carte ne présentant pas la partie inférieure de la formation. Connaissant les affleurements du conglomérat de la Formation de Fépin dans la région de Linchamps (hors carte, en France), nous pouvons donner un ordre de grandeur de 1000 m à 1400 m.

Âge : Lochkovien. La base de la formation daterait du sommet du Silurien supérieur (Pridoli) sur base des datations établies sur la faune présente à Muno au sud et celle à Naux située plus à l'ouest en France (Godefroid, Cravatte, 1999). La datation dans cette dernière localité semble incertaine à défaut de marqueurs paléontologiques suffisants.

Utilisation : non connue à ce jour.

Affleurements représentatifs :

À la localité de 'Pont des deux eaux' (Lamb. 72 : 191 350, 63 480) plusieurs barres rocheuses de part et d'autre du ruisseau de Ruaumoulin exposent les schistes et grès de la formation.

Pour en savoir plus : Asselberghs (1946)
Beugnies (1960, 1988)
Boucot (1960)
Fourmarier (1911, 1913, 1954)
Fourmarier, Graulich (1957)
Lecompte (1967)
Mailleux, Demanet (1929)

ANL *FORMATION D'ANLOY*

Origine du nom : faciès métamorphique de la Formation d'Oignies défini par Asselberghs (1946) dans la région d'Anloy.

Description :

La couleur rouge caractéristique de la Formation d'Oignies, bien présente juste au nord de la carte, à Gedinne, disparaît au profit d'une couleur gris vert bleu, voire un gris violacé suite à l'intensification locale du métamorphisme régional. Ainsi apparaît la Formation d'Anloy qui constitue une variation latérale de faciès de la Formation d'Oignies pressenties par Asselberghs (1946).

Elle est principalement représentée par des bancs décimétriques (de l'ordre de 20 cm d'épaisseur) de quartzites, de grès et de siltites (très peu schistosé) alternant régulièrement avec des schistes. Certains niveaux sont laminaires. La répartition des entités gréseuses apparait comme des corps lenticulaires, se relayant latéralement.

Les schistes sont argileux à silteux, voire gréseux. Ces différentes lithologies schisteuses sont arrangées, au sein d'un même banc, en lamines millimétriques parallèles, ou croisées ou encore en lentilles centimétriques de roche plus grossière entourées de roche plus fine (« wavy-bedding », « lenticular-

bedding »). Souvent, les bancs paraissent très homogènes sans structures sédimentaires apparentes. Par endroit, les schistes sont carbonatés. Ils peuvent contenir des nodules centimétriques de limonite souvent évidés, conférant à la roche un aspect celluleux. Quelques niveaux à lentilles centimétriques à noyau de calcite sont présents. S'observent aussi des bancs de schistes argilo-silteux gris vert à galets arrondis et aplatis de 2 à 5 mm, noirâtres, ainsi que des schistes gris vert à taches chloriteuses foncées ou à débris de végétaux.

La moitié inférieure de cet ensemble schisto-gréseux de la Formation d'Anloy renferme des niveaux, tout au plus métriques, de grès arkosiques (autrefois appelés injustement arkose) parfois très grossiers (graviers).

Au sein de la Formation d'Anloy, il est possible de distinguer localement à la base un faciès gréseux appelé Membre de Braux et vers le haut un faciès phylladeux reconnu comme Membre de Joigny (Asselberghs, 1946).

BRO

▸ ***Membre de Braux***

Le Membre de Braux débute aux premiers bancs décimétriques (de l'ordre de 50 cm) de grès argileux à quartzitique ou encore carbonaté, ceci variant latéralement. La limite avec la Formation pélitique de Mondrepuis sous-jacente est donc assez nette. Le Membre de Braux est caractérisé par un faciès essentiellement composé de grès assez fin voire de siltite, quartizitique ou argileux. Les grès peuvent être micacés et carbonatés. S'y intercalent quelques niveaux centimétriques de schistes argileux à silteux carbonatés ou non. Bien que très variable (de quelques centimètres au mètre) l'épaisseur caractéristique des bancs du Membre de Braux est de l'ordre de 50 cm à métrique.

La couleur des roches est grise à la base et passe progressivement au gris vert avec des plages violacées ou rougeâtres (oligiste) vers le haut.

La limite supérieure du Membre de Braux est définie en fonction de la diminution d'épaisseur des bancs de grès et de leur alternance plus régulière avec des bancs de schiste (siltite).

Le Membre de Braux est également lenticulaire, il ne peut être suivi à l'est de la carte où il cède la place aux alternances gréso-pélitiques typique de la Formation d'Anloy au sens large.

▸ ***Membre de Joigny (JOI)***

Dans la partie centrale de la carte, dans la région de Laforêt et vers l'est (Chairière), la partie supérieure de la formation comprend un faciès phylladeux, parfois ardoisier, le Membre de Joigny. Il est composé de séries de schistes argileux à silteux, lisses et homogènes. S'y intercalent des bancs centimétriques à décimétriques de grès quartzeux à argileux, parfois laminaires, carbonatés ou micacés.

Le membre est également représenté par des alternances de schistes argileux gris foncé à lentilles centimétriques silteuses plus claires passant à des phyllades gris foncé à reflet bleu et des niveaux de schistes silteux gris moyen légèrement violacé. Quelques strates centimétriques plus gréseuses et laminaires sont présentes ainsi que des passées de schistes et grès carbonatés verdâtres. Les schistes peuvent contenir des nodules centimétriques de limonite souvent évidés conférant à la roche un aspect celluleux. S'observent aussi des bancs de schistes silto-argileux gris vert à galets arrondis et aplatis de 2 à 5 mm, noirâtres ainsi que des schistes gris vert à taches chloriteuses foncées voire des débris de végétaux. Quelques rares fossiles sont présents.

La couleur des roches est assez variable : gris, gris vert, gris bleu et gris violacé soit uniforme ou en bigarrure à proximité de la limite de la Formation de Laforêt.

