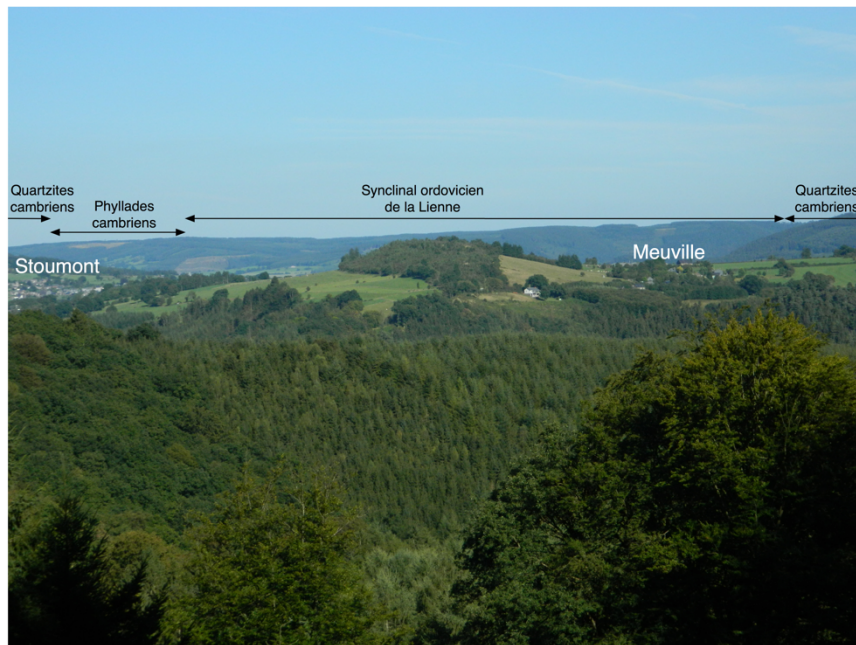


Carte géologique de la Wallonie

HARZE - LA GLEIZE 49/7-8



HARZE - LA GLEIZE

49/7-8

Pauline LAMBERTY

Fernand GEUKENS

Jean-Marc MARION

Bernard MOTTEQUIN

Université de Liège - Département de Géologie
Evolution & Diversity Dynamics (EDDy) Lab
Quartier Agora, B18, Sart-Tilman, B-4000 Liège 1
e-mail : plamberty@ulg.ac.be
jmmarion@ulg.ac.be
bmottequin@naturalsciences.be

Photographie de couverture: Le synclinal perché de la Lienne,
dont le cœur est occupé par la Formation d'Ottre,
vu depuis la route Chession-La Neuville (été et automne 2016)

NOTICE EXPLICATIVE

Dépôt 10/2016

Résumé

La région couverte par la carte Harzé-La Gleize est située en province de Liège, à l'exception du coin sud-ouest qui appartient à la province de Luxembourg. D'un point de vue géomorphologique, la zone cartographiée est entièrement localisée en Ardenne. Les grandes unités géologiques qui la constituent sont le bord oriental du Synclinorium de Dinant, le Massif de Stavelot et le Graben de Malmedy.

Dans la portion de territoire couverte par cette carte, les roches sédimentaires du Massif de Stavelot s'étagent du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen, celles du bord oriental du Synclinorium de Dinant englobent le Dévonien inférieur et supérieur, et celles du Graben de Malmedy sont datées du Permien. Des roches volcaniques sont présentes dans certaines formations du Cambrien. Les dépôts de couverture correspondent à des débris de silex résiduels datés du Crétacé, à quelques placages sableux d'âge tertiaire, aux alluvions anciennes et récentes d'âge quaternaire et aux coulées de solifluxion.

Les ressources minérales (quartzophyllades, quartzites, grès, minerais de fer-manganèse, etc.) ont été exploitées par le passé. Lors des travaux de levé, une seule carrière exploitait encore les quartzophyllades de la Formation de Jalhay, de manière occasionnelle et artisanale, dans la vallée de la Lienne.

1. Introduction

1.1. Etablissement de la carte

Le levé de la carte Harzé-La Gleize n°49/7-8 a été réalisé par l'équipe de l'Université de Liège, 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 (DGO3: Agriculture, Ressources naturelles et 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 à ce programme l'Université de Liège, l'Université Catholique de Louvain, 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 cartes à l'échelle de 1/25.000, le découpage étant celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (IGN). Chaque carte publiée couvre le territoire d'une carte topographique; toutefois, dans les régions frontalières, il arrive qu'une ou deux cartes partielles contiguës soient annexées à la feuille principale.

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

- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle de 1/10.000;
- deux cartes à l'échelle de 1/10.000 localisant les points et sondages décrits;
- les fiches descriptives des points et sondages décrits, réactualisant et complétant les données figurant dans le dossier "Minutes de la Carte géologique de Belgique", archivées au Service géologique de Belgique.

Ces documents peuvent être consultés, sur rendez-vous, au Service géologique de Wallonie, Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Cellule Sous-sol/Géologie et SENSICOM).

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 programme, à l'adresse suivante:

<http://environnement.wallonie.be/cartosig/cartegeologique/>

ou, via le Portail cartographie de la Région wallonne:

<http://geoportail.wallonie.be/walonmap>

1.2. 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.

Le levé de cette carte a été réalisé, à l'échelle de 1/10.000, par Pauline Lamberty, Jean-Marc Marion et Bernard Mottequin. Les tracés ont été réalisés sur base des observations de terrain, des données de la littérature géologique, du modèle numérique de terrain généré par la prospection LIDAR, ainsi que des travaux (publiés et inédits) et des conseils de Fernand Geukens, professeur émérite de la Koninklijke Universiteit Leuven (KUL).

Avertissement: 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 (WalOnMap).

1.3. Précédentes éditions

Ce document constitue la troisième édition de la carte géologique Harzé - La Gleize. Publiée à 1/40 000 par la Commission géologique de Belgique, la première édition fut réalisée par G. Dewalque (1899). La seconde est l'œuvre d'Asselberghs et Geukens (1959 pour la notice et 1960 pour la carte) et fut publiée à l'échelle de 1/25.000.

Il faut également y ajouter les cartes géologiques suivantes, comprenant la totalité ou seulement une partie de la région cartographiée:

- Essai de carte géologique et synoptique du Département de l'Ourthe et des environs par J.-L. Wolff (1801);
- Carte géologique de la province de Liège par A. Dumont (1832);

- Carte géologique du Massif de Stavelot par M. Lohest et H. Forir (1899);
- Prolongement oriental de la faille de Xhoris par F. Blaise (1931a);
- Carte géologique des environs de Lorcé et de Stoumont par E. Asselberghs (1921);
- Carte géologique sur le Cambrien de Stavelot et de la Fenêtre de Theux par F. Geukens (1949);
- Carte géologique de la partie nord-ouest du Massif de Stavelot par F. Geukens (1950a);
- Tracé des failles de Xhoris et du Bois de Stalon par F. Geukens (1952);
- Carte du Massif de Stavelot par F. Geukens (1986, 1999).

1.4. Cadre géologique et géographique

1.4.1. Cadre géologique

La région cartographiée est divisée en trois unités structurales distinctes (figs. 1 et 2): le Massif de Stavelot, le bord oriental du Synclinorium de Dinant à l'ouest et, à l'extrême sud-est, le Graben de Malmedy.

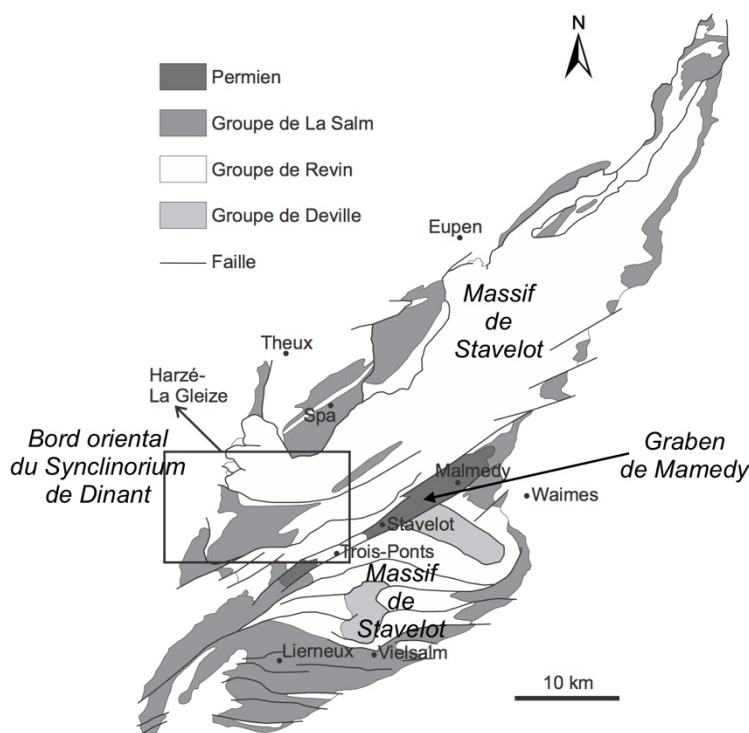


Figure 1. Localisation de la carte Harzé-La Gleize dans le Massif de Stavelot (carte modifiée, d'après Geukens [1986, 1999]).

L'histoire géologique de la région (fig. 2) comprend une succession de phases de sédimentation, de plissement et d'érosion dont les principales se résument dans la chronologie suivante:

- dépôt de sédiments marins cambro-ordoviciens;
 - plissement calédonien, émergence continentale, érosion et pénéplanation des roches cambro-ordoviciennes;
 - transgression marine et dépôt des sédiments siluro-dévonien, en discordance sur le socle précédent;
 - plissement hercynien (ou varisque), émergence continentale, érosion et pénéplanation;
 - mise en place du Graben de Malmedy, puis (ou simultanément) son remplissage au Permien par des dépôts majoritairement conglomératiques (Fourmarier, 1954a);
 - transgression marine au Crétacé, dépôt des sédiments suivi de leur émergence et de leur dissolution, pour ne laisser que des silex ;
- émergence définitive avec dépôts de sédiments marins et continentaux cénozoïques préservés dans des dépressions;
- succession de périodes glaciaires et interglaciaires au Quaternaire, qui ont structuré le réseau hydrographique actuel et amené leur cortège d'altération, de limons, de terrasses fluviales, de colluvions, de lithales, etc.

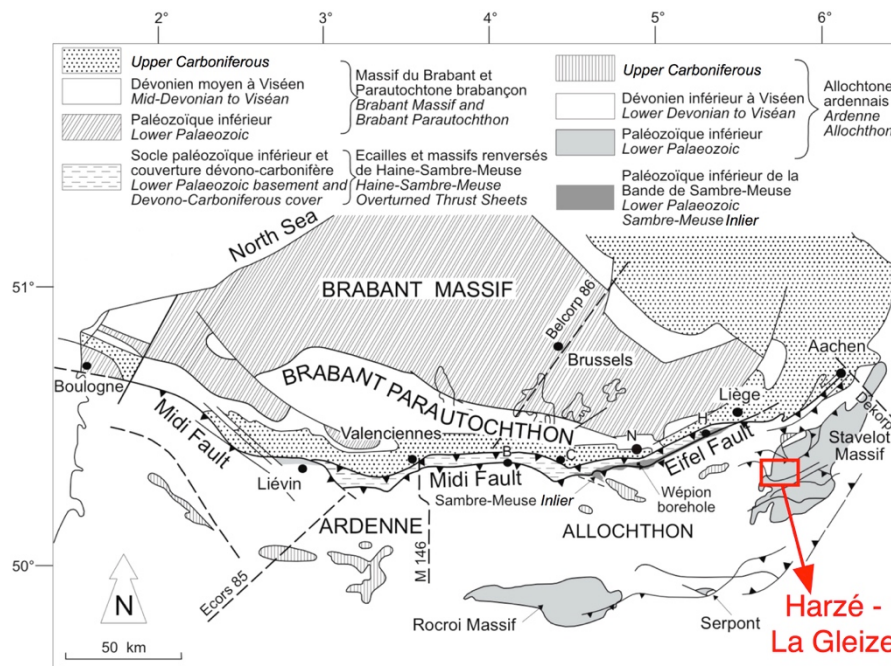


Figure 2. Localisation de la carte Harzé-La Gleize dans le contexte géologique général de la Belgique et des pays limitrophes; localisation des grands profils sismiques (modifié, d'après Hance *et al.*, 1999 ; Belanger *et al.*, 2012). Abbreviations : B : Binche; C : Charleroi ; H : Huy ; N : Namur.

Le Massif de Stavelot, tout comme les massifs du Serpont et de Rocroi, appartient à l'Anticlinorium de l'Ardenne. Il comporte essentiellement des roches silicoclastiques s'étageant depuis le Cambrien inférieur jusqu'à l'Ordovicien moyen. Celles-ci ont été plissées à deux reprises: une première orogénèse dite calédonienne, suivie de l'orogénèse hercynienne.

Le bord oriental du Synclinorium de Dinant à l'affleurement sur la présente carte est constitué de roches lochkoviennes à frasniennes. Ces dernières ont été plissées lors de l'orogénèse hercynienne et reposent en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot.

Le Graben de Malmedy, est un fossé d'effondrement d'extension WSW-ENE, délimité par des failles bordières normales, qui divise le Massif de Stavelot en deux parties inégales et de structuration différente (Geukens, 1957).

Entre celles-ci, trois aires d'affleurements distinctes sont reconnues: Malmedy, Stavelot et Basse-Bodeux. Seule cette dernière affleure sur la carte Harzé-La Gleize. Les sédiments supposés permien qui comblent le graben reposent en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes, voire lochkoviennes du socle.

Pour en savoir plus:

Fourmarier (1954a)

Michot (1980)

Bless *et al.* (1990)

Ziegler (1990)

1.4.2. Cadre géographique

La carte Harzé - La Gleize couvre le territoire des huit communes suivantes: Aywaille, Ferrières, Manhay, Spa, Stavelot, Stoumont, Theux et Trois-Ponts. Elles sont toutes situées en Province de Liège, à l'exception de la commune de Manhay qui appartient à la Province de Luxembourg.

La Lienne, la Salm et l'Amblève sont les cours d'eaux les plus importants, sans oublier leurs affluents respectifs: le Ruisseau de Bodeux, affluent principal de la Salm; le Roannay, le Ruisseau du Pouhon, le Ri de la Belle Foxhalle et le Ruisseau du Chefna sont quant à eux des

affluents de l'Amblève. Cette dernière traverse toute la zone cartographiée du sud-est vers le nord-ouest, alors que la Salm n'est présente qu'aux environs de Trois-Ponts où elle se jette dans l'Amblève. La Lienne traverse la planchette de Harzé du sud vers le nord et se jette dans l'Amblève à proximité de Targnon. Ces trois cours d'eaux majeurs ont creusé de profondes vallées. La crête de la Vecquée et le plateau de Brume, armés par les quartzites du Groupe de revin, culminent à une altitude de 560 m, tandis que les zones les plus inférieures confinent à une altitude d'environ 180 m, dans la vallée de l'Amblève. Les zones les plus hautes sont principalement armées par les quartzites du Groupe de Revin.

Les forêts couvrent environ 65% du territoire, tandis que le reste est occupé par des prairies et une série de villages, principalement implantés dans les vallées. Les activités économiques sont donc essentiellement forestières et agricoles. Les grandes voies de communication sont : la ligne de chemin de fer n°42 reliant Liège à Luxembourg (longeant l'Amblève à partir de Trois-Ponts) et l'autoroute E25 (traversant la partie occidentale de la planchette de Harzé du nord au sud).