Épaisseur : la formation a environ 1 100 m d'épaisseur dont 80 m pour le Membre de Braux et environ 400 m pour le Membre de Joigny quand ils sont bien développés.

Âge : Lochkovien.

Utilisation : quelques carrières ont été ouvertes dans les niveaux de grès, surtout dans le Membre de Braux.

Affleurements représentatifs :

- à la localité de 'Pont des deux eaux', 200 m au sud du confluent, apparaissent les premiers grès argileux du Membre de Braux (Lamb. 72 : 191 350, 63 480) ;
- carrières le long de la route longeant la crête au nord ouest de Bohan ouvertes dans les grès du Membre de Braux (Lamb. 72 : 186 660, 63 090) ;
- le Membre de Joigny est bien représenté le long de la route longeant la Semois, depuis la sortie du village de Membre (Lamb. 72 : 188 630, 61 930).

Pour en savoir plus : Asselberghs (1921, 1922, 1946, 1954)
Beugnies (1985)

LAF

FORMATION DE LAFORÊT

Origine du nom : du village de Laforêt en province de Namur (Asselberghs, 1946)

Description :

La limite entre le Membre de Joigny et la Formation de Laforêt est progressive et est réalisée par le passage d'une couleur à dominante violacée ou bleue à une couleur verte. Les passées gris vert alternent régulièrement avec des passées grises. Quelques horizons sont à bigarrures violacées.

La Formation de Laforêt est composé d'alternances de schistes argileux, silteux à gréseux souvent laminaires et micacés. Les schistes ont un toucher soyeux. Ils peuvent être celluleux, remplis de silt limonitique, ou traversés d'horizons à nodules carbonatés cariés. Le carbonate peut aussi être présent de manière diffuse dans tous les types lithologiques. Les schistes peuvent aussi contenir des taches de chlorite, des débris de végétaux, des cubes millimétriques de pyrite ou des octaèdres millimétriques de magnétite. Au sein de la formation, des passages plus gréseux forment des corps lenticulaires, d'épaisseur plurimétrique et d'extension latérale hectométrique.

Le sommet de la formation est souvent plus gréseux et comprend des bancs métriques à décimétriques de grès avec des intercalations centimétriques de schistes micacés.

Épaisseur : de l'ordre de 500 à 700 m.

Âge : d'après le contenu palynologique de la Formation de Mirwart sus-jacente, la Formation de Laforêt devrait se situer dans la biozone Z du Lochkovien (Godefroid, *et al*., 1994).

Utilisation : plusieurs carrières ont été ouvertes dans les grès et siltites.

Affleurements représentatifs :

Le long de la Semois au sud de Chairière (Lamb. 72 : 191 700, 60 340).

Pour en savoir plus : Asselberghs (1921, 1922, 1954)
Beugnies (1983, 1985)
Gosselet (1884)

MIR

FORMATION DE MIRWART

Origine du nom : un nouveau stratotype pour cette formation, originellement reconnue par HÉBERT (1855) comme le Grès d'Anor, a été choisi par GODEFROID, *et al*. (1994) à Mirwart, le long de la ligne de chemin de fer Namur – Arlon et sur les rives de la Lhomme.

Description :

Sur la carte, la Formation de Mirwart n'est pas présente dans son entièreté, elle est tronquée par des failles de chevauchement dont celle de Mouzaive au nord, et d'Herbeumont au sud. Seules les parties inférieures et supérieures sont observables.

Le passage de la Formation de Laforêt à la Formation de Mirwart est progressif au sein d'une série phylladeuse devenant de plus en plus grise.

La base de la Formation de Mirwart présente une série de veines ardoisières dont la veine Laspote qui a été exploitée localement (sud de Laforêt). Ces bancs d'ardoises, d'épaisseur plurimétrique et de teinte homogène gris foncé côtoient des niveaux aussi épais et plus fréquents de schistes silteux gris moyen généralement laminaires alternant avec des bancs décimétriques de grès argileux, ferrugineux ou quartzitiques. Quelques bancs contiennent du carbonate diffus. La partie inférieure de la Formation de Mirwart contient des rubans de végétaux.

Les niveaux ardoisiers et schisteux alternent avec des bancs métriques, rarement plurimétriques, de quartzites gris moyen pâles voire très pâles qui sont parfois dotés de ponctuations limonitiques et pyriteuses. Ils renferment des stratifications entrecroisées ou obliques et présentent parfois des surfaces à *ripple marks*.

Le sommet de la Formation de Mirwart est caractérisé par la présence de débris végétaux chloritisés noirâtres à verdâtres, à proximité d'un niveau ardoisier gris foncé souvent exploité (phyllades d'Alle). Ils se positionnent généralement jusqu'à une centaine de mètres sous le premier niveau carbonaté rouille de la Formation de Villé sus-jacente. Quelques bioturbations sont présentes vers le sommet de la formation ainsi que quelques lamines rouille.

Vers l'ouest, en France, cette formation est reconnue comme Schistes et quartzites de Nouzon (HATRIVAL, *et al*., 1992).

Épaisseur : estimée entre 900 et 1 000 m par Asselberghs (1954), la coupe en expose 400 m environ.

Âge : la palynologie de la Formation de Mirwart dans la région d'Herbeumont, indique la biozone Z, du Lochkovien supérieur à Praguien (Godefroid, *et al*., 1994 ; comm. pers. Steemans).

Utilisation : les ardoises ont été exploitées, notamment à Alle et Laforêt. Les grès ont localement été exploités. Actuellement deux carrières sont ouvertes dans les siltites de la région de Mouzaive et au sud de Laforêt.

Affleurements représentatifs :

- ancienne ardoisière ouverte dans la veine Laspote au sud de Laforêt (Lamb. 72 : 190 540, 59 750) ;
- carrière ouverte dans des séries silteuses (Lamb. 72 : 189 730, 60 060).

Pour en savoir plus : Asselberghs, (1927, 1946)
Dormal, (1894)
Mortelmans, (1954)

VIL

FORMATION DE VILLÉ

Origine du nom : d'abord reconnue comme grès de 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 Villez 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 carbonates récurrents. Le passage de la Formation de Mirwart à la Formation de Villé se fait progressivement dans un ensemble silteux à argileux de plus en plus rouille et carbonaté. Dans la région d'Alle, cette transition est marquée par l'apparition de carbonate au sein de roches pélitiques souvent ardoisières et pétries de végétaux.

La Formation de Villé renferme principalement des grès rouille à gris moyen, assez argileux et micacés. Ces bancs décimétriques à métriques alternent avec des pélites gris moyen à lamines millimétriques à centimétriques rouille. Les lamines peuvent être parallèles mais sont le plus souvent lenticulaires,

voire intensément bioturbées. Toutes ces roches peuvent être carbonatées ou non et renfermer des fossiles en quantité variable. Les niveaux fossilifères contiennent des brachiopodes, des coraux solitaires et surtout des crinoïdes.

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

Les roches carbonatées sont abondantes et les niveaux métriques à plurimétriques de siltites et pélites carbonatées, souvent laminaires (calcschistes, et calcaréophyllades) alternent régulièrement avec les bancs gréseux rouille. L'alternance des différentes lithologies détermine une certaine rythmicité, ce que l'altération met en évidence par le dégagement de barres rocheuses. Ce faciès carbonaté de la Formation de Villé a été reconnu par Asselberghs (1946) comme le faciès de Bouillon. À l'ouest, en France, il est reconnu comme étant le Calcarophyllade de Nouzon (Hatrival, *et al*., 1992).

- **Épaisseur :** du fait des nombreuses failles qui tronquent la formation à différents endroits, nous ne pouvons qu'estimer l'épaisseur minimale à 600 m alors qu'elle est estimée entre 400 et 500 m par Asselberghs (1946).

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

- **Utilisation :** extraction de quelques ardoises à Alle (hors carte) et Frahan.

- **Affleurements représentatifs :**

Au sud d'Alle, quelques barres rocheuses exposent les schistes et grès carbonatés fossilifères (Lamb. 72 : 192 860, 58 730).

- **Pour en savoir plus :** Asselberghs (1927, 1946)

ALA *ALLUVIONS ANCIENNES*

Les alluvions anciennes sont des dépôts fluviatiles composés d'argile, de limon, de sable et de galets datés de la fin du Tertiaire au Quaternaire. Les alluvions anciennes occupent des méandres

recoupés (Alle, Chairière et Laforêt) et un certain nombre de terrasses alluviales formant des replats dans le relief actuel. Dans ces dernières, on y trouve des galets de grès et schistes émoussés allant jusqu'à quelques décimètres de diamètre ainsi qu'un sol rouge argileux, dont il est difficile d'établir l'origine ou la différence avec un manteau d'altérite.

AMO

ALLUVIONS MODERNES

Les alluvions modernes ont une épaisseur variable qui peut atteindre plusieurs mètres. Elles peuvent être argileuses, silteuses, sableuses et même graveleuses. Ces dépôts alluvionnaires constituent le lit majeur des cours d'eau et dessinent ainsi les plaines alluviales.

ALTÉRITES

Sous ce terme sont désignés 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 définissent une couverture de plusieurs mètres d'épaisseur comptant en général plusieurs horizons à dégradation décroissante superposés de haut en bas comme suit :

- 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. Les couleurs « blanc presque pur » produites par lessivage de la roche ou par réduction des oxydes de fer peuvent 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 fut 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 ; De Putter, Yans, 2003 ; Dupuis, *et al*., 2003 ; Yans, *et al*., 2003 ; Alexandre, Thorez, 1995 ; Pissart, 1962 ; Quesnel, 2003).

Le manteau d'altérite s'organise en lambeaux généralement subhorizontaux de moins d'un mètre à plusieurs mètres d'épaisseur et sont surtout présents sur le plateau au sud de Sugny. Sur les plateaux, notons qu'il n'est pas aisé de faire la différence entre les terres rouges liées aux altérites de celles appartenant aux anciennes terrasses de la Semois.

3 SCHÉMA LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La chronostratigraphie (subdivisions temporelles en âges absolus) ne doit pas être confondue avec la lithostratigraphie (regroupements en ensembles cohérents sur la seule base lithologique).

Le lien entre ces deux disciplines se fait sur base de la biostratigraphie. Celle-ci repose soit sur la macrofaune (brachiopodes, cœlentérés, etc.), soit sur la microfaune (foraminifères, conodontes, etc.) ou la microflore (spores, ou acritarches, etc.).

Sur la carte géologique, figurent cinq formations lithostratigraphiques (fig. 5) :

- La Formation de Mondrepuis (MON), représentée ici par le ***Membre de Levrézy***, est attribuée à la base du Lochkovien inférieur ou, tout au plus, établit la transition entre ce dernier et le Silurien supérieur ;
- **Les Formations d'Anloy *(ANL)*** et de **Laforêt *(LAF)*** qui, ici, ne renferment pas de bons fossiles marqueurs à part de rare *Althaspis leachi*, sont attribuées au Lochkovien ;
- **La Formation de Mirwart *(MIR)*** qui 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)*** bien que plus pauvre en fossiles (Godefroid, Stainier, 1982) que dans d'autres régions, contient cependant quelques brachiopodes typiques. Un âge praguien peut lui être attribué.

L'ensemble des formations a été plissé au cours de l'orogenèse varisque puis émergé.

Les pénéplanations ultérieures auxquelles on attribue les grands placages d'altérites situés sur les sommets du plateau ardennais au nord-est de la carte (région Rochehaut) seraient initiées dès le Permo-Trias et dateraient pour l'essentiel du Paléocène au Quaternaire ancien.