Dans la région de Coö, la morphologie accidentée, résultant d'une histoire géologique complexe, et la présence de l'Amblève ont permis la construction d'une centrale hydroélectrique (via le méandre recoupé de l'Amblève à Coö et les bassins de remplissage situés sur le plateau de Brume). Le développement touristique est également lié aux caractéristiques morphologiques et paysagères de cette région.

Une relation existe entre la structure géologique et la géomorphologie (Geukens, 2008): les roches métamorphiques de la Formation d'Ottre, qui constituent un noyau synclinal, correspondent à une crête allongée (localité de Meuville, photo de couverture). La Formation de La Gleize (au sommet du Cambrien) et, le Membre de Solwaster de la Formation de Jalhay (à la base de l'Ordovicien), affleurent dans des dépressions qui entourent les crêtes armées par les roches de la Formation de La Venne. Les dômes antiformes constitués par les dépôts du Groupe de Deville correspondent à des dépressions topographiques entourées par des crêtes où affleure le Groupe de Revin.

Pour en savoir plus:

Demoulin (1995)

Grimbérieux *et al.* (1995)

Pissart (1995)

Prick et Ozer (1995)

2. Description des formations

2.1. Introduction

La plupart des formations utilisées dans le cadre du levé de la carte ont été décrites ou précisées dans les travaux de synthèse suivants:

- Paléozoïque inférieur: Verniers *et al.* (2001);
- Dévonien inférieur: Godefroid *et al.* (1994);
- Dévonien moyen: Bultynck *et al.* (1991);
- Dévonien supérieur: Boulvain *et al.* (1999), Bultynck et Dejonghe (2001a);
- Permien: Bultynck *et al.* (2002).

Le degré de précision de ces descriptions est tributaire de la qualité des affleurements sur l'aire couverte par la carte et à leur accessibilité. Certaines d'entre elles sont ainsi parfois plus détaillées que d'autres. Les références mentionnées ici ne concernent que les observations réalisées sur le territoire de la carte; la bibliographie présentée à la fin de la notice sera utilement complétée par celle dressée par Vandenven (1993) pour la carte n°159 (Harzé-La Gleize).

La terminologie utilisée pour les roches sédimentaires (shale, schiste, etc.) est celle explicitée dans le guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie (Dejonghe, 2007). La toponymie utilisée est celle de la nouvelle version de la carte topographique de l'IGN.

2.2. Description

2.2.1. Les terrains cambro-ordoviciens

Les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot sont divisées en trois groupes: Deville, Revin et Salm ([fig. 3](#)), qui rassemblent diverses formations lithostratigraphiques aux dénominations anciennes, revues selon la terminologie actuelle. Certaines formations comportent à leur tour des membres aux contours plus explicites, généralement calqués sur

l'ancienne nomenclature aujourd'hui abandonnée. Notons au passage que le Cambrien inférieur n'affleure pas dans les limites de cette carte géologique. Les noms de groupes sont en relation avec les anciens noms des étages du Cambrien et de l'Ordovicien. Jadis, ils étaient subdivisés en Dv1 et Dv2 pour le Groupe de Deville, Rv1 à Rv5 pour le Groupe de Revin et Sm1 à Sm3 pour le Groupe de la Salm. Bien que ces subdivisions aient un sens chronostratigraphique, elles sont basées sur la lithologie et non sur le contenu paléontologique. Elles sont donc équivalentes aux formations lithostratigraphiques. De ce fait, en accord avec la terminologie actuelle, ces subdivisions se sont vues attribuer un nom de formation (Bultynck et Dejonghe, 2001b). Toutefois, certaines des anciennes subdivisions ont été regroupées en une seule et même formation: le Rv1 avec le Rv2 et le Rv3 avec le Rv4. Dans ce cas, l'ancienne terminologie a la valeur de membre.

Groupe de Revin

Origine du nom: localité de Revin dans le Département des Ardennes (France) (Dumont, 1847).

Le Groupe de Revin inclut, de la base au sommet, les formations de Wanne, de La Venne et de La Gleize (fig. 3).

Formation de Wanne (WAN)

Origine du nom: localité de Wanne, sur la commune de Trois-Ponts (Geukens, 1999).

Anciens noms: Rv1 (Rn1a) - Rv2 (Rn1b) (fig. 3).

Le membre inférieur de cette formation débute par des phyllades noirs graphiteux, pouvant être plus quartzeux et plus durs par endroits; ils gardent leur teinte foncée après altération. Ces phyllades, parfois chargés en pyrite ou marcassite, alternent avec des quartzophyllades. Vers le sommet du membre, ils deviennent plus quartzeux et possèdent une couleur variant du noir au bleu, tout en incorporant de minces bancs de quartzite et quartzophyllade (Geukens, 1950a).

La base du membre supérieur de la Formation de Wanne se singularise par la présence de gros bancs de quartzite gris, surmontés par une alternance de quartzites bleus abondamment micacés, de quartzites verts pyriteux, de quartzophyllades et de phyllades bleu-vert. Les quartzophyllades et phyllades s'altèrent dans une patine vert clair. Quant au sommet, il est caractérisé par des quartzites abondamment micacés et des grès bleu-vert, avec des intercalations de phyllades noirs. Les bancs de quartzite peuvent atteindre une épaisseur de 50 cm (Geukens, 1950a; Asselberghs et Geukens, 1959). Ce membre supérieur contient également quelques rares bancs décimétriques à pluridécimétriques de conglomérat à éléments schisteux et quartzitiques, voire plus rarement phosphatés (Geukens, 1999). Un de ces niveaux phosphatés a été signalé à Coë par Michot (1958). Lors de nos levés, en raison du mauvais état de la coupe, nous n'avons pas pu l'observer.

Epaisseur: le membre inférieur peut atteindre une épaisseur de 100 à 150 m (Geukens, 1950a) et le membre supérieur d'environ 300 m. Toutefois, ces épaisseurs restent approximatives, à défaut de coupe intégrale de la formation et en raison des multiples plis et failles qui l'affectent (Geukens, *ibid.*).

Chrono.			Lithostratigraphie			Ancienne nomenclature
P.	E.	Et.	G.	Formation	Membre	
ORDOVICIEN	O. moyen	Darmwillen	Groupe de la Salm	Bihain		Sm3
		O. inférieur		Otré	Colanhan	Sm2c
	Les Plattes				Sm2b	
	Trémadocien	Jalhay		Meuville	Sm2a	
				Lierneux	Sm1c	
				Spa	Sm1b	
	Solwaster	Sm1a				
CAMBRIEN	Furongien		Groupe de Revin	La Gleize		Rv5 [Rn3]
	Cambrien moyen			?		
				La Venne	Supérieur	Rv4 [Rn2b]
				&	&	
				Inférieur	Rv3 [Rn2a]	
				?		
	Wanne	Supérieur & Inférieur	Rv2 [Rn1b] & Rv1 [Rn1a]			
	Cambrien inférieur		Groupe de Deville	?		
				?		
				Bellevaux (partie supérieure)		Dv2 [Dvb]
				?		
				Bellevaux (partie inférieure)		Dv2 [Dvb]
?					Dv1 [Dva]	
	Hour					

Figure 3. Les formations cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot (d'après Verniers *et al.* [2001]; Geyer *et al.* [2008] et Servais *et al.* [2008]). Pour plus de détails concernant l'ancienne nomenclature des groupes de Revin et de la Salm, le lecteur se référera aux travaux de Geukens (1950a, 1965). La comparaison entre les unités relatives au Massif de Stavelot établie par Geukens (1950a) (e.a. Rv2) avec celles utilisées notamment par Fourmarier (1958) et Asselberghs et Geukens (1960) (e.a. Rn2) est extraite de Vanguestaine (1973). P: Période; E: Epoque; Et.: Etage; G: Groupe.

Age: Cambrien moyen, sur base de la présence du brachiopode inarticulé *Acrotele* cf. *bergeroni* (Vanguestaine et Rushton, 1979) et des acritarches (Vanguestaine, 1974 et 1992, Vanguestaine et Van Looy, 1983).

Utilisation: les quartzites ont été localement exploités pour la construction.

Affleurements représentatifs:

- le long de la Route de Coö et de la ligne de chemin de fer affleurent les phyllades noirs du membre inférieur (1, [fig. 4](#));

- au Rocher du Cœur Fendu (Trois-Ponts) affleurent les quartzites de la base du membre supérieur (2, [fig. 4](#));
- le long de la ligne de chemin de fer, dans le bord ouest du Bois de l'Ancre (Coo) où le membre supérieur affleure (Lambert 72: x757396-y621849).

Pour en savoir plus:

Geukens (1950a)

Beugnies (1960)

Zeimet (1976)

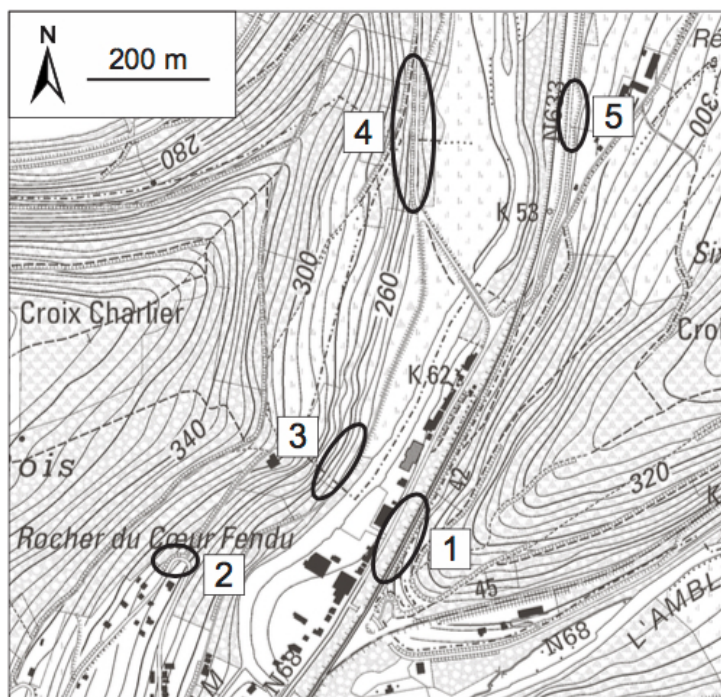


Figure 4. Localisation des affleurements de la Formation de Wanne dans les environs de Trois-Ponts. Le numéro 1 correspond aux affleurements du membre inférieur et les numéros 2, 3, 4 et 5 à ceux du membre supérieur. Les affleurements 4 et 5 sont proches de la transition avec la Formation de La Venne.

Formation de La Venne (VEN)

Origine du nom: hameau de La Venne, sur le territoire de la commune de Stoumont (Geukens, 1999).

Anciens noms: Rv3 (Rn2a) - Rv4 (Rn2b) ([fig. 3](#)).

Le membre inférieur (anciennement Rv3) de la formation correspond au complexe quartzique et phylladeux intercalé entre les roches vert-bleu du membre supérieur de la Formation de

Wanne et les gros bancs épais de quartzites caractérisant le début du membre supérieur de la Formation de La Venne. Outre des phyllades noirs et compacts, il comporte des bancs de quartzite bleu foncé tantôt schisteux (riches en paillettes de mica), tantôt bien lité et parfois pyriteux, ainsi que de rares lentilles centimétriques de conglomérat à éléments plurimillimétriques. Il contient également des passées qui, d'un point de vue lithologique, ne peuvent être distinguées de celle du membre supérieur. Toutefois, la proportion de micas du membre inférieur est plus importante que celle du membre supérieur (Geukens, 1950a).

Le membre supérieur (anciennement Rv4) est composé de quartzites, de quartzophyllades et de phyllades gris-bleuâtre. Après altération, les phyllades prennent une teinte blanche à gris métallique, similaire à celle de la Formation de La Gleize. La base de ce membre est caractérisée par de gros bancs de quartzite pouvant atteindre une épaisseur de 10 mètres. Le sommet est constitué de bancs de quartzite d'une épaisseur de 20 à 50 cm qui alternent avec des phyllades et quartzophyllades noirs. Contrairement au membre inférieur, les quartzites sont en général gris-bleu et non micacés. Les lentilles de microconglomérat sont plus abondantes et plus épaisses. En outre, les phyllades du membre inférieur sont en général plus noirs, plus compacts et plus micacés (Geukens, 1950a; Asselberghs et Geukens, 1959).

Epaisseur: les membres inférieur et supérieur ont une puissance estimée à au moins 400 m pour le premier et de 300 à 400 m pour le second, valeurs approximatives en raison des nombreux plis et failles (Geukens, 1950a).

Age: Cambrien moyen à supérieur d'après les acritarches (Vanguetaine et Van Looy, 1983; Ribecai et Vanguetaine, 1993).

Utilisation: les quartzites ont été exploités localement pour la construction.

Affleurements représentatifs:

- au sud de la gare de Trois-Ponts, le long de la ligne de chemin de fer, est exposée la transition entre la Formation de Wanne et la Formation de La Venne (2, [fig. 5](#));
- dans la tranchée de la gare de Trois-Ponts et le long de la Route de Noupé (Trois-Ponts) affleure la Formation de La Venne, affectée de nombreux plis et failles (3, [fig. 5](#)). Dans cette même tranchée, nous pouvons également observer le contact par faille entre les formations de La Venne et de La Gleize (4, [fig. 5](#));

- dans le bois de Part aux Roches (au nord-ouest de Targnon), sont situés d'imposants affleurements du membre supérieur de la formation;
- la vallée de la Chefna expose de nombreux affleurements de la Formation de La Venne aux structures remarquables: plis couchés, ennoyages, réfraction de schistosité, etc.

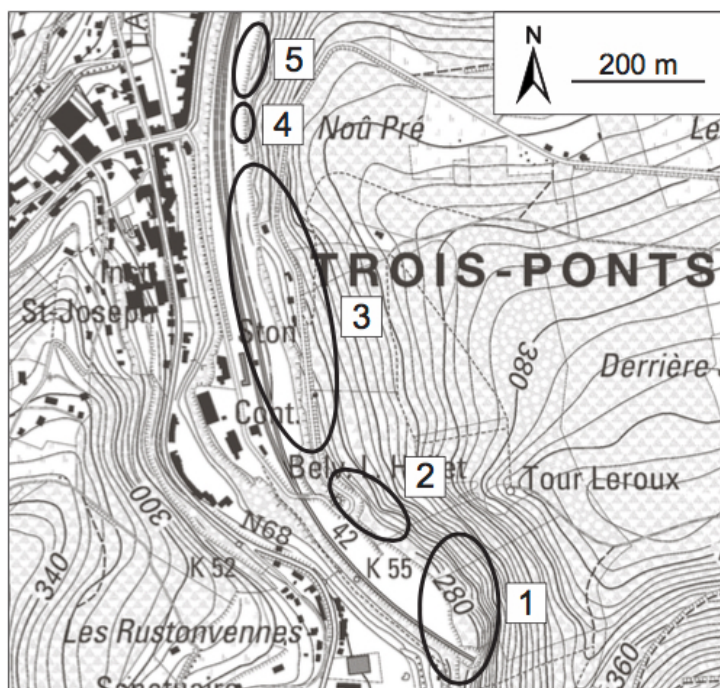


Figure 5. Localisation des affleurements dans la tranchée de chemin de fer à Trois-Ponts. L'affleurement 1 correspond au membre supérieur de la Formation de Wanne, le 2 à la transition entre les formations de Wanne et de La Venne, le 3 à la Formation de La Venne, le 4 au contact par faille entre les formations de La Venne et de La Gleize et le 5 à la Formation de La Gleize.

Pour en savoir plus:

Geukens (1950a)

Beugnies (1960)

Formation de La Gleize (GLE)

Origine du nom: village de La Gleize, commune de Stoumont (Geukens, 1999).

Anciens noms: Rv5 (Rn3) (fig. 3).