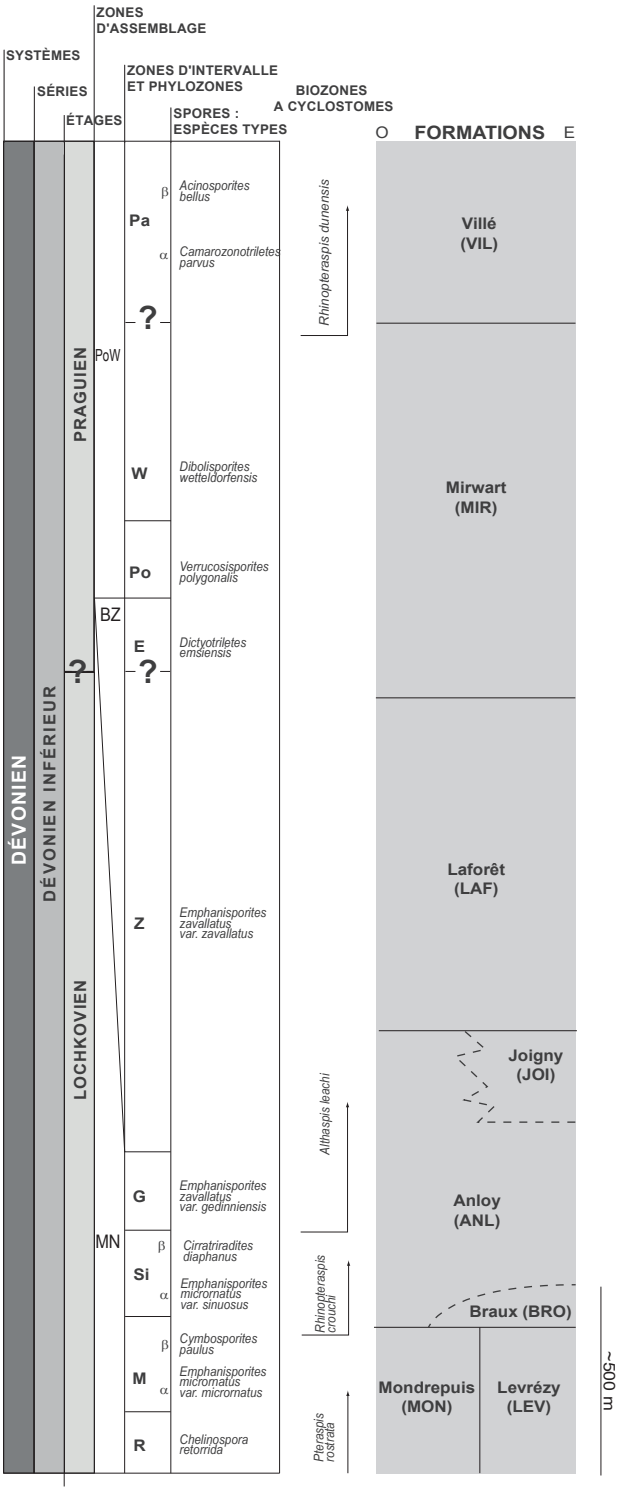


Fig. 5. Tentative de corrélations entre les échelles chrono-, bio- et lithostratigraphiques.

4 ANALYSE STRUCTURALE

Les terrains paléozoïques couvrant la carte ont été affectés d'un faible métamorphisme (épizonal à mésozonal) et de déformations complexes essentiellement varisques faisant partie de l'écaille rhéno-hercynienne de la chaîne varisque (fig.1). Mise en place au Carbonifère, l'apogée des déformations dans la région de Dinant (au nord) se situe au Silésien (phase asturienne). C'est durant cette période que le raccourcissement varisque confère aux terrains leur allure plissée et schistosée.

À l'échelle de la planchette et du sud vers le nord, on distingue une série de larges plis kilométriques affectés de failles longitudinales et transversales.

▸ LES PLIS

Les plis régionaux ont une direction NE-SW. Dans les séries phylladeuses, les plis sont fermés, à charnières aiguës et déversés à couchés vers le nord. Dans les séries gréso-pélitiques, ils sont plus ouverts et moins déversés. La schistosité régionale de pendage sud, est plan-axiale et se dispose régionalement en éventail convergent. Les axes de plis plongent vers le NE-SW ou vers le NW-SE avec des valeurs de l'ordre de 0 à 30°.

▸ LES FAILLES DE CHEVAUCHEMENT

Plusieurs accidents longitudinaux de type chevauchant peuvent être observés ou déduits de la cartographie par des contacts anormaux entre formations ; les failles d'Herbeumont, de Gravis, de Pussemange, de Frahan et de Mouzaive en constituent les principales représentantes. Lorsqu'elles sont visibles à l'affleurement, ces failles ont une faible pente sud de l'ordre de 20 à 30 °. Elles ne sont pas ou peu accompagnées de brèche. La déformation qu'elles induisent à leurs abords consiste en un basculement progressif des couches et de la schistosité pouvant donner lieu à des anticlinaux synformes (Frahan). Le rejet bien que difficile à estimer serait de l'ordre du kilomètre. À grande échelle, la cartographie montre que ces failles de chevauchement recoupent les plis de première génération et leurs sont postérieures.

La Faille de Mouzaive déjà tracée sur la carte de Vivy (Belanger, Ghysel, 2017b) à l'est est déduite du manque d'épaisseur de la Formation de Laforêt et de la Formation de Mirwart. Cette faille aurait aussi un rejet kilométrique.

▸ LES UNITÉS STRUCTURALES

Les plis et failles de chevauchement aux allures régionales déterminent la reconnaissance de sous-unités structurales au sein de l'Allochtone ardennais. La Sous-unité de Muno chevauche la sous-unité de Bouillon par la Faille d'Herbeumont. La Sous-unité de Muno est principalement composée d'un grand flanc inverse attribué à l'Anticlinal de Givonne, dont la trace axiale n'est pas observée et qui doit se trouver plus au sud.

La Sous-unité de Bouillon constitue le cœur du Synclinorium de Neufchâteau. Celui-ci n'est représenté que par une succession de plis asymétriques, de différentes échelles (du mètre au kilomètre) et de failles de chevauchement. La distribution de ces plis indique leur appartenance au flanc normal ou inverse du pli d'ordre supérieur selon l'image d'une feuille de chêne.

On distingue du sud vers le nord la succession suivante :

Sous la Faille d'Herbeumont, un anticlinal kilométrique s'ouvre dans la Formation de Laforêt à Haudercimont. Cette structure bien développée dans cette région, disparaît vers l'est. Cette structure anticlinale chevauche, par la Faille de Gravis, le flanc sud de la zone synclinale de Pussemange. Celle-ci constitue le prolongement vers l'ouest de la zone synclinale de Bouillon (carte Bouillon – Dohan 67/1-2, Belanger, Ghysel, 2017a). Le synclinal de Pussemange chevauche, par la Faille de Pussemange, l'anticlinal de Gespunsart prolongeant vers l'ouest la zone anticlinale intermédiaire faillée de la région de Frahan (carte Vivy – Paliseul 64/5-6, Belanger, Ghysel, 2017b). Enfin, la faille de chevauchement de Mouzaive amène les terrains déformés sur un ensemble homogène peu plissé situé en flanc normal (flanc nord de synclinal). L'ensemble des structures ainsi décrites, constitue un premier épisode du plissement varisque accompagné de la schistosité régionale plan-axiale.

Localement, dans la région de Frahan, la schistosité est déformée à l'approche de la Faille de Frahan, les pendages basculent vers le nord (carte Bouillon 67/1 et Vivy 64/5) et sous la faille un synforme anticlinal est déduit des polarités sédimentaire et structurale. Les directions de ces structures de deuxième génération semblent parallèles à celles issues de la première phase. À plus grande échelle dans la partie nord de la carte, située sur le flanc nord du synclinal de Bois Virus, un bombement de la schistosité régionale est également repéré. Il est marqué par une diminution progressive du pendage de celle-ci qui de 50 ° sud passe à des valeurs subhorizontales dans la

région d'Orchimont et Bellefontaine, et qui se trouve dans le prolongement ouest de la zone anticlinale de l'Ardenne (carte Vivy-Paliseul 64/5-6).

▸ LES FAILLES LONGITUDINALES NORMALES (DÉTACHEMENT)

Un épisode extensif est ensuite marqué par un deuxième ensemble de failles longitudinales de faible pente sud cette fois avec un mouvement normal à rejet hectométrique voire kilométrique. Observées lors du levé de terrain des cartes Bouillon–Dohan 67/1-2 (Faille de Noirefontaine), elles n'ont pas encore été cartographiées dans la partie sud de l'Ardenne. Leur présence est repérée à l'affleurement par des bandes de cisaillement (*shear zone*) à l'intérieur desquelles la schistosité régionale est déformée comme l'avait déjà observé Fourmarier (1944). S'y observent des kinks de type inverse à plan axial de faible pente nord (0 à 20 °), 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 subparallèles à la stratification et ont une épaisseur décimétrique à plurimétrique. À ces zones de failles majeures peuvent être conjuguées des petites bandes de cisaillement (kinks de type normal) généralement d'épaisseur centimétrique, de plan axial à pente forte vers le nord.

▸ LES FAILLES TRANSVERSALES

Une troisième génération de failles recoupe les précédentes et leur sont donc postérieures. Il s'agit de la plupart des failles transversales de direction NW-SE et NE-SW dont il est difficile de dire si elles sont conjuguées ou non. Notons également un développement important de kinks de même direction. Ceux-ci pouvant également conduire à la formation de plis métriques de direction NE-SW correspondant à la direction dominante des kinks.

5 LE MÉTAMORPHISME

L'aire métamorphique de l'Ardenne correspond à trois zones majeures situées sur les flancs sud des aires anticlinales régionales (fig. 6). L'une d'elle couvre la bordure sud-est du Massif de Stavelot. La deuxième s'allonge d'ouest en est depuis le Massif de Rocroi jusqu'au delà de Bastogne, sur quelque 1 200 km^2 et la troisième couvre la bordure nord du Massif de Givonne et disparaît sous la couverture mésozoïque. Il existe un parallélisme entre les directions axiales de l'aire métamorphique et la zone anticlinale ardennaise qui, rappelons-le, serait de deuxième génération.

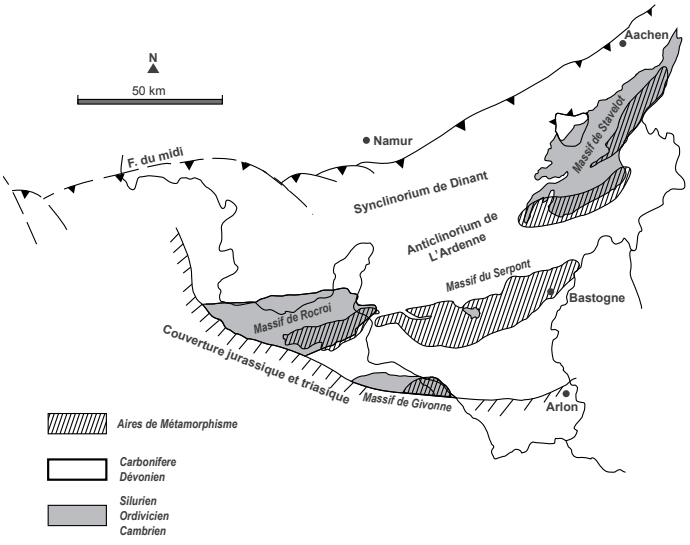


Fig. 6. Répartition des aires métamorphiques épizonales de l'Ardenne (modifié d'après Fielitz, Mansy, 1999).

Dans son ensemble, le métamorphisme affecte aussi bien les massifs calédoniens que les sédiments dévoniens. Responsable de la décoloration des séries éodévoniennes, il est visible notamment par la présence de nombreux porphyroblastes dont les relations avec les structures comme la schistosité, témoignent d'une mise en place en plusieurs phases.

Dans un premier temps, un métamorphisme régional est engendré dans des conditions de haute température et basse pression (450 °C et 2 Kb) qui d'après Beugnies (1976) correspondrait à la formation des porphyroblastes de chiastolite, magnétite, ilménite...