La Formation de La Gleize est composée de phyllades et de quartzophyllades noirs, qui acquièrent une patine jaune claire à grisâtre, à reflet parfois métallique à l'altération (contrairement aux phyllades du membre inférieur de la Formation de Wanne qui gardent leur

teinte foncée après altération). Des bancs de quartzite viennent parfois interrompre cette succession monotone (Geukens, 1950a, 1999). Ils sont principalement observés à proximité des transitions avec les formations de La Venne et de La Gleize et dépassent rarement l'épaisseur du décimètre. Cette unité lithologique contient également des nodules ellipsoïdaux de taille pluridécimétrique. Ils peuvent être carbonatés, quartzitiques et présenter une structure *cone-in-cone* (Geukens, 1950a; Bellière, 1957). En outre, cette unité peut contenir des filons intrusifs acides et des coulées de lave (Geukens, 1999).

Epaisseur: de l'ordre de 300 m d'après Asselberghs et Geukens (1959). Cependant, cette épaisseur est approximative en raison des nombreux plis et failles et de l'absence de coupe continue.

Age: Cambrien supérieur (Furongien) sur base des acritarches (Vanguetaine, 1974).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs:

- dans le hameau de La Venne, le long de la tranchée du chemin de fer et le long de l'Amblève, la transition entre les formations de La Venne (membre supérieur) et de La Gleize peut être observée. Cette transition est également observée dans le Bois de Stalon, le long de l'Amblève (1, 2 et 3, [fig. 6](#));
- le long de l'Amblève, à l'est de Cheneux, une lentille quartzitique à structure cone-in-cone a été observée au sein des phyllades de la Formation de La Gleize (Lambert 72: x753334-y621765);
- dans le village de Cheneux (Lambert 72: x753110-y621576 et x752544-y621322), ainsi qu'à l'est de Bourgoumont (Lambert 72: x756233-y624668), affleurent de belles coupes dans la Formation de La Gleize.

Pour en savoir plus:

Geukens (1950a)

Beugnies (1960)

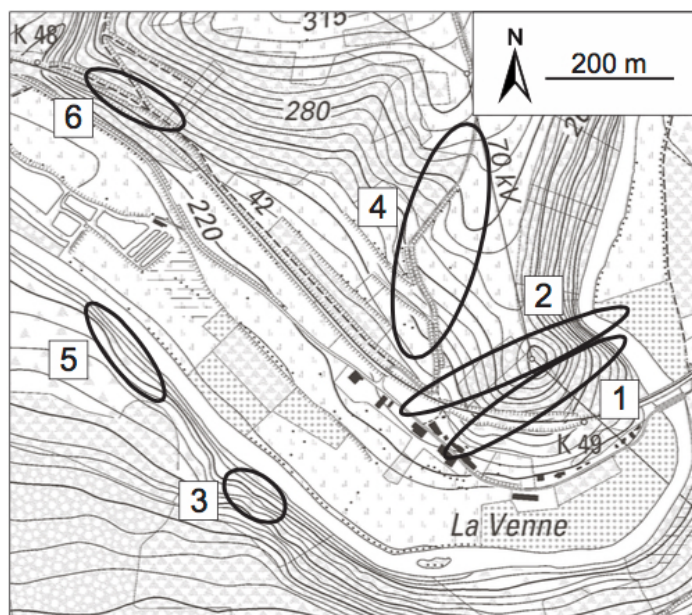


Figure 6. Localisation des affleurements dans le hameau de La Venne et dans le Bois de Stalon. L'affleurement 1 correspond à la Formation de La Venne, les affleurements 2 et 3 à la transition entre les formations de La Venne et de La Gleize et les affleurements 4, 5 et 6 à la Formation de La Gleize.

Groupe de la Salm

Origine du nom: la Salm, un affluent de l'Amblève (Dumont, 1847).

Ce groupe comprend les formations de Jalhay, d'Ottre et de Bihain, mais seules les deux premières sont reconnues sur la présente carte.

Formation de Jalhay (JAL)

Origine du nom: localité de Jalhay, à la porte des Hautes Fagnes (Geukens, 1999).

Ancien nom: Sm1 (fig. 3).

D'après la notice de la carte géologique voisine Bra-Lierneux (Geukens, 2008), la Formation de Jalhay comporte essentiellement des phyllades, des grès et des quartzophyllades de teintes grise, verte, bleue et noire. Elle comprend trois membres, de la base au sommet: Solwaster Spa (Sm1b) et Lierneux (Sm1c). Dans ceette formation qui a fait l'objet d'études sédimentologiques pointues par Lamens (1985, 1986) et Lamens et Geukens (1985), les

membres inférieur et moyen sont interprétés comme des complexes de bassin et de talus, riches en turbidites, à l'inverse du Membre de Lierneux qui en serait dépourvu.

Le Membre de Solwaster est formé de quartzites, de quartzophyllades vert-bleu foncés et de phyllades noirs ou vert-bleu. Il débute localement par un niveau grossier conglomératique contenant des fragments de schistes noirs à schistosité pré-sédimentaire. Les bancs quartzitiques, épais de 5 à 10 cm, sont souvent caractérisés par des stratification «en auges et mammelons» (cnvolute bedding). Des niveaux fossilifères à graptolites (*Rhabdinopora flabelliformis*, anciennement *Dictyonema flabelliformis*) se rencontrent dans la partie inférieure du membre. Des couches quartzitiques micacées vertes, contenant localement des nodules à structure “cone-in-cone” sont généralement bien développées près de la base du membre. La présence locale de phyllades graphiteux près de la limite inférieure du membre crée parfois une incertitude quant à la délimitation avec la Formation de La Gleize.

Le Membre de Spa est composé de quartzophyllades verdâtres, parfois bleu foncé, alternant avec des bancs de grès quartzitiques à nombreuses structures sédimentaires typiques: stratifications entrecroisées et en auges et mammelons, rides de courant, etc.

Le Membre de Lierneux est caractérisé par des quartzophyllades schisteux gris-vert à bleuâtres, par des bancs épais (80 cm à 5 m) continus de quartzite gris-vert clair et par quelques niveaux de quartzophyllade verdâtre à taches rougeâtres. Il contient également des structures sédimentaires telles que des stratifications entrecroisées et planes parallèles (Geukens, 1965; Lamens, 1985; Lamens et Geukens, 1985).

Epaisseur: dans la région de Chevron, Lamens (1985) a estimé que la Formation de Jalhay totalise une épaisseur de 750 m. Le Membre de Solwaster aurait une épaisseur de 200 à 250 m (Geukens, 2008), le Membre de Spa de 300 à 400 m et le Membre de Lierneux de 100 m (Geukens, 2008). Cependant, ces épaisseurs sont approximatives en raison des nombreux plis et failles qui affectent les formations du Massif de Stavelot.

Age: Ordovicien inférieur (Trémadocien). La présence du graptolithe dendroïde *Rhabdinopora flabelliformis* au sein des membres de Solwaster et Spa (e.a. Malaise, [1874], Geukens, [1950b, 1954], Bulman et Geukens, [1970]) les intègre dans le Trémadocien

inférieur (voir discussion *in* Verniers *et al.*, [2001]). Quant au Membre de Lierneux, il aurait un âge Trémadocien supérieur sur base des acritarches (Vanguetaine et Servais, 2002).

Utilisation: dans la vallée de la Lienne, au lieu-dit Les Forges, une carrière exploite les quartzophyllades du Membre de Spa pour la confection de pierres ornementales et de construction. Les quartzophyllades et quartzites ont été exploités (notamment à Rahier) pour la production de pierres de construction et de moellons, mais aussi pour l'enrochement des talus (Macar *et al.*, 1947).

Affleurements représentatifs:

- le Membre de Solwaster affleure entre Neucy et Picheux-Bas et le long de la Route de Naze;
- le long de la vallée de la Lienne, entre Les Forges et Moulin de Rahier et entre Dessous les Fagnous et Chession, affleure le Membre de Spa;
- le Membre de Lierneux affleure le long de La Lienne à Moulin de Rahier et à proximité du camping de Sur la Lienne;
- dans la coupe du chemin de fer, de Cheneux à Le Chêne Bois (2, [fig. 7](#)) et, en rive sud de l'Amblève, au nord de Xhierfomont, nous observons les transitions entre les formations de La Gleize et de Jalhay (Membre de Solwaster), ainsi qu'entre les membres de Solwaster et Spa.

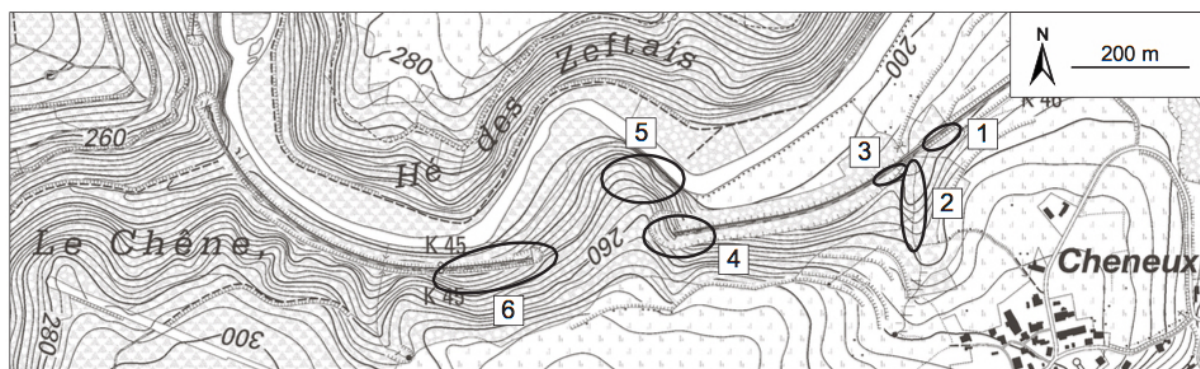


Figure 7. Localisation des affleurements dans la coupe du chemin de fer, entre Cheneux et Le Chêne Bois. L'affleurement 1 correspond à la Formation de La Gleize, le 2 à la transition entre les formations de La Gleize et de Jalhay (Membre de Solwaster), le 3 et le 4 au Membre de Solwaster, le 5 à la transition entre les membres de Solwaster et Spa et le 6, au Membre de Spa.

Pour en savoir plus:

Geukens (1965)

Lamens et Geukens (1985)

Lamens (1985, 1986)

Breuer (2002)

Formation d'Ottre (OTT)

Origine du nom: Ottre, village de l'entité de Vielsalm (Geukens, 1999).

Ancien nom: Sm2 ([fig. 3](#)).

La Formation d'Ottre est constituée de trois membres: Meuville (Sm2a), Les Plattes (Sm2b) et Colanhan (Sm2c). Le **Membre de Meuville** (C1, [fig. 8](#)) est principalement composé de phyllades et de quartzophyllades bordeaux. Ces roches sont riches en fer et en manganèse et présentent des minéralisations remarquables en Fe-Mn. Le **Membre de Les Plattes** (C2 et C3, [fig. 8](#)) est typiquement constitué de phyllades bordeaux émaillés de fines intercalations de coticule jaune pâle. Ces derniers, qui constituent une excellente «pierre à rasoir», sont des sédiments métamorphisés d'origine volcanique, chargés de grenats fins à haute teneur en Mn (spessartine microgrenue). Ils sont d'épaisseur variable, à savoir de quelques millimètres à plusieurs centimètres (toutefois avec une plus grande proportion de niveaux millimétriques). Leur présence a été signalée par De Dycker (1935, 1939) dans le synclinal de La Lienne et par Geukens (1981) dans le synclinal de Werbomont.

De Koninck (1878, 1879a, 1879b), Blaise (1931b) et Corin (1931a) ont indiqué la présence de carpholite ($\text{MnAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6[\text{OH}]_4$) associée à du quartz, voire de la pyrolusite (MnO_2) dans les niveaux à phyllade-quartzophyllade situés à proximité des minéralisations de Fe-Mn. De la chalcocite (Cu_2S) est fréquemment disséminée dans les épontes des minéralisations (Firket, 1883). Plus rarement, de la sursassite ($\text{Mn}_2\text{Al}_3[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7][\text{OH}_3]$) est associée aux veines de quartz (Hatert *et al.*, 2008).

D'après Lammens (1985), le **Membre de Colanhan**, que nous n'avons pas observé lors des levés, pourrait être présent dans le cœur du synclinal de la Lienne (C4, [fig. 8](#)).

Epaisseur: de 150 à 180 m, selon Fourmarier et Calembert (1941a), pour la Formation d'Ottre dans le synclinal de La Lienne. D'après Graulich (1966), elle atteindrait une puissance de maximum 200 mètres dans le sondage du Bois des Hovas. Lamens et Geukens (1984), attribuent une épaisseur comprise entre 100 à 150 m au Membre de Meuville, et une

épaisseur de l'ordre de 30 à 40 m au Membre de Les Plattes, dans le synclinal de La Lienne. Ces épaisseurs restent toutefois approximatives, en raison des nombreux plis et failles qui affectent les formations cambro-ordoviciennes..

Age: Ordovicien inférieur à moyen. Le Membre de Meuville a livré une faune à conodontes «*franconicus*» (Breuer, 2002; Vanguetaine *et al.*, 2004) qui permettent de lui attribuer un âge trémadocien terminal. Cependant, une attribution à l'Arénigien inférieur ne peut être exclue (Breuer, 2002; Vanguetaine *et al.*, 2004).

Utilisation: seuls les niveaux enrichis en Fe-Mn du Membre de Meuville ont fait l'objet d'une exploitation jusqu'au milieu du XIX^{ème} siècle.

Affleurements représentatifs :

- la transition entre les formations de Jalhay et d'Otré est observable sur les deux flancs du synclinal de La Lienne, le long de la N645, à proximité du Moulin de Rahier (1, fig. 9) et le long de la Lienne, près du camping «Sur La Lienne» (2, fig. 9);
- au lieu-dit Les Minières, se trouve l'entrée d'une ancienne galerie de mine où a été extrait le minerai de Fe-Mn, qui affleure d'ailleurs toujours sur les parois de la galerie (3, fig. 9). Le long du chemin menant à Meuville, notons la présence de niveaux de coticule et, plus rarement, la présence de sursassite;
- à Bierleux-Haut (4, fig. 9), affleurent plusieurs niveaux à coticule au sein des phyllades bordeaux;
- dans le talus, le long de la Route de Xhierfomont à Meuville (Lambert 72: x750198-y621845) et dans le bois à l'ouest de Bierleux-Haut (5, fig. 9), de la carpholite peut être observée.

Pour en savoir plus:

Fourmarier et Calembert (1941a, 1941b)

Geukens (1965)

Goemaere *et al.* (2015)

Herbosch *et al.* (2016)

Lamens et Geukens (1984)

Lamens (1985, 1986)

Lamens *et al.* (1986)

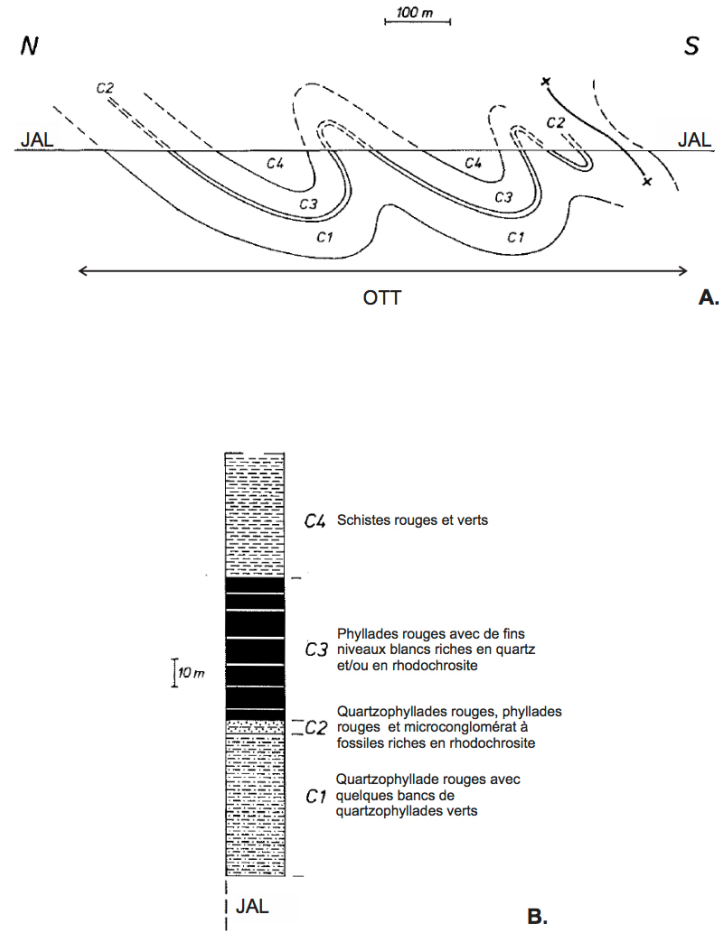


Figure 8. A. Coupe structurale du synclinal de La Lienne suivant la vallée éponyme. B. Stratigraphie de la Formation d'Otré dans le synclinal de la Lienne. D'après les descriptions de Lamens (1985), les unités C1 et C2 correspondraient au Membre de Meuville, l'unité C3 au Membre de Les Plattes et l'unité C4 au Membre de Colanhan. Abréviations: JAL, Formation de Jalhay et OTT, Formation d'Otré (modifié d'après Lamens [1985]).

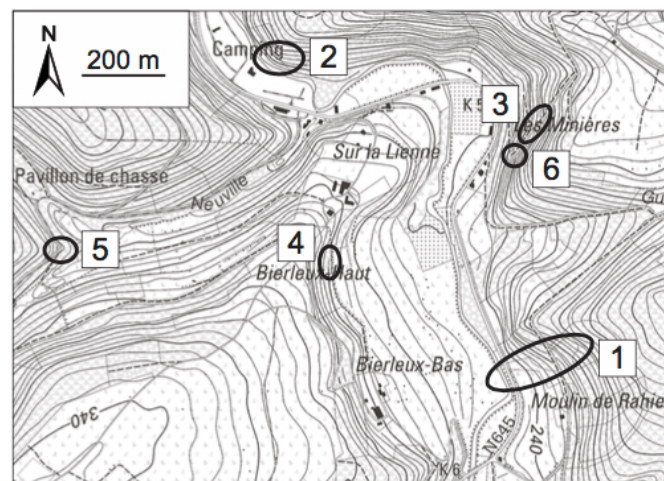


Figure 9. Localisation des affleurements dans le synclinal de la Lienne. Les affleurements 1 et 2 correspondent à la transition entre les formations de Jalhay (Membre de Lierneux) et d'Otré (Membre de Meuville), le 3 et le 4 aux affleurements de coticule au sein du Membre de Les Plattes, le 5 à un gîte de carpholite et le 6 à l'entrée d'une ancienne galerie d'exploitation de minerai (Membre de Meuville).

2.2.2. Les terrains dévoniens

Formation de Marteau (MAR)

Origine du nom: localité de Marteau dans la vallée du Wayai. La coupe est à cheval sur la limite des communes de Theux et Spa (Gosselet, 1888).

La Formation de Marteau repose en discordance sur le socle cambro-ordovicien par l'intermédiaire d'un conglomérat (poudingue de Quareux *sensu* Gosselet [1888]; Membre de Quareux *sensu* Hance *et al.* [1992]) dont l'épaisseur, la puissance et l'aspect présentent d'importantes variations. A Werbomont, Habiémont et Lorcé, le Membre de Quareux est représenté par un conglomérat constitué d'éléments plurimillimétriques à centimétriques de quartz blanc laiteux, tandis qu'à Quareux, la base du conglomérat est formée de gros éléments décimétriques, voire pluridécimétriques, de quartzites cambriens, tantôt arrondis, tantôt anguleux. Ce dernier est généralement recouvert par un conglomérat à éléments plurimillimétriques à centimétriques, constitué d'éléments de quartz (Graulich, 1951). Le reste de la formation est constitué de siltites et de grès fins argileux, généralement micacés et bigarrés (bordeaux à verts), mais la teinte bordeaux est prédominante. La dissolution des nodules carbonatés plurimillimétriques à centimétriques, fréquemment inclus au sein des siltites, confère à ces lithologies un aspect carié caractéristique. Vers la base de la formation, relevons l'occurrence de quartzites qui rappellent fortement les quartzites de la Formation du Bois d'Ausse sus-jacente.

En rive gauche de l'Amblève, et quelques centaines de mètres en amont du hameau de Naze et de la confluence avec la Chefna, les travaux de levé ont permis d'observer le développement d'un important niveau de quartzites clairs. Il se développe à proximité de la base des shales et siltites bordeaux qui, plus au nord, caractérisent seuls cette formation, au-dessus du Membre de Quareux. Ces dépôts, dont l'épaisseur est de l'ordre d'une quinzaine de mètres, n'ont cependant pas été observés en face de la confluence avec le ruisseau du Chefna, soit 700 mètres à l'aval. Nous pensons qu'il s'agit là des premières traces de la Formations de Waimes bien développée à l'est, sur la carte voisine Stavelot-Malmedy (Lamberty *et al.*, sous presse) qui signaleraient ainsi son extension jusque sur la bordure nord-ouest du Massif de Stavelot.

Selon Asselberghs et Geukens (1959), la base du Gedinnien est formée le plus souvent d'un ou plusieurs bancs de conglomérat à éléments plurimillimétriques à centimétriques de quartz laiteux et de bancs de quartzite partiellement poudinguiforme contenant des enclaves schisteuses, qui alternent avec des schistes lie-de-vin et bigarrés; elle atteint 7 m de puissance. Au nord de la confluence de l'Amblève avec le ruisseau de la Belle Foxhalle, jusqu'à la limite nord de la feuille, la base est un poudingue à gros éléments pluricentimétriques à pluridécimétriques de quartzite bleu foncé et de quartz laiteux, à ciment généralement siliceux peu abondant, parfois constitué de schiste rouge en quelques rares endroits. Le conglomérat à gros éléments souvent très anguleux est particulièrement développé à Quareux, dans le versant de la rive droite de l'Amblève. Les couches de base, puissantes d'environ 50 mètres, y sont formées de quatre bancs de conglomérat, séparés par des schistes lie-de-vin, comme suit et de bas en haut (conglomérat = C, schistes = S): C: 2m, S: 5 à 6m, C: 3,5m, S: 14m, C: 4m, S: 7m, C: 10m. Le banc inférieur renferme des éléments de quartzite atteignant 35 cm. Au-dessus de ce conglomérat à gros éléments, on observe parfois en quelques endroits, au milieu de schistes lie-de-vin, un banc de conglomérat à éléments plurimillimétriques à centimétriques ou, d'une couche conglomératique à matrice schisteuse rouge abondante avec des cailloux roulés de 2 à 3 cm.

Epaisseur: 300 m à Werbomont (Asselberghs, 1946). Notons qu'à Eupen, cette formation atteint à peine 163 m (Dejonghe *et al.*, 1994a).

Age: Lochkovien. A Nonceveux, le sommet de la Formation de Marteau est proche de la limite entre les zones à spores Si et G (Steemans, 1989a, 1989b) (figs. 10 et 11). Dans la Fenêtre de Theux (Spa), des spores de la biozone R (Lochkovien basal) ont été recueillis quelques mètres au-dessus de la discordance (Dejonghe *et al.*, 1994a).

Utilisation: le conglomérat du Membre de Quareux a été exploité localement pour la production de moellons de construction, de même que le membre quartzitique interstratifié dans les shales et siltites bariolés, ainsi qu'en attestent quelques petites excavations découvertes pendant les levés.

Affleurements représentatifs:

- le conglomérat de base (Membre de Quareux), constitué de gros éléments, est magnifiquement exposé à Quareux (Lambert 72: x747632-y627088);
- le long de l'Amblève, à l'est de Bèhé (Lambert 72: x747084-y627216), affleurent les shales, siltites et grès de teinte rouge, verte ou bigarrée;
- en rive gauche de l'Amblève, à proximité du Champ de Quareux, affleurement de la discordance entre les formations de La Gleize et de Marteau (Lambert 72: x746913-y626252), ainsi qu'entre les formations de La Venne et de Marteau (Lambert 72: x746970-y625860);

- en rive gauche également, à proximité de cette discordance, affleurements intéressants du membre quartzitique (Formation de Waimès), dans une zone comprise entre les points Lambert 72: x746700-y626427, x746872-y626255 et x746938-y626650).

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Graulich (1951)

Barchy et Marion (sous presse)

Hance *et al.* (1992)

Neumann-Mahlkau (1970)

Marion et Barchy (sous presse)

Chrono.			Formation	Ancienne nomenclature
P.	E.	Et.		
DEVONIEN	Sup.	Fras.	Nismes/Lustin	Frasnien supérieur (F2)
	Moyen	Givetien	Fromelennes	Frasnien inférieur (F1)
			Névremont	Givetien supérieur (Gv2)
			Pépinster	Couvinien inférieur à supérieur (Co1a-Co1b-Co2) - Givetien inférieur (Gv1)
		Eifelien		
	Inférieur	Emsien	Bumot	Emsien moyen à supérieur (E2-E3)
			Acoz-Wépion	Siegenien supérieur (S3) - Emsien inférieur (E1)
		Praguien	Solières	Siegenien moyen (S2)
			Bois d'Ausse - Nonceveux	Siegenien inférieur (S1)
		Lochkovien	Marteau	Gedinnien supérieur (G2)

Figure 10. Les formations du Dévonien du bord oriental du Synclinorium de Dinant (d'après Asselberghs [1946], Bultynck *et al.* [1991], Godefroid *et al.* [1994], Boulvain *et al.* [1999] et Bultynck et Dejonghe [2001a]). P: Période; E: Epoque; Et.: Etage; G: Groupe.

Regroupement des formations du Bois d'Ausse et de Nonceveux (BAU-NON)

Ces deux unités lithostratigraphiques, au demeurant fort semblables, ont été regroupées en raison des mauvaises conditions d'affleurement rencontrées sur le territoire cartographié. Par ailleurs, le regroupement des formations de Saint Hubert et de Mirwart et leur passage à la Formation du Bois d'Ausse a déjà été réalisé sur la carte Hamoir-Ferrières (Marion et Barchy, sous presse) et nous l'utilisons sur la présente carte.

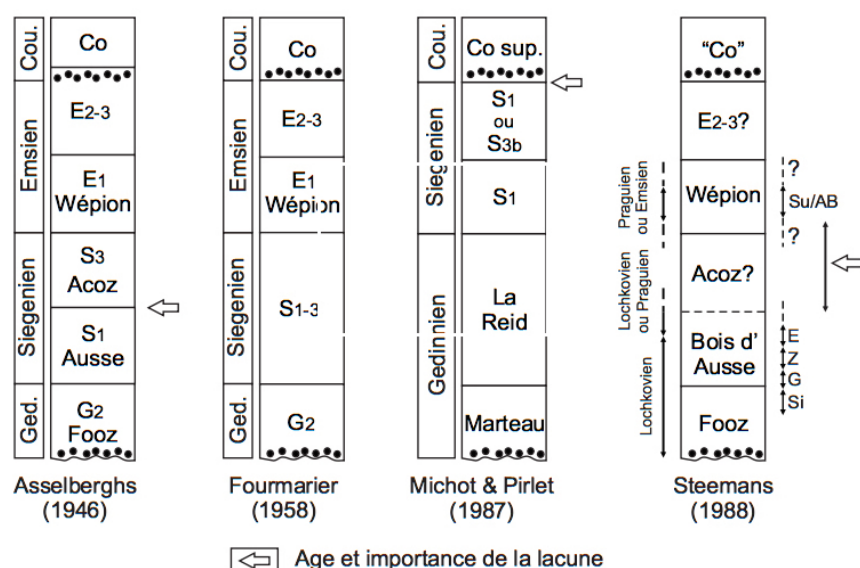


Figure 11. Tableau comparatif. Evolution de la stratigraphie du Dévonien inférieur de la Fenêtre de Theux, située immédiatement au nord de la présente carte (Steemans, 1988).

Formation du Bois d'Ausse (BAU)

Origine du nom: lieu-dit Bois d'Ausse, à l'est de Sart-Bernard en province de Namur (d'Omalius d'Halloy, 1868).

La Formation du Bois d'Ausse correspond à des alternances de grès et de quartzite en bancs épais, au sein desquelles s'intercalent de minces niveaux schisteux. Celles-ci sont fréquemment interrompues par des passées parfois épaisses de siltite et de grès argileux. Les grès grenus à *mud chips* (galets mous) sont caractéristiques de la formation, de même que la

présence de schistes de teinte bleu foncé. Les teintes sont assez variables: rouges, vertes, voire bigarrées.

Selon Asselberghs et Geukens (1959): «l'assise forme le sous-sol des points culminants de la région éodévonienne. Quartzite gris, blanchâtre et bleu clair à enclaves schisteuses, en bancs de 30 cm à environ 1 m de puissance et en paquets de 2 à 7 m alternant avec des schistes bigarrés, vert clair, lie-de-vin, d'autre part gris-bleu et bleu foncé; aussi des quartzophyllades». Selon Asselberghs (1946), la Formation du Bois d'Ausse passerait à la Formation de Mirwart à proximité de la localité d'Ernonheid, au bord oriental de la carte.

Des hétérostracés (poissons agnathes) ont été signalés à la base de la formation (Raynaud, 1942; Blieck et Goujet, 1991; Thirion et Blieck, 2009)

Epaisseur: variable, de l'ordre de 300 m à Nonceveux, juste au nord de la carte dans la vallée de l'Amblève.

Age: Lochkovien à Praguien (figs. 10 et 11), selon les datations palynologiques de Steemans (1988, 1989).

Utilisation: quelques carrières ont été ouvertes localement dans les barres de grès et de quartzite pour la production de moellons (habitat traditionnel).

Affleurements représentatifs:

- petites excavations abandonnées dans les Bois d'Aywaille au sud de Nonceveux, en direction du pavillon forestier de Gernoufosse;
- à l'est de la Chapelle Ste-Anne (Houssonlonge) (Lambert 72: x742281-y624069)
- une série de vieilles excavations au méridien d'Ernonheid.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Formation de Nonceveux (NON)

Origine du nom: tranchée de la route N633, en rive droite de l'Amblève à Nonceveux, hameau de la commune d'Aywaille (Hance *et al.*, 1992).

La Formation de Nonceveux est caractérisée par une succession séquentielle granoclassée. Chaque séquence comporte un terme arénacé (grès/quartzite) à la base et un terme pélitique (shale/siltite) au sommet, où les récurrences gréseuses et silto-gréseuses ne sont cependant pas rares. Les limites entre ces séquences sont tranchées, voire fréquemment ravinantes. Les lithologies fines sont à dominante bordeaux. A Nonceveux, Monseur (1959) a dénombré 19 séquences dont la puissance varie entre 1,6 m et 15 m.

Epaisseur: de l'ordre de 110 m à Nonceveux (Monseur, *ibid.*)

Age: Praguien (figs 10 et 11). Les spores recueillies au stratotype indiquent les biozones E à W (Stemans, 1981, 1989a; Hance *et al.*, 1992).