Vient ensuite le raccourcissement varisque principal avec la formation de la schistosité S_1 qui contourne la plupart des porphyroblastes déjà présents. D'autres porphyroblastes tels le chloritoïde cristallisent avec une relation pré-à syngénétique de la schistosité S_1. 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 de la région de Bastogne.

Après le raccourcissement varisque, se développe une dernière phase à biotite et clinozoïsite contemporaine de la mise en place de la kersantite (Beugnies, 1976) et précédant l'événement « Amerois » (P3, S3, carte Bouillon-Dohan-Muno, Belanger, Ghysel, 2017a). Les conditions de température et de pression sont de 340 °C et de 2 à 2,5 Kb.

Pour en savoir plus : Beugnies (1986)
Corin (1931)
De Béthune (1976 et 1977)
Fielitz, Mansy (1999)

6 HISTOIRE GEOLOGIQUE

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

1. Transgression marine amenant des dépôts silici-clastiques et carbonatés d'âge silurien supérieur, dévonien et carbonifère. L'enfouissement profond des formations inférieures engendre le début du métamorphisme.

2. Au Carbonifère Supérieur, orogenèse varisque : plissement de l'ensemble des roches en place situées au sud d'une ligne parallèle au sillon Sambre et Meuse et qui constituera le socle ardennais *s.l.* Dans la région, cet événement essentiellement plicatif a développé notamment le Synclinorium de Neufchâteau et l'Anticlinal de Givonne (hors carte). Ces plis sont contemporains d'une schistosité ardoisière développée en contexte métamorphique.

3. Cette phase se termine par des mouvements chevauchants longitudinaux accompagnés de leur « tear fault ». Les failles de Frahan et de Mouzaives, accompagnées de leurs plis de seconde génération, s'inscrivent dans ce contexte.

4. Les terrains plissés et schistosés sont ensuite affectés d'accidents longitudinaux extensifs.

5. Une dernière phase de déformation est marquée par des failles transversales apparentées à la Faille des Amerois (carte Bouillon – Dohan 67/1-2).

6. À la fin de l'épisode varisque, les roches émergées se font éroder jusqu'à la pénéplanation généralisée de l'Ardenne et l'affleurement local du socle calédonien.

7. Au Trias, la retombée sud de l'Ardenne accueille les transgressions marines du Mésozoïque des marges nord-est du Bassin de Paris.

8. Le Tertiaire supérieur et le Quaternaire enregistrent une dernière surrection qui met en place le plateau ardennais et son cortège d'altérites sur lesquels le réseau hydrographique façonne le relief actuel.

7 RESSOURCES DU SOUS-SOL

▸ RESSOURCES MINÉRALES

Quartzites, grès et grès argileux

Le socle dévonien 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 et la restauration de monuments anciens (comme les parties médiévales du château de Bouillon) et pour la construction traditionnelle dont les nombreux témoins forment le patrimoine architectural rural de la région.

On a également exploité ces roches pour en faire des granulats utilisés comme ballast des lignes de chemin de fer, comme empierrement du réseau local des routes et des chemins et pour leur entretien.

De ces carrières abandonnées et parfois remblayées, il ne subsiste plus aujourd'hui que deux exploitations ouvertes dans la série grise de la Formation de Mirwart.

Phyllades et ardoises

À la Roche aux Corbeaux et aux environs de Frahan, l'ardoise a été principalement extraite de trois veines différentes appelées Aplet, Hoûr et Laspot. Ces veines n'ont généralement que 1 à 5 m d'épaisseur. La veine de Laspot, rattachée à la base de la Formation de Mirwart, court sur le parallèle de Mouzaive, un peu au nord ouest d'Alle.

L'ardoise fût exploitée à flanc de coteau, en galeries souterraines ou en puits.

La pierre est de couleur gris foncé, de texture homogène, peu gélive et non carbonatée sauf pour la veine Aplet située à la base de la Formation de Villé.

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

▸ HYDROGÉOLOGIE

Les aquifères du substrat rocheux du « Massif schisto-gréseux de l'Ardenne », ont une capacité d'emmagasinement réduite. Ils abritent par conséquent des nappes aquifères susceptibles de tarissements saisonniers et sensibles aux influences anthropiques.

En général, on considère que les eaux souterraines se cantonnent dans la zone pelliculaire d'altération superficielle, dans les niveaux de quartzites et de siltites fracturés ainsi que dans des couloirs drainants qui se superposent aux zones de fractures et qui alimentent les sources.

Une liste reprenant les prises d'eau, établie par le Service public de Wallonie (Direction des Eaux souteraines), est adjointe en annexe de la notice. Ces ouvrages se distribuent d'une manière apparemment aléatoire et ne se superposent guère préférentiellement sur les grandes structures géologiques reconnues.

Sur le plan chimique, les eaux souterraines abritées dans les roches schisto-gréseuses du Dévonien inférieur acquièrent des propriétés d'alcalinité notables et un pouvoir tampon associé à une dureté un rien accentuée par la présence dispersée ou diffuse de carbonates.

De plus amples informations concernant l'hydrogéologie de la région peuvent être recueillies dans le document de la carte hydrogéologique (Bouezmarni, et al., 2017).

REMERCIEMENTS

Nous remercions L. Hance, M. Laloux et F. Boulvain pour la relecture de ce manuscrit et de la carte.

BIBLIOGRAPHIE

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

Asselberghs E., 1921. Le noyau hunsrückien du synclinal de l'Eifel dans la région Cugnon - Herbeumont. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 2 : 26-35.

Asselberghs E., 1922. Observations sur les couches éodévoniennes de l'anticlinal de Givonne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 31 : 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*, 4 : 1-101.

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

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

Belanger I., Ghysel P., 2017a. Bouillon – Dohan – Muno, n° 67/1-2 et 67/6. *Carte géologique de Wallonie* à 1/25 000, Service public de Wallonie, 1 carte, 60 p.

Belanger I., Ghysel P., 2017b. Vivy - Paliseul, n° 64/5-6. *Carte géologique de Wallonie* à 1/25 000, Service public de Wallonie, 1 carte, 48 p.