Utilisation: aucune connue, mais il est possible que les bancs de grès/quartzite aient été exploités localement.

Affleurements représentatifs: aucun sur la carte Harzé - La Gleize. Le meilleur affleurement est celui de la coupe de Nonceveux, sur la carte Louveigné-Spa (Marion *et al.*, sous presse) qui correspond au stratotype de la formation, situé immédiatement au nord de la présente carte (Lambert 72: x747182-y629755).

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Dejonghe *et al.* (1994b)

Regroupement des formations de Solières et d'Acoz (SOL-ACO)

Ces deux unités lithostratigraphiques ont été regroupées sur le territoire cartographié, en raison des mauvaises conditions d'affleurement rencontrées. Cette configuration est bien

établie sur la carte voisine Hamoir-Ferrières (Marion et Barchy, sous presse) où a lieu par ailleurs la transition vers les formations de Villé et de La Roche.

Formation de Solières (SOL)

Origine du nom: localité de Solières, sur la commune de Huy (Maillieux et Demanet, 1928).

La Formation de Solières est principalement constituée de schistes au sein desquels s'intercalent des bancs décimétriques à pluridécimétriques de grès et de quartzite. Les teintes rencontrées varient essentiellement entre le gris et le bleu, mais les lithologies plus grossières peuvent être de tonalité claire. La teinte rouge est minoritaire. Dans son parastratotype situé à Nonceveux, la base de la formation est soulignée par un banc pluridécimétrique de quartzite verdâtre, suivi par un banc de grès argileux d'épaisseur légèrement inférieure et de teinte identique. Des brachiopodes s'y rencontrent parfois (e.a. Maillieux, 1931).

Pour Asselberghs et Geukens (1959) ces dépôts forment «un complexe quartzo-schisteux feuilleté, comprenant des quartzophyllades et des schistes quartzeux gris foncé et bleus, noirs, plus ou moins micacés, calcareux en profondeur, et des bancs de quartzite et de quartzite micacé. Il y a de rares intercalations de schistes lie-de-vin».

Epaisseur: puissance de 120 m à Nonceveux (Monseur, 1959).

Age: Praguien. Au stratotype, la Formation de Solières recouvre les biozones Paa et Paß (Stemans, 1989a, 1989b); Asselberghs (1946) et Godefroid (*in*: Stemans, 1981) y ont respectivement signalé des brachiopodes tels que les térébratulidés *Rhenorensseleeria strigiceps* et *Crassirensseleeria crassicosta*. Voir aussi les figures 10 et 11.

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: aucun sur la carte Harzé-La Gleize. Le meilleur affleurement est celui de la coupe de Nonceveux, le long de la route N633 sur la carte voisine Louveigné-Spa (Marion *et al.*, sous presse), pratiquement en face du pont sur l'Amblève (Lambert 72: x746843-y629708).

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Hance *et al.*, (1992)

Dejonghe *et al.* (1994c)

Formation d'Acoz (ACO)

Origine du nom: localité d'Acoz, dans la commune de Gerpennes (Anonyme, 1892).

La Formation d'Acoz se singularise par des alternances de grès micacés rouges, verts à bigarrés et de schistes de teinte similaire. Des bancs de grès de tonalité claire sont également présents.

D'après Asselberghs et Geukens (1959), ce sont des «quartzites rosés, légèrement rouges, blancs, généralement micacés, parfois psammitiques, intercalés dans des schistes gréseux lie-de-vin, verts et bigarrés».

Epaisseur: variable, de l'ordre de 150 m (à 200m maximum) à Remouchamps (Asselberghs, 1946).

Age: Praguien (figs 10 et 11), d'après Steemans (1988, 1989a).

Utilisation: aucune connue.

Affleurements représentatifs: aucun sur la carte, mais à proximité immédiate, sur la carte Louveigné-Spa (Marion *et al.* soumis), la coupe de Nonceveux, qui longe la route N633 en rive droite de l'Amblève, constitue un bon site d'observation de la formation.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Formation de Wépion (WEP)

Origine du nom: d'après les carrières situées à proximité de la localité de Wépion, dans la commune de Namur (Gosselet, 1888).

La Formation de Wépion est constituée de gros bancs pluridécimétriques, voire métriques, souvent lenticulaires, de grès lithique grossier, voire graveleux et de quartzite. Généralement de teinte verte à gris-vert, ils prennent une patine brunâtre typique à l'altération. Localement, ces bancs peuvent incorporer des éléments plurimillimétriques à pluricentimétriques de quartz et de quartzite. Des passées silteuses vertes à rouges, plus rarement grises, viennent s'intercaler entre les différentes barres gréseuses et/ou quartzitiques. Par endroits, la partie inférieure de la formation comporte des niveaux rouges similaires à ceux observés au sein de la Formation d'Acoz sous-jacente.

Epaisseur: variable, de l'ordre de 200 m à Remouchamps (Asselberghs, 1946).

Age: Emsien (figs 10 et 11) confirmé par un assemblage de spores caractéristiques de la zone AB (Stemans, 1989a, 1989b).

Utilisation: les grès et quartzites ont été exploités localement pour la production de moellons.

Affleurements représentatifs: aucun sur la carte. Quelques affleurements intéressants sont visibles sur la carte voisine Louveigné-Spa (Marion et al., sous presse), à Nonceveux. Il s'agit notamment de la base graveleuse soulignée par des plages discontinues centimétriques à pluricentimétriques de dragées de quartz et quartzite.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Formation de Burnot (BUR)

Origine du nom: localité de Burnot, sur la commune de Profondeville (Omalius d'Halloy, 1839).

La Formation de Burnot est composée de grès grossiers rouges et de conglomérats gris rougeâtre à éléments centimétriques à pluricentimétriques, le tout en bancs épais

généralement lenticulaires et séparés par des bancs de schistes et de siltites rouges, plus rarement verts (Stainier, 1994).

Selon Asselberghs et Geukens (1959), cette formation est composée, à sa partie inférieure, «d'une cinquantaine de mètres de grès graveleux rouge et vert, en paquets de 3 à 4 mètres de puissance et alternant avec des schistes rouges. S'y ajoute au sommet, un banc de conglomérat de plus de 3 mètres de puissance, formé d'éléments pluricentimétriques à décimétriques de grès et quartzite, parfois arkosique, à ciment clair. Il est probable qu'une partie des couches rouges qui surmontent ce conglomérat appartienne encore au Dévonien inférieur». Cet ensemble déposé sur un talus continental marin et qui n'est pas un conglomérat de base, est l'équivalent du «poudingue de Wéris» d'une région plus méridionale.

Epaisseur: variable, de l'ordre de 200 m pour l'Emsien moyen et 40 m pour l'Emsien supérieur (F. de Burnot), à Remouchamps (Asselberghs, 1946).

Age: Emsien supérieur, E3 selon Asselberghs (1946 et 1954). Aucun élément biostratigraphique n'a permis de lui attribuer un âge. Il est possible que la partie supérieure soit d'âge eifelien, ce qui est le cas de la partie supérieure de la Formation d'Hampstead, dont elle est l'équivalent latéral (Stainier, 1994). Voir aussi les figures 10, 11 et 12.

Utilisation: les conglomérats ont été exploités localement pour la production de moellons.

Affleurements représentatifs:

- dans le vallon du ruisseau du Fourneau, à l'est de la localité de Harzé et du hameau de Pavillonchamps (conglomérat) et, au lieu-dit "le Bordai" (Lambert72: x242861-y127727), dans le coin nord-ouest de la carte.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Formation de Pépinster (PER)

Origine du nom: localité de Pépinster, située à la confluence de la Vesdre et de la Hoëgne (Dejonghe *et al.*, 1991).

La Formation de Pépinster est majoritairement composée de shales et de siltites à clivage schisteux et de grès dont les teintes sont vertes et rouges, ou bigarrées. Des bancs de calcaire parfois riche en crinoïdes apparaissent dans la partie supérieure de la formation. Certains bancs de grès sont pétris de moules internes d'articles de crinoïdes pour l'essentiel, mais aussi de bivalves et de brachiopodes. Des niveaux à plantes ont été signalés (e.g. Liégeois, 1955; Lessuisse et Fairon-Demaret, 1980). Les figures sédimentaires sont nombreuses: chenaux, rides de courants, pseudonodules, etc.).

D'après Asselberghs et Geukens (1959), l'Eifelien (anc. Couvinien) «présente le faciès septentrional dit "Grauwacke de Rouillon", caractérisé par le développement de roches gréseuses, aux dépens de roches calcaires et, par la présence d'apports du continent de l'Old Red Sandstone, sous forme de couches quartzoschisteuses rouges, lie-de-vin et bigarrées. Les couches rouges se localisent principalement au sommet et à la base de l'étage, enveloppant ainsi un membre gréseux gris ou bleu, abondamment fossilifère, d'où la distinction possible de trois membres dans cette formation. Le membre inférieur est formé de shales, siltites et, plus accessoirement, de grès rouges dans son entièreté, sauf entre Harzé et Priestet. Le membre médian est un ensemble gréseux, gris bleuâtre devenant vert sale par altération, à grain excessivement fin (roche pélitique, siltstone), abondamment micacé, passant à des grès argileux «arkosiques» (anc. psammites). Les grès sont souvent calcareux et passent parfois à des calcaires gréseux; subsidiairement quelques shales et siltites verts. Au sommet, se développe un horizon graveleux épais de quelques cm à éléments roulés de 2 à 4 mm, mais dont quelques-uns atteignent 15 mm. Les couches sont abondamment fossilifères: crinoïdes, végétaux, plaques de poissons, etc. Le membre supérieur rouge est formé de shales et siltites rouge amarante ou rouge brique, qui renferment à leur sommet un paquet de quartzites et de grès argileux «arkosiques» (anc. psammite) rouges à bruns, fossilifères: fenestelles, tabulés, crinoïdes, etc».

Epaisseur: 260 à 280 m dans la région de Harzé, soit 70 à 80 m pour le membre inférieur, 110 à 125 m pour la partie moyenne (membre moyen) et 65 m pour le membre supérieur (Asselberghs, 1952); contre respectivement 65 m (partie inférieure rouge), 75 m (partie moyenne gréseuse grise, gris vert ou bleue) et 70 m (partie supérieure rouge) soit un total de 210 m à Remouchamps; 330 m à Ferrières.

Age: Eifelien-Givetien (fig. 12).

Utilisation: les grès micacés ont été largement exploités pour la production de pavés et de pierres de parement (Macar *et al.*, 1947).

Affleurements représentatifs:

- Pavillonchamps, vallée du ruisseau du Fourneau;

- zoning de Houssonlonge;
- carrières au nord de Harzé, dans le coin NW de la carte, notamment la carrière Le Bordai (Lambert 72: x242792-y127889).

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1913, 1952 et 1955)

Liégeois (1956)

Lessuise *et al.* (1979)

Lessuise et Fairon-Demaret (1980)

Thonon (1980)

Waleffe (1962)

		BORD EST DU SYNCLINORIUM DE DINANT	VEDRE	BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT
		REMOUCHAMPS		
FRASNIEN GIVETIEN COUVINIEN EIFELIEN EMSIEN		Nismes	Presles/ Nismes	Presles/ Nismes
		Fromelennes	Le Roux	Le Roux
		Névremont	Névremont	Névremont
		Pépinster	Pépinster 97 m	Rivière 77 m
		Burnot ?	Vicht 80 m	
			Winenne	Burnot

Figure 12. Les formations du Dévonien moyen, au nord et au nord-ouest du Massif de Stavelot (d'après Bultynck *et al.*, 1991, fig.2). La carte est concernée par le rectangle rouge.

Formation de Névremont (NEV)

Origine du nom: hameau de Névremont dans la commune de Fosses-la-Ville (Lacroix, 1974).

La Formation de Névremont correspond au premier épisode franchement carbonaté reconnu au sein de la succession dévonienne dans la région cartographiée. Elle est essentiellement

constituée de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire au sein desquels viennent s'intercaler de minces niveaux schisteux de teinte foncée. Les calcaires sont assez variés : gréseux et laminaires, francs, ou biostromaux (stromatopores, coraux rugueux coloniaux dont *Hexagonaria*, tabulés, etc). Les lumachelles à stringocéphalidés sont fréquentes dans la partie supérieure de la formation.

Epaisseur: de 150 m (correspond à l'épaisseur de l'ancien Gv2) à 70 m dans le nord de la planchette Harzé (Asselberghs, 1952).

Age: Givetien inférieur (fig. 12).

Utilisation: quelques carrières ont été ouvertes dans ces calcaires, probablement pour la production de pierres de construction.

Affleurements représentatifs: anciennes carrières au nord de Harzé, notamment aux lieux-dits Bois du Gibet et Luhan.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1952)

Waleffe (1962)

Formation de Fromelennes (FRO)

Origine du nom: localité de Fromelennes, au sud de la ville de Givet, en France (Maillieux, 1922).

Comme sur la carte géologique voisine Louveigné-Spa n°49/3-4 (Marion et al., sous presse), dans la vallée de l'Amblève à Remouchamps, la Formation de Fromelennes débute par une dizaine de mètres de calcschistes, de calcaires gréseux («macigno» *auct.*) et de grès carbonatés. La puissance de cet ensemble diminue rapidement vers le nord et seuls les calcaires gréseux subsistent. En fonction du degré d'altération, ces derniers prennent une teinte ocre caractéristique. Ils constituent l'équivalent latéral des schistes du Membre de Flohimont. Le sommet de la partie inférieure de la formation inclut quelques bancs riches en stromatopores, coraux rugueux et brachiopodes stringocéphalidés. Viennent ensuite des bancs

décimétriques à pluridécimétriques de calcaire fin, fréquemment dolomitique, avec quelques niveaux construits. Le sommet de la formation inclut des bancs minces de calcaire laminaire, gris foncé à noir.

Epaisseur: 80 m à Remouchamps d'après Coen-Aubert (1991)

Age: Givetien supérieur (figs. 12 et 13). La partie inférieure recèle encore quelques stringocéphalidés.

Utilisation: les grès calcaireux de la base de la formation (Membre de Flohimont) ont été localement utilisés pour la production de moellons et de pavés (Fourmarier, 1900, 1958). A titre anecdotique, Fourmarier (1900: pp. 57-58) signale qu'un banc de calcaire gréseux donnait «une chaux très hydraulique, à prise rapide, acquérant une assez grande dureté après un certain temps».

Affleurements représentatifs: aucun sur la carte. Le meilleur affleurement situé à proximité est la coupe de l'ancienne gare de Remouchamps, sur la carte Louveigné-Spa (Lambert 72: x245579-y130251).

Pour en savoir plus:

Bellière et Marion (2016)

Coen et Coen-Aubert (1971)

Waleffe (1962)

Formation de Nismes (NIS)

Origine du nom: Nismes, village de la commune de Viroinval (Bultynck *et al.*, 1988).

La Formation de Nismes est essentiellement composée de schistes fissiles brunâtres à verdâtres et assez peu fossilifères. A Dieupart, à proximité d'Aywaille, (Coen, 1968), elle débute par un niveau métrique de calcaire nodulaire et limonitique.

Epaisseur: d'après Fourmarier (1900), l'épaisseur de la formation s'élève à 13 m dans la région d'Aywaille; elle s'amincit ensuite drastiquement vers le nord sur la carte voisine

Louveigné-Spa (Marion et al., sous presse) et passera à la Formation de Presles qui atteint 2,5m sur la carte Tavier-Esneux (Bellière et Marion, 2015).

Age: Frasnien inférieur (figs. 12 et 13). Les conodontes *Ancyrodella rotundiloba*, fossile guide de la base du Frasnien), et *Polygnathus asymmetricus* ont été recueillis à la base de la formation dans la région d'Aywaille-Dieupart (Coen, 1974). Signalons la présence de rares brachiopodes (*Eodmitria* sp.) et de bivalves (*Lyriopecten gilsoni* signalés par Coen 1968).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: aucun sur la présente carte. Immédiatement au nord, sur la carte voisine Louveigné-Spa (Marion et al., sous presse), la formation affleure au sud de la carrière de Dieupart, ouverte principalement dans les calcaires de la Formation de Lustin (Lambert 72: x243 477-y129 989).

Pour en savoir plus:

Fourmarier (1900, 1958)

Coen (1968, 1974)

Waleffe (1962)

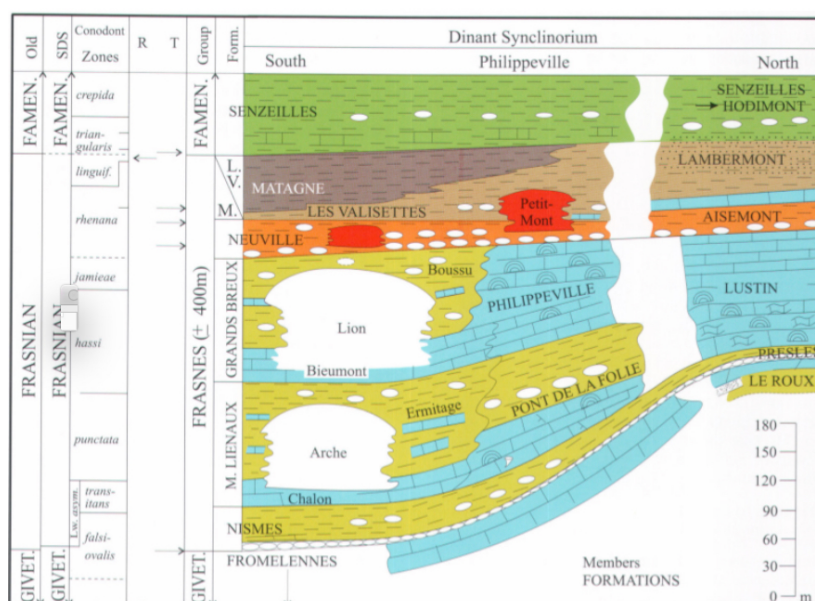


Figure 13. Relations et évolution des formations du Frasnien aux bords sud, nord et nord-est du Synclinorium de Dinant (d'après Bultynck et Dejonghe, 2001a, fig.6).

Formation de Lustin (LUS)

Origine du nom: Lustin, localité de la commune de Profondeville (Coen-Aubert et Coen, 1975).

La Formation de Lustin coiffe abruptement les schistes de la Formation de Nismes et débute généralement par un banc de calcaire riche en coraux («marbre Sainte-Anne» *auct.*). Elle se poursuit par des bancs souvent massifs (pluridécimétriques à métriques, voire plurimétriques) de calcaire de teinte gris clair à gris foncé. Ceux-ci sont généralement riches en stromatopores, rugueux et tabulés. La base de la formation est fréquemment dolomitisée. Sa partie supérieure comprend des calcaires finement laminaires, des brèches intra-formationnelles et peut exposer des fentes de dessiccation. A Dieupart, sur la carte voisine Louveigné-Spa, deux épisodes de schiste carbonaté et de calcaire argileux interrompent la succession carbonatée; le premier d'entre eux contient de nombreux brachiopodes et des coraux (tabulés, rugueux, etc).

Epaisseur: près de 150 m.

Age: Frasnien moyen (fig. 13).

Utilisation: aucune sur le territoire de la carte. Sur les cartes voisines : pierre de construction (gros œuvre et ornemental), pierre à chaux, granulats, etc.

Affleurements représentatifs: aucun sur la présente carte. A proximité immédiate, l'ancienne carrière de Dieupart (Lambert 72: x243419-y130457) située sur le territoire de la carte Louveigné-Spa (Marion et al., sous presse) constitue un très bel affleurement.

Pour en savoir plus:

Coen (1968, 1970, 1974)

2.2.3. Les terrains post-paléozoïques***Formation de Malmedy (MAL)***

Origine du nom: ville de Malmedy (Dumont, 1832).

La Formation de Malmedy, connue naguère sous le nom de « Poudingue de Malmedy », inclut essentiellement des conglomérats à matrice argileuse à argilo-calcareuse. Elle s'étend depuis Xhoffraix-Malmedy jusqu'à Basse-Bodeux, sur une longueur d'environ 22 km et une largeur de 2 à 3 km (Geukens, 1956). Renier (1902) a divisé cette unité en membres : inférieur, moyen et supérieur. Seul le second a été reconnu dans la région cartographiée, à savoir dans le lambeau de Basse-Bodeux. Ce dernier est composé d'une matrice rouge argilo-calcareuse et d'éléments plus ou moins arrondis, plus ou moins jointifs et de taille plurimillimétrique à pluricentimétrique. Notons également l'occurrence de bancs calcaro-gréseux de taille pluridécimétrique (contenant quelques éléments plurimillimétriques) intercalés entre les bancs de conglomérats. Parmi les éléments constitutifs des bancs conglomératiques figurent en premier lieu des débris résultant du démantèlement du socle cambro-ordovicien et des roches du Dévonien inférieur (quartz, quartzite, grès, etc.) auxquels s'ajoutent des débris de calcaire fossilifère (coraux, brachiopodes, etc.) du Dévonien moyen (e.g. Dewalque, 1868; Renier, 1902). Cependant, dans le lambeau de Basse-Bodeux, ces derniers sont de plus petite taille (2 à 7 cm) et moins abondants (26% à 37%) (Dewalque, 1868; Renier, 1902; Bultynck *et al.*, 2001). Selon Smolderen (1987), ces éléments carbonatés seraient d'un âge compris entre l'Emsien supérieur et le Tournaisien, d'après la faune qu'ils renferment et proviendraient de sources multiples, dont le Synclinorium de l'Eifel pour le Dévonien.

Epaisseur: de l'ordre de 70 m pour le membre moyen à Basse-Bodeux (Ozer, 1971).

Age: controversé mais, sur base de mesures paléomagnétiques, il serait Permien (de Magnée et Nairn, 1962). Jusqu'à présent aucune datation biostratigraphique n'a donné de résultat.

Utilisation: jadis à Basse-Bodeux, quelques bancs de grès grossier ou de conglomérat pisaire ont été exploités comme pierre de taille et utilisés comme matériaux de construction (Lambert, 1847; Dewalque, 1868; Macar *et al.*, 1947).

Affleurements représentatifs:

- en rive ouest du Ruisseau de Bodeux à Henrimoulin, nous pouvons observer un bel affleurement du conglomérat (Lambert 72: x754896-y618441);

- au sud-ouest d'Henrimoulin (carte Bra-Lieurieux), la Formation de Malmedy affleure le long de la Route du Moulin (Lambert 72: x754580-y617942) et dans un talus, à l'intersection entre la Route du Moulin et Trouboussir (Lambert 72: x754695-y618105).

Pour en savoir plus:

Dewalque (1868)

Renier (1902)

Antun (1954)

Ozer (1967)

2.2.4. Les terrains mésozoïques

Formation de la Vecquée (VEC)

Origine du nom: des voies de communications ancestrales, notamment une chaussée romaine appelée ultérieurement «La Vecquée», qui reliaient Tongres à Trier, en passant par Liège et le Plateau des Hautes Fagnes. Elle rejoint la *Via Mansuerisca* à proximité de la Baraque Michel, en passant à travers les champs de lithalses périglaciaires déveveloppés sur les dépôts de silex résiduels et les sables tertiaires qui recouvrent partiellement les sommets les plus élevés du Massif de Stavelot (Lamberty *et al.*, sous presse).

Des silex résiduels ont été observés sur le plateau (altitude>540m), à l'extrémité nord-est de la planchette de La Gleize, au lieu-dit La Vecquée. Ils y avaient déjà été mentionnés par Dewalque (1899) ainsi que par Asselberghs et Geukens (1959). Par analogie avec ce qui a été observé dans les Hautes-Fagnes toutes proches (e.a. Dewalque, 1885; Marlière, 1954; Bless et Felder, 1989; Dhondt et Jagt, 1997), ces silex résiduels résultent de l'altération de dépôts crayeux marins d'âge maastrichtien, proches de ceux des formations de Gulpen et de Maastricht, telles que définies dans le Pays de Herve.

Epaisseur: variable, de 2 à 6 m, voire d'avantage (Asselberghs et Geukens, 1959).

Âge: Maastrichtien (Crétacé supérieur).

Utilisation: aucune connue.

Affleurements représentatifs: des débris de silex de taille centimétrique à décimétrique jonchent ponctuellement le sol de la Crête de La Vecquée (fig. 14).

Pour en savoir plus:

Macar et Alexandre (1960)

Alexandre et Thorez (1995)

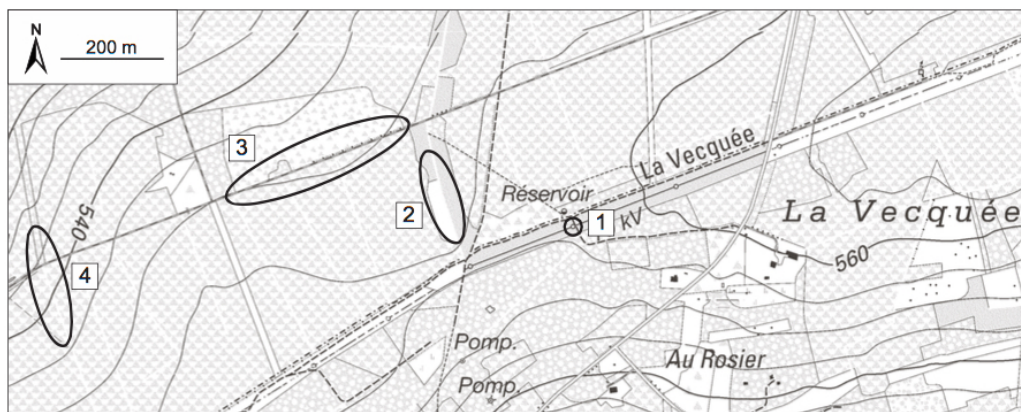


Figure 14. Localisation des affleurements de silex résiduels. Les zones 1, 2, 3 et 4 correspondent aux endroits où des débris de silex jonchent le sol.

2.2.5. Les terrains cénozoïques

Dépôts sableux (SBL)

Asselberghs et Geukens (1959, 1960) ont signalé deux dépôts de sable sur la planchette de La Gleize et un autre sur la planchette de Harzé. Lors du levé de la carte, seul ce dernier, situé à l'ouest de la Chefna (sables de la Chefna) a été observé à l'occasion d'un petit carottage manuel à la tarière. Ceux mentionnés sur l'autre planchette sont localisés, d'après les tracés d'Asselberghs et Geukens (1960), au nord-ouest de Bronrome (sables de Desnié) et au Rosier (sables du Rosier). Ces trois dépôts sableux ont fait l'objet d'études de la part de Guillaume (1924) (uniquement pour les sables de Desnié), de Magnée et Macar (1936) et Bourguignon (1954).

Les sables de la Chefna ont jadis été exploités pour des besoins locaux. Ne subsistent plus à l'heure actuelle que quelques vestiges d'excavations plurimétriques, partiellement envahis par la végétation et par des déchets ménagers. Ces sables sont d'origine locale et continentale (de

Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954) et auraient un âge post-oligocène (Bourguignon, 1954).

Les sables du Rosier sont probablement d'origine marine, mais présentent un caractère mixte (origine fluvio-marine) ou remanié (de Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954). L'âge de ces sables est soit oligocène, probablement chattien, par analogie avec les sables de la Formation de Boncelles située plus au Nord (de Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954; Marion et al., sous presse; Marion et Mottequin, sous presse), soit campanien (Crétacé supérieur), par analogie avec les sables de la Formation d'Aachen (Bourguignon, 1956; Demoulin, 1987).

Là où affleuraient **les sables de Desnié**, la construction d'habitations a masqué d'éventuels affleurements. Toutefois, lors de l'exploitation de ces dépôts, Guillaume (1924) et de Magnée et Macar (1936) ont pu y lever plusieurs coupes (fig. 15). Ces sables seraient d'origine marine avec des apports locaux et continentaux et, par analogie minéralogique et pétrographique avec les sables de Boncelles, ils dateraient de l'Oligocène, probablement du Chattien (de Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954) ou du Crétacé supérieur.

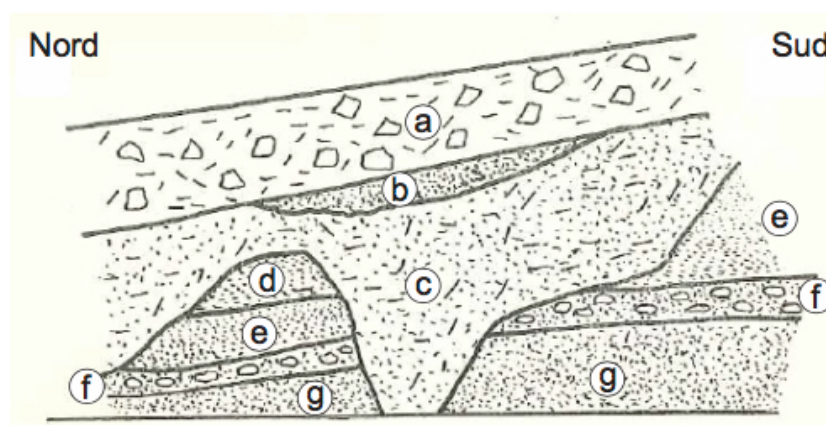


Figure 15. Coupe levée en mai 1936 par de Magnée et Macar dans l'ancienne sablière de Desnié:
a) Argile gris-blanc avec gros blocs anguleux de roches diverses, surtout de quartzites cambriens (éluvium): épaisseur 1,20 m environ.
b) Lentille de sable jaune clair: épaisseur maximum 0,40 m.
c) Argile sableuse jaune brun et rougeâtre, ravinant profondément les sables sous-jacents, stratification non visible: épaisseur variable de 0,60 à 2 m.
d) Sable rosé, avec quelques petits cailloux, passant progressivement au niveau suivant: épaisseur 0,60 m environ.
e) Sable jaune clair, avec lentilles jaune foncé et rougeâtres: épaisseur 0,60 à 1m.
f) Banc de cailloux roulés, emballés dans du sable jaune. Les cailloux, bien roulés, ont un diamètre moyen de 2 à 5 cm. Ils sont fortement altérés et s'effritent sous la pression des doigts, à l'exception de quelques rares cailloux, plus petits, de quartz blanc. La plupart des cailloux sont lardés de veines de

quartz: ils sont, selon toute probabilité, formés aux dépens des bancs de quartzites cambriens de la région: épaisseur 0,30 m.

g) Sable jaune franc: visible sur 1 m (modifié d'après de Magnée et Macar, 1936).

Epaisseur: éminemment variable, de 0 à quelques mètres.

Utilisation: seuls les sables de la Chefna et de Desnié ont jadis été exploités pour des besoins locaux.

Affleurements représentatifs:

- Ancienne sablière de la Chefna (Lambert 72: x749841-y626357).

Pour en savoir plus:

Macar et Alexandre (1960)

Demoulin (1987)

Alexandre et Thorez (1995)

Cornet (1995)

2.2.6. Les terrains quaternaires

Limons, altérites, éboulis, colluvions, dépôts de versant, coulées de solifluxion, morphologies périglaciaires.