Beugnies A., 1960. Le Massif Cambrien de Givonne. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 83 : 1-39.

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

Beugnies A., 1983. Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. Nord*, 102 : 165-173.

Beugnies A., 1985. Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Morhet. *Ann. Soc. géol. Nord*, 104 : 87-95.

Beugnies A., 1986. Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Hercynica*, 2 : 17-33.

Beugnies A., 1988. Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 107 : 117-125.

Boucot A., 1960. Lower Gedinnian brachiopods of Belgium. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 21 : 281-324.

Bouezmarni M., Denne P., Debbaut V., 2017. Baraque Cagnaux – Orchimont – Pussemange – Sugny, n° 63/7-8 et 66/3-4. *Carte hydrogéologique de Wallonie* à 1/25 000. Service publique de Wallonie, 1 carte, 70 p.

Bultynck P., Dejonghe L., 2001.Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium. *Geologica Belgica,* Bruxelles, 4 (1-2) : 164 p.

Corin F., 1931. Coup d'œil sur la zone métamorphique de Paliseul. *Soc. belge Géol. Pal. d'Hydrologie*, 41 : 339-353.

De Béthune S., 1976. Formation of biotite by decarbonation. *Lithos*, 9 : 309-318.

De Béthune S., 1977. Les minéraux de la zone métamorphique de Libramont. *Prof. Paper Serv. Géol. Belgique.* 142 : 42 p.

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

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

Dormal V., 1894. Sur la limite entre le Coblencien et le Gedinnien longeant le massif cambrien de Givonne. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 21, XLVIII-LI.

Dormal V., 1897. Carte géologique de la Belgique. Pussemange – Sugny. N° 211 (planchette 3-5 de la feuille LXVI de la carte topographique).

Dormal V., 1899. Carte géologique de la Belgique. Baraque-cagnaux – Orchimont. N° 206 (planchette 7-8 de la feuille LXIII de la carte topographique).

Dumont A., 1848. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. II : Terrain Rhénan. *Mém. Acad. Roy. Sci. 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. Paleoenvironnment, evolution and weathering processes. *Géologie de la France*, 1 : 27-31.

Fielitz W., Manzy J.L., 1999. Pre-and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309 : 227-256.

Foucault A., Raoult J.F., 1995. Dictionnaire de géologie . 4è édition. Masson, 356 p.

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. A propos du contact du Dévonien et du Cambrien à Muno. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 41 : 246-248.

Fourmarier P., 1944. Une anomalie de la schistosité dans le Dévonien de la Semois. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 67 : B29-B36.

Fourmarier P., 1954. La Tectonique. *In* : Fourmarier P. Prodrôme 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.

Franke W., 1992. Phanerozoic structures and events in central Europe. *In* : Blundell D., Freeman R., Mueller S. A Continent Revealed – The European Geotraverse. *Cambridge University Press*, 164-179.

Godefroid J., Blieck A., Bultynck P., Dejonghe L., Gerrienne P., Hance 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). *Mém. Expl. cartes Géol. Min. Belgique*, 38 : 144 p.

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.

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

Gosselet J., 1884. Note sur les schistes de Saint-Hubert dans le Luxembourg et principalement dans le bassin de Neufchâteau. *Ann. Soc. géol., Nord,* 11 : 258-277

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

Hatrival J.N., Beugnies A., Macar P., Asselberghs E., 1992. Carte géologique de la France à 1/50 000, Charleville-Mézières. *B.R.G.M.*

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

Hedberg H., 1976. International, stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and

procedure. *John Willey and Sons, London,* 200 p.

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

Macar P., 1976. Les mouvements épirogéniques décelables en Belgique. L'aide de la géomorphologie. *In :* Pissart A. Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur Macar. *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique. Université de Liège,* 93-106.

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

Mortelmans G., 1954. Sur deux nouveaux gîtes dans l'éodévonien de Mouzaive et d'Alle-sur-Semois. *Bull. Soc. belge Géol.*, 63 : 50-58.

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

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.

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

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 p.

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 Y.,Chauvin A., Clauer C., Dejax J., De Putter T., Dupuis C., Ferraud G., Guillocheau F., Masure E., Leost I., Perruchot A., Pons D., Spagna P., Wyns R., 2003. An overview of the saprolites of Belgium and their potential kaolinitic supplies to Mesozoic and Cainozoic 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 B-5100 JAMBES
Situation au 05/02/2018

LOCALISATION DES PRISES D'EAU SOUTERRAINE EN EXPLOITATION

Lambert X (m)	Lambert Y (m)	Commune	nature d'ouvrage	Activité de l'exploitant
193 434	63 010	BIEVRE	SOURCE A L'EMERGENCE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
193 262	66 689	BIEVRE	SOURCE A L'EMERGENCE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
193 435	63 013	BIEVRE	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
191 750	60 350	VRESSE-SUR-SEMOIS	PUITS FORE	ACTIVITE COMMERCIALE
192 189	58 666	VRESSE-SUR-SEMOIS	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
187 422	58 515	VRESSE-SUR-SEMOIS	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
187 650	58 610	VRESSE-SUR-SEMOIS	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
188 487	59 453	VRESSE-SUR-SEMOIS	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
188 510	58 812	VRESSE-SUR-SEMOIS	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
188 562	59 093	VRESSE-SUR-SEMOIS	DRAIN	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU : COMMUNES
192 165	116 168	ASSESSE	GALERIE A FLANC DE COTEAU	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: SOCIETES ET INTERCOMMUNALES
190 135	117 500	ASSESSE	A DETERMINER	PARTICULIER (INDETERMINE)

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG - *LEGENDE* - LEGEND

Gesteinsgrenze - *Formatiegrens* - Geological boundary

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

Verwerfung – *Breuk* – Fault

Mögliche Gesteingrenze - *Vermoedelijke formatiegrens* – Hypothetical geological contact

Verwerfung verdeckt – *Breuk onder deklagen* – Covered fault

Überschiebung – *Overschuiving* – Thrust fault

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

Staatgrenze - *Staatsgrens* – State boundary

[XYZ] Untereinheit als Anhaltspunkt – *Subunit, for information only* - Ondergeschikte eenheid, ter informatie

a 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

a 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 : horizontale Schichtung – *Gelaagdheid : horizontale gelaagheid* – Stratification : Horizontal strata

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

a Kluft – *Diaklaas* – Joint

Steinbruch im Betrieb – *Steengroeve in uitbating* – Active quarry

Steinbruch außer Betrieb – *Verlaten steengroeve* – Disused quarry

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

blau-blauw-blue Wassergewinnung – *Waterwinning* – groundwater pumping station

AUFGESCHÜRFTER SOCKEL - OPENGEWERKTE TEKENING VAN DE SOKKEL - CUTAWAY DIAGRAM OF THE BASEMENT

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

Verlauf der Antiklinalachse zweite Generation - *Spoor van anticlinaal assenvlak van de tweede generatie* - Anticlinal axial surface trace of second generation

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

Verlauf der Synklinalachse zweite Generation- *Spoor van synclinaal assenvlak van de tweede generatie* - Synclinal axial surface trace of second generation

Sekundäre parasitäre Falte - *secundaire parasitaire vouw* - secondary parasitic fold

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ 3

NOTE DE L'ÉDITEUR 4
Établissement de la carte 4
Méthodologies et avertissements 5

1. INTRODUCTION **7**
1.1. Cadre géologique *7*
1.2. Cadre géographique *8*

2.LITHOSTRATIGRAPHIE **9**
Formation de Mondrepuis **(MON)** 11
Membre de Levrézy **(LEV)** 11
Formation d'Anloy **(ANL)** 12
Membre de Braux **(BRO)** 13
Membre de Joigny **(JOI)** 14
Formation de Laforêt **(LAF)** 15
Formation de Mirwart **(MIR)** 16
Formation de Villé **(VIL)** 17
Alluvions anciennes **(ALA)** 18
Alluvions modernes **(AMO)** 19
Altérites 19

3. SCHÉMA LITHOSTRATIGRAPHIQUE **21**

4. ANALYSE STRUCTURALE **23**

5. LE MÉTAMORHPSIME **26**

6. HISTOIRE GÉOLOGIQUE **28**

7. RESSOURCES DU SOUS-SOL **29**

REMERCIEMENTS **31**

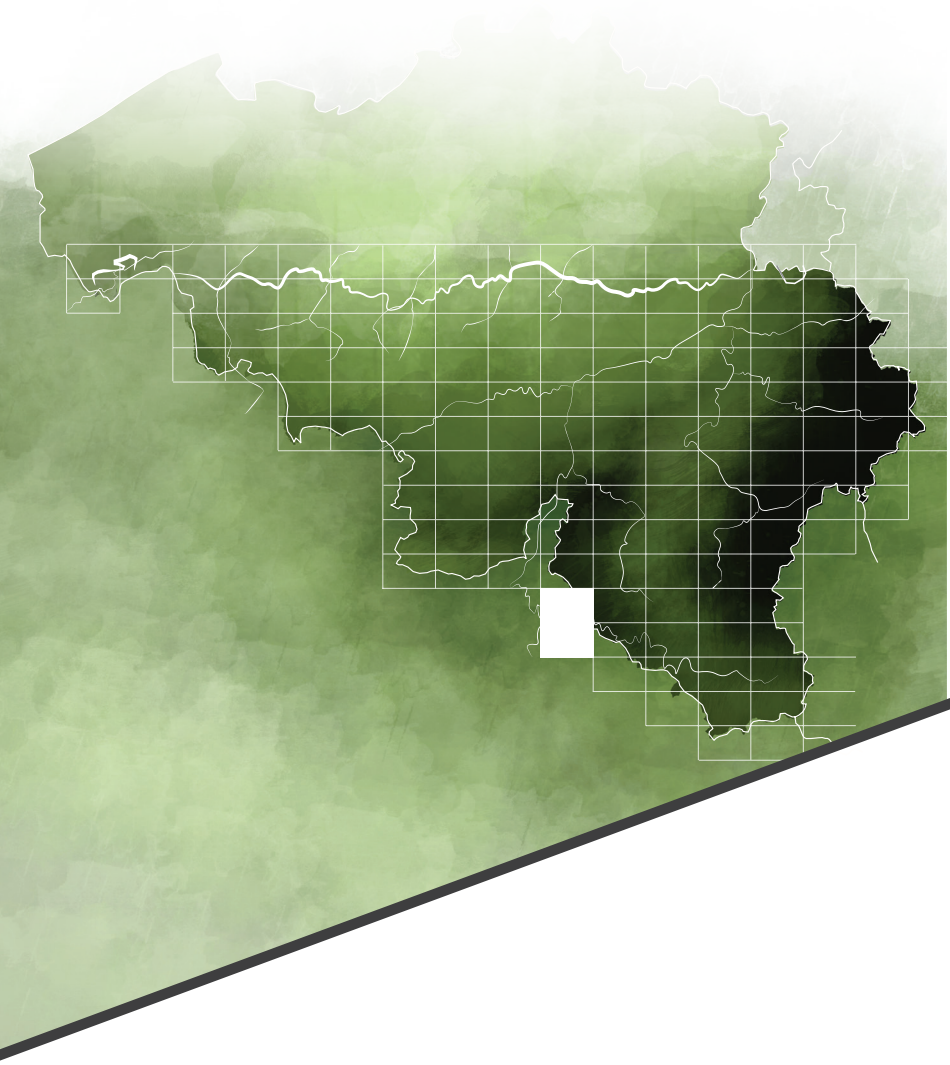
BIBLIOGRAPHIE **32**

ANNEXE **37**

Les captages *37*

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG –
LEGENDE – LEGEND **38**

SPW | *Éditions*



Wallonie
environnement
SPW

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,**
Agriculture, Ressources naturelles et Environnement.

Dépôt légal : D/2019/11802/79

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

Reproduction interdite.

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