Ces dépôts ont été décrits dans la notice explicative de la carte géologique voisine Bra-Lierneux (Geukens, 2008, modifié). Ils couvrent des étendues considérables sur les plateaux et les versants à pente douce sur lesquels ils forment un manteau relativement continu qui empêche le tracé correct des terrains sous-jacents. Ils sont formés d'un mélange de produits de désagrégation du substrat rocheux et de limons éoliens : argiles, limons et sables, dans des proportions variées, avec un contenu variable en éléments grossiers d'altérites. Leur épaisseur précise ne peut être estimée avec précision, faute d'observations fournies par des sondages, tranchées ou fouilles de bâtiments atteignant le substratum. Cependant, quelques affleurements, notamment dans la vallée du Chefna, montrent qu'elle peut atteindre plusieurs mètres.

Si leurs caractéristiques sont détaillées dans les notices explicatives des cartes pédologiques (Pahaut, 1965a, 1965b, 1970, 1971), ces terrains ne sont pas représentés sur la présente carte. Par contre, y est intégrée une surcharge particulière définissant les coulées de solifluxion qui, sur le Massif de Stavelot, ont depuis longtemps retenu l'attention des chercheurs. Elles sont formées de blocs de roches de toutes tailles, enrobés dans une matrice limoneuse plus ou moins abondante. Elles ont progressé par écoulement gravitaire lent et plastique, sur des distances parfois importantes. De ce fait, elles recouvrent le socle en place de matériaux allochtones qui peuvent être source d'erreurs d'observation assez conséquente (Geukens, 2008).

Les morphologies périglaciaires sont illustrées par des lithalses subcirculaires ou en forme de «V» très étirés (fig. 16), selon qu'ils se sont situés sur des replats sub-horizontaux ou des versants à très faible pente. Le lecteur intéressé par l'apport considérable du modèle numérique de terrain généré par le LIDAR pourra consulter les publications de Juvigné *et al.* (2015) et de Marion *et al.* (2017).

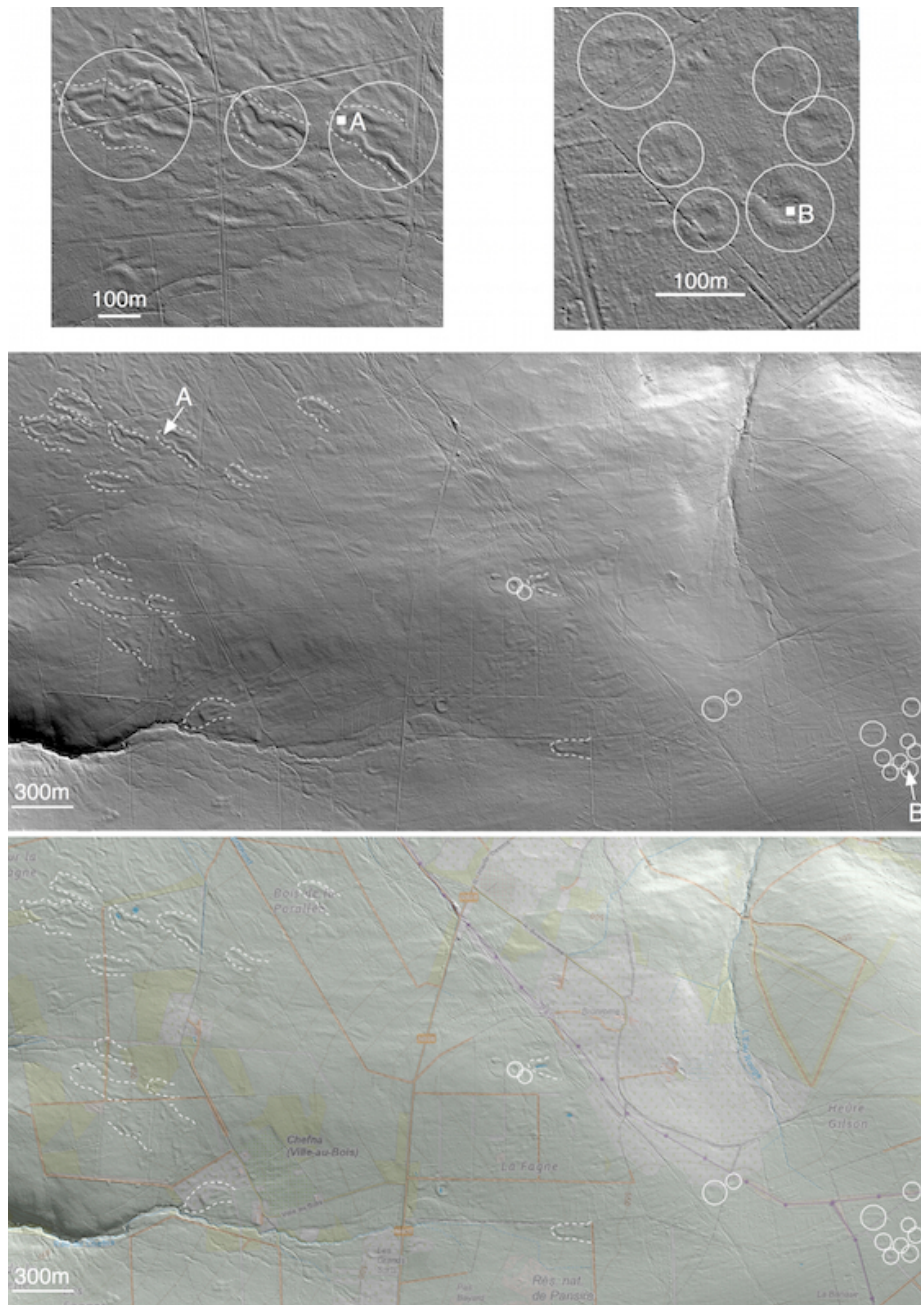


Figure 16. Les formes périglaciaires typiques telles qu'elles sont révélées sur le Lidar, ici au nord de Ville-au-Bois (lithalses en "V") et au sud de Bronromme (lithalses subcirculaires).

De nombreux cônes de déjection développés au débouché de certaines vallées secondaires sont souvent à l'origine du déplacement local du cours principal de certaines rivières.

Pour en savoir plus:

Alexandre et Thorez (1995)

Demoulin (1995a)

Juvigné (1976)

Juvigné *et al.* (2015)

Macar (1954)

Pissart (1976, 1995)

Prick et Ozer (1995)

Alluvions anciennes (ALA)

Caractéristiques des dépôts de terrasse, les alluvions anciennes comprennent des cailloux roulés siliceux d'origines diverses et de diamètre variable: quartz blanc, quartzites foncés du massif cambrien, grès et conglomérats dévoniens et cherts crétacés. L'édification successive des terrasses alluviales témoigne de phases de remblaiement suivies de phases d'érosion. Cette morphologie est liée à l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires que compte le Quaternaire récent et qui induisent des modifications du niveau marin, à l'amont duquel se construit le profil d'équilibre des cours d'eau.

Pour en savoir plus:

Alexandre-Pyre et Kuper (1976)

Cornet (1995)

Grimbérieux *et al.* (1995)

Juvigné (1976)

Laurant (1976)

Macar (1954, 1976)

Alluvions modernes (AMO)

Les alluvions modernes, qui affleurent rarement, à l'exception des coupes fournies par les berges des cours d'eau, sont constituées de sédiments divers (argileux, limoneux, sableux, grossiers, etc.), de limons et de graviers de granulométrie variable. Le tracé de leurs contours s'appuie sur l'observation de la morphologie des fonds de vallée.

Pour en savoir plus:

Cornet (1995)

Juvigné (1976)

Monjoie (1968)

Petit (1995)

3. Roches magmatiques et métamorphiques

3.1. Roches magmatiques

Sur la présente carte, des roches magmatiques affleurent dans les environs de Targnon, Coo et Henri-Moulin. Selon Geukens (1976), les roches magmatiques intrusives du Massif de Stavelot seraient d'âge pré-dévonien (calédonien).

A **Targnon**, Asselberghs et Geukens (1959, 1960) ont renseigné, le long de la N645, à proximité du pont du chemin de fer, une roche magmatique intrusive d'épaisseur métrique, incluse dans les phyllades de la Formation de La Gleize. D'après Corin (1965), cette roche est essentiellement quartzeuse et constituée de plages rectangulaires chloriteuses. Elle est également criblée d'un minéral phylliteux, probablement de l'illite (mica). Sa nature n'a pas pu être précisée en raison de son état d'altération et de l'absence de structure bien définie.

Dans les environs de **Coo**, des roches magmatiques extrusives ont été signalées et/ou étudiées par Cumont (1903), Dewalque (1903), Mathieu (1903a, 1903b, 1903c), Malaise (1904), Geukens (1950a), Denaeyer et Mortelmans (1954) et Asselberghs et Geukens (1959, 1960). Elles se rencontrent au sein de la Formation de Wanne et sont localisées dans le Bois du Layinster, à Grand Coo, sous l'ancien hôtel Belle-Vue, à la sortie nord du tunnel de Coo et à proximité du Morairu. Les affleurements de ces roches sont alignés selon la direction des couches géologiques de la région. D'après Mathieu (1903a, 1903b), les roches éruptives du Bois du Layinster, de Grand Coo et de l'ancien hôtel Belle-Vue appartiennent à une même bande. Mathieu (1903a, 1903b, 1903c) décrit la roche éruptive de Coo comme une roche gris-verdâtre, compacte et dure, avec des phénocristaux abondants. Il la définit comme un kératophyre d'âge revinien (actualisé: cambrien).

Dans le bois du **Hé du Moulin** à proximité d'Henri-Moulin, une roche éruptive a été mentionnée par Asselberghs et Geukens (1959, 1960) qui la décrivent comme une sorte de schiste, en raison de son haut degré de métamorphisme et de la présence de phénocristaux complètement séricitisés (altérés). Corin (1965) la mentionne sous le nom de la roche éruptive de Fosse.

Affleurements représentatifs:

- la roche volcanique de Targnon (Lambert 72: x750303-y623651);
- la roche intrusive de la sortie nord du tunnel de Coö (Lambert 72: x757441-y621637).

Pour en savoir plus:

Corin (1965)

Daneels et Vogel (1978)

Denaeyer et Mortelmans (1954)

Goemaere *et al.* (2015)

3.2. Roches métamorphiques

En Ardenne, le métamorphisme est responsable de la schistosité et de la formation de nouveaux minéraux tels que le grenat, l'amphibole, la magnétite, la pyrite, l'ilménite, la biotite, etc. Il n'a donc pas induit de transformation complète de la structure primitive interne de la roche (Fourmarier, 1907). Deux hypothèses ont été évoquées pour expliquer le métamorphisme de l'Ardenne:

(1) un dynamo-métamorphisme (régional) résultant de forces mécaniques;

(2) un métamorphisme de contact par la présence de roches magmatiques intrusives en profondeur, telles que du granite, a aussi été évoqué (ex. les granites de Lammersdorf, en Allemagne). Cette seconde hypothèse n'a été ni vérifiée ni confirmée.

L'ensemble des chercheurs sont actuellement d'accord sur le fait que le type principal de métamorphisme soit le dynamo-métamorphisme, mais que dans certaines régions, un métamorphisme de contact s'y soit superposé (Fourmarier, 1954b).

Dans le Massif de Stavelot, les sédiments d'âges cambro-ordovicien et dévonien inférieur ont été métamorphisés (Corin, 1929; Schreyer, 1975; Kramm, 1982). Deux phases de métamorphisme sont observées: la première est liée à l'orogénèse calédonienne, soit 397 ± 44 Ma d'après Michot *et al.* (1973) et la seconde est en relation avec l'orogénèse hercynienne, soit 305 ± 8 Ma d'après Michot *et al.* (1973) ou 308-312 Ma, d'après Kramm *et al.* (1985b).

Le métamorphisme calédonien affecte l'ensemble du Massif de Stavelot. Dans la partie septentrionale, située au nord du Graben de Malmedy, il est caractérisé par un métamorphisme anchizonal (température de 180-280°C et pression de 80-130 MPa, soit 0,8-1,3 kb, (Ferket *et al.*, 1998).

Le métamorphisme varisque affecte à la fois les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot et la couverture dévonienne qui est située au sud et à l'est de celui-ci (Bless *et al.*, 1990). C'est un métamorphisme de type faciès des schistes verts (Kramm, 1982; Ferket *et al.*, 1998). Dans le sud du massif calédonien et plus au nord, dans la vallée de la Lienne, les minéraux tels l'andalousite, la rodochrosite et le quartz indiquent des températures comprises entre 360-440°C et des pressions oscillant entre 1-2 kb, et pouvant atteindre 3 kb au maximum (Fransolet et Kramm, 1983; Kramm *et al.*, 1985a). Néanmoins, dans le synclinal de la Lienne et dans la région d'Odeigne-Dochamps, les températures auraient été légèrement plus faibles (Kramm *et al.*, 1985a). Ces faibles variations de température suggèrent ainsi un métamorphisme de type dynamothermique pour cette partie du massif (Kramm, 1982).

Dans le synclinal de la Lienne, à proximité des localités de Meuville et de Bierleux, la Formation d'Otré recèle de la carpholite, silicate magnésien uniquement observé dans des environnements hydrothermaux et métamorphiques de type faible pression-faible température. Ainsi, selon Theye *et al.* (1996), le métamorphisme du synclinal de la Lienne se range parmi ceux de faible température, c'est-à-dire de l'ordre de 300°C et probablement associé à une pression de l'ordre de 1-2 kb.

Mansy *et al.* (1999), quant à eux, considèrent le métamorphisme ardennais comme essentiellement pré-orogénique, et dont l'intensité est liée au taux d'enfouissement des sédiments dans une phase d'extension du bassin sédimentaire dévono-carbonifère.

Pour en savoir plus:

Baijot *et al.* (2011)

Goemaere *et al.* (2015)

Hatert *et al.* (2014)

Herbosch *et al.* (2016)

Mansy *et al.*, (1999)

4. Géologie structurale

La région cartographiée couvre une portion du Massif de Stavelot, le bord oriental du Synclinorium de Dinant et l'extrémité sud-ouest du Graben de Malmedy (lambeau de Basse-Bodeux)

Le Massif de Stavelot présente des structures de déformation cumulées, héritées à la fois des orogénèses calédonienne et varisque, tandis que la couverture dévonienne n'a été déformée que par cette dernière. La limite entre ces deux unités structurales est une discordance entre soulignée par un conglomérat qui est le poudingue base de la Formation de Marteau et dénommé Membre de Quareux. Dans les environs de Trois-Ponts et du Bois de Rahier, ainsi qu'entre les localités de Werbomont et de Lorcé, il s'agit d'un conglomérat constitué d'un gravier d'éléments esquilleux, plurimillimétriques à centimétriques, de quartz blanc. Du côté de Quareux par contre, c'est un conglomérat à gros éléments décimétriques à pluridécimétriques anguleux de quartzite cambrien dont l'émoussé indique un transport faible, voir nul.

Le Graben de Malmedy est un fossé d'effondrement dont l'ouverture est liée à une phase tardive d'extension du socle, qui a affecté les structures héritées des orogénèses calédonienne et varisque. Il renferme des dépôts non plissés de conglomérats permien de couleur rouge, qui sont discordants sur les structures précédentes. A l'ouest de Trois-Ponts, où sont localisés les affleurements de ces conglomérats connus sur la présente carte, la discordance entre les roches permien et le socle cambro-ordovicien et le Dévonien inférieur n'est pas clairement observable, car le contact s'effectue généralement via des failles subverticales liées à la formation du Graben de Malmedy.

Les plis

L'orogénèse calédonienne a produit des plis de d'axe est-ouest qui ont été repris par la tectonique varisque, qui s'en distingue par des plis d'axe sud-ouest – nord-est (Bless *et al.*, 1990; Fransolet *et al.*, 1977). Les plis calédoniens d'axe est-ouest sont bien exposés sur les roches ordoviciennes des vallées de la Lienne et de la Salm, où ils sont isoclinaux et à vergence nord (Fransolet *et al.*, 1977; Geukens, 1984a).

Dans la portion de socle cambro-ordovicien située à l'est et au nord de la faille de Xhoris, nous pouvons observer une succession d'anticlinaux et de synclinaux affectés de nombreux plis secondaires et de failles; ces structures sont les suivantes:

- l'**anticlinal des Fonds de Quareux**, le **synclinal du Chefna** et l'**anticlinal de La Hesbaye** une série de plis qui se succèdent, entre Quareux et Naze..Les anticlinaux des Fonds de

Quareux et de La Hesbaye, dont les cœurs sont formés par les dépôts du membre inférieur de la Formation de La Venne, sont séparés par le synclinal du Chefna qui s'ouvre sur par les phyllades de la Formation de La Gleize. Ce dernier pli est amputé de son flanc sud par la faille éponyme. Ces trois plis sont affectés de plis mineurs de vergence nord, d'axe est-ouest et d'ennoyage ouest à sud-ouest;

- le **synclinal de la Lienne**, forme un pli isoclinal complexe dont le cœur est occupé par les roches bordeaux de la Formation d'Ottre, et dont l'axe est orienté est-ouest à l'ouest de Bierleux. A l'est de cette localité, cet s'incurve légèrement en direction du nord-est. Cette structure possède un ennoyage général vers l'ouest et est compliquée d'une succession de cinq plis secondaires isoclinaux déversés vers le nord (fig. 17). L'extrémité orientale du synclinal de la Lienne est recoupée par une faille qui l'ampute d'un pli anticlinal secondaire (Fourmarier et Calembert, 1941a);

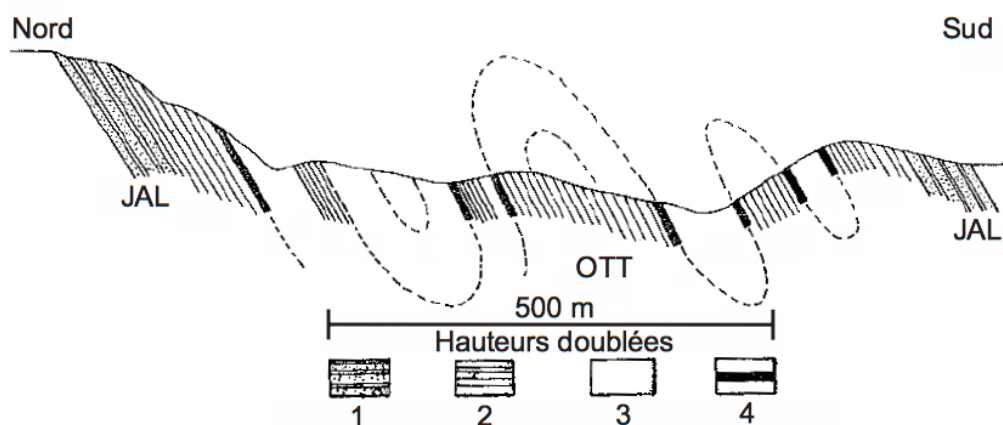


Figure. 17. Coupe du synclinal de La Lienne suivant la vallée éponyme (modifié d'après Fourmarier et Calembert [1941a]. Abréviations: JAL, Formation de Jalhay; OTT, Formation d'Ottre; 1, quartzophyllades et quartzites (Formation de Jalhay); 2, quartzophyllades (Formation d'Ottre); 3, phyllades (Formation d'Ottre); 4, couches de minerai ferro-manganésifère (Formation d'Ottre).

- le **synclinal du Roannay**, qui est le prolongement oriental du synclinal de la Lienne, accuse cette fois un ennoyage nord-est. Son cœur est occupé par les roches du Membre de Solwaster, qui constitue la base de la Formation de Jalhay. C'est un pli de vergence nord, de direction nord-est – sud-ouest. Au méridien de la Gleize, un bombement anticlinal transversal le sépare de la structure précédente, en mettant au jour les phyllades de la Formation de La Gleize;

- au sud du synclinal du Roannay, l'**anticlinal du Bois de Dessus Roanne** qui affecte les quartzites de La Venne, est un pli d'axe sud-ouest – nord-est déversé au nord et d'ennoyage

divergent, sud-ouest à nord-est de part et d'autre des rives de l'Amblève. Il est partiellement masqué par le chevauchement dû à la faille du Bois de Stalon-Xhoris;

- trois petits synclinaux à cœur ordovicien (Membre de Solwaster), isolés dans la Formation de La Gleize, peuvent être observés à l'ouest de Monceau et à l'est de La Gleize;

- aux environs de Coö et de Brume, les **anticlinaux de Grand Coö, du Bois du Tour de Coö et de Brume** affectent les roches du membre supérieur de la Formation de Wanne. Ils sont séparés par deux synclinaux constitués par les dépôts du membre inférieur de la Formation de La Venne. L'anticlinal de Grand Coö butte sur la faille du Bois de Stalon-Xhoris qui masque partiellement son flanc nord. L'anticlinal du Bois du Tour de Coö subit un décrochement dextre par la faille de Coö. Tandis que la faille du Rocher du Cœur fendu, faille inverse à pendage sud-est nommée T3 par Geukens (1950a), ampute le flanc sud de l'anticlinal de Brume. Ce dernier affiche une particularité à Trois-Ponts, celle d'un anticlinal mineur, intensément plissé dans le membre inférieur de la Formation de Wanne, dont l'axe est vertical. Des traces de cette faille T3 ont été observées le long de la ligne du chemin de fer de Trois-Ponts à Coö et le long du RAVeL, entre Trois-Ponts et Stavelot;

- le **synclinal de Trois-Ponts** est un pli densément faillé de vergence nord, qui accuse un ennoyage général vers l'ouest; son cœur est occupé par les phyllades de la Formation de La Gleize, . L'origine de ces accidents liés au resserrement extrême du pli, est discutée, notamment par Anthoine (1940) et Geukens (1950a). Ce pli affleure dans la tranchée de la gare de Trois-Ponts où, du sud vers le nord, les observations suivantes peuvent être effectuées:

- la **faille de Trois-Ponts**, de pente sud-est, affleure plus ou moins au pied de la rampe d'accès au dépôt de matériel ferroviaire. Née de la fermeture accentuée d'un anticlinal mineur local, elle recoupe des quartzites et des phyllades de la Formation de La Venne. Elle est décrite par Anthoine (1940) et nommée faille T1 par Geukens (1950a);

- un premier contact par faille de pendage sud-est apparaît ensuite entre les formations de La Venne et de La Gleize. Cette faille correspond à la faille T2 de Geukens (1950a);

- un second contact par faille de pendage sud-est entre ces mêmes formations se dégage enfin;

- le **synclinal de Werbomont**, du nom de la localité éponyme, et dont le cœur est occupé par la Formation d'Ottre, passe vers l'ouest sous la couverture des dépôts du Lochkovien charriés par la faille de Xhoris. Vers l'est, il se perd dans le Massif de Stavelot. Dans plusieurs publications, Geukens (1981, 1984b, 2012) interrompt ce pli par le biais d'une série de failles. Nos observations de terrain n'ont cependant pas apporté la confirmation du passage de ces

failles. Pour cette raison, nous n'avons pas reporté leurs tracés sur notre carte. Nous ne rejetons cependant pas leur existence;

- dans le coin sud-est de la carte, l'**anticlinal d'Aisomont** (Geukens 1950a) est développé dans la Formation de Wanne qui affleure à la sortie nord du tunnel ferroviaire proche de la gare de Trois-Ponts. Il affiche un ennoyage général sud-ouest et une vergence nord.
- dans la portion du bord oriental du Synclinorium de Dinant située à l'est de la faille de Xhoris, depuis le Fond de Harzé jusque Warmonfosse, notons la présence d'une succession d'anticlinaux et synclinaux d'ennoyage ouest. D'abord ouest - est dans le coin nord-ouest de la planchette Harzé, leur axe s'incurve progressivement dans une orientation quasi nord-sud, qui est atteinte au droit de la localité de Paradis. Ces plis sont les suivants (voir coupe CC' de la carte): **anticlinal du Laid Trou**, **synclinal du Fond de Harzé** (présence de nombreux plis secondaires), **anticlinal de Harzé**, **synclinal de Warmonfosse**, **anticlinal de Warmonfosse** et **synclinal de Paradis** (Asselberghs, 1952). Situés dans la partie nord-ouest de la carte, dans un coin limité à l'ouest par la faille de Xhoris et à l'est par le massif de Stavelot, ces plis exposent ainsi une modification remarquable et très rapide de leur direction;
- le **synclinal de Bru** est un synclinal perché, dont le cœur est formé par les quartzites et grès de la Formation du Bois d'Ausse, qui arme une crête dans le paysage du hameau de Bru. Ce pli, probablement déversé au nord-ouest, se développe possède une orientation SW-NE et correspond. Il est suivi au nord-ouest par un anticlinal à cœur lochkovien (Formation de Marteau). Geukens (2012) découpe ce synclinal par quelques failles. Celle qui passe par le Bois de Bouillon existe éventuellement (à cet endroit, les dépôts lochkoviens sont assez épais), sauf si le synclinal de Bru est un pli déversé et suivi à l'ouest par un pli anticlinal symétrique assez ouvert.

La schistosité

Sur le territoire de la carte, le clivage schisteux affecte toutes les formations dont les dépôts sont de composition argileuse et silteuse et ce, même dans une faible mesure. Le plan de clivage, que nous appelons schistosité, est invariablement disposé parallèlement aux surfaces axial des pli, tant dans les dépôts cambro-ordoviciens que dans les dépôts dévonien; il n'affecte pas les dépôts permien. Il s'agit d'une schistosité de cristallisation définie par la disposition parallèle des paillettes de séricite et de chlorite. Un microplissement très intense est fréquemment observé, marquant la proximité d'une faille. L'orientation de ces plans de schistosité diffère cependant entre ces deux ensembles, en fonction de leur appartenance aux

dépôts calédoniens, qui ont subi deux phases de plissement, ou aux dépôts dévonien, qui n'en ont subi qu'une seule.

Les failles

Les failles de charriage

Les failles de charriage qui découpent la carte Harzé-La Gleize sont celles de Xhoris, du Chefna, de Theux et de Coö:

- la **faille de Xhoris** délimite une nappe de charriage d'importance régionale marquant un rejet conséquent d'un allochtone sud sur un autochtone nord (Geukens, 1984b, 1986). Il affecte la couverture dévonienne de l'extrémité orientale du Synclinal de Dinant dans une allure sensiblement NNW-SSE et dès, l'entame du Massif de Stavelot, elle s'incurve dans une direction irrégulière globalement NNE-SSW, sous le nom de la faille du Bois de Stalon-Xhoris. Cet accident traverse la planchette de Harzé suivant une direction nord-ouest – sud-est, à partir du sud de Harzé jusqu'au Bois royal de Renier, où elle prend une direction nord - sud jusqu'au Bois Filot. Son tracé s'incurve ensuite fortement aux environs de Sol Piheu sur la carte voisine Bra-Lierneux (Geukens, 2008). A partir de là, elle repart suivant une direction approximativement sud-ouest – nord-est, en passant par La Levée, le Bois de Rahier, Beauloup, le Bois de Stalon et la partie sud du Bois de Dessus Roanne. Dans la partie occidentale de la région cartographiée, elle a charrié l'Ordovicien et le Dévonien inférieur sur les formations du Dévonien inférieur et moyen. Tandis que dans la partie méridionale, elle a charrié la Formation de La Venne sur les formations de la Gleize, de Jalhay et de Marteau et, à partir du bois de Stalon, La Formation de Wanne sur la Formation de La Venne;
- la **faille du Chefna** passe par le bois de La Hesbaye suivant une direction S-N et par le Bois de Picherotte dans une direction est - ouest pour se perdre au sud du Chefna (Ville-au-Bois). Elle correspond à une écaille locale de charriage nord affectant les formations de La Venne et de La Gleize;
- la **faille de Theux**, passe par le Bois de Lébiole et le Bois de Plain Fays (Les Aunais). D'après Geukens (2007), elle correspondrait à la fermeture sud de la Fenêtre de Theux,. Elle se marque dans le paysage par une dépression occupée par les phyllades et quartzo-phyllades tendres des formations de La Gleize et de Jalhay. Dans le Bois de Plain Fays (Les Aunais), son passage est souligné par l'alignement d'une série de captages. Elle se prolonge probablement en direction du sud-ouest pour se perdre dans le Bois de la Chapelle.

Au sud de la faille de Xhoris, la tectonique des roches cambro-ordoviciennes se complique, en raison de la proximité du Graben de Malmedy, surtout aux environs des localités de Basse-Bodeux et de Trois-Ponts. Néanmoins, une succession d'anticlinaux et de synclinaux peut être observée, ainsi qu'une série de failles dont certaines sont liées à la formation de ce graben et d'autres, à la compression de certaines structures anticlinales et synclinales.

La **faille de Coö** est décrite par Calembert *et al.* (1967) comme étant une faille de charriage, avec une composante décrochante, qui sépare au toit les roches de la Formation de La Venne (Rv3), en allure générale synclinale, et au mur les roches de la Formation de Wanne (Rv2), plissées en un anticlinal complexe. Nous ne sommes pas d'accord avec leurs descriptions et interprétations. Nous pensons en effet que la faille de Coö découpe l'anticlinal du Bois du Tour de Coö, provoquant ainsi un charriage au sein de la Formation de Wanne.

Au nord du synclinal de la Lienne, à proximité de Naze et de Stoumont, l'épaisseur de la Formation de la Gleize diminue fortement. Cette diminution peut être expliquée par la présence de deux failles appelées **failles de Naze et de Stoumont** par Geukens (1950a). La première se prolonge vers l'ouest et entame la couverture dévonienne; sa présence avait déjà été constatée par Asselberghs (1921) et Corin (1930a). La faille de Stoumont affecte uniquement la Formation de La Gleize. Ces failles ont toutes deux été définies par Geukens (1950a, 1986) comme étant des failles de compression liées à un déplacement vers le nord du synclinal de la Lienne. Ces deux failles ne forment probablement qu'un seul et même accident qui se prolonge vers l'est dans les phyllades de la Formation de La Gleize, en passant au sud du synclinal du Roannay (Geukens, 1986).

Le **Graben de Malmedy** est un fossé d'effondrement, dont la formation est d'âge syn- à post-permien, délimité par des failles bordières normales. Il abrite des dépôts conglomératiques rouges de la Formation de Malmedy; datés du Permien, ceux-ci sont discordants sur le socle dévonien et cambro-ordovicien. D'allure ENE-WSW, il divise le Massif de Stavelot en deux antiformes de tailles inégales et de structuration différente (Geukens, 1957). Un resserrement des failles bordières de ce fossé, à proximité de la localité de Trois-Ponts (fig. 18), de même qu'un bombement transversal, divisent la structure en 2 «bassins» permien, à savoir Basse-Bodeux et Stavelot, ne laissant au milieu qu'une découverte du socle plissé calédonien, partiellement recouvert de siltites et de microconglomérats de la Formation de Marteau

Au nord du graben, deux directions générales sont présentes: (1) dans la partie centrale et orientale, la direction générale des couches est d'environ N50°E, c'est-à-dire parallèle à la direction hercynienne et (2) dans la partie occidentale, la direction générale est E-W; elle est probablement liée à un entrainement du Massif de Stavelot vers le nord, sous l'influence du déplacement du Synclinorium de Dinant (Robaszynski et Dupuis, 1983; Geukens, 1986). Au contraire, au sud du graben, c'est la direction calédonienne qui domine (Geukens, 1986). Le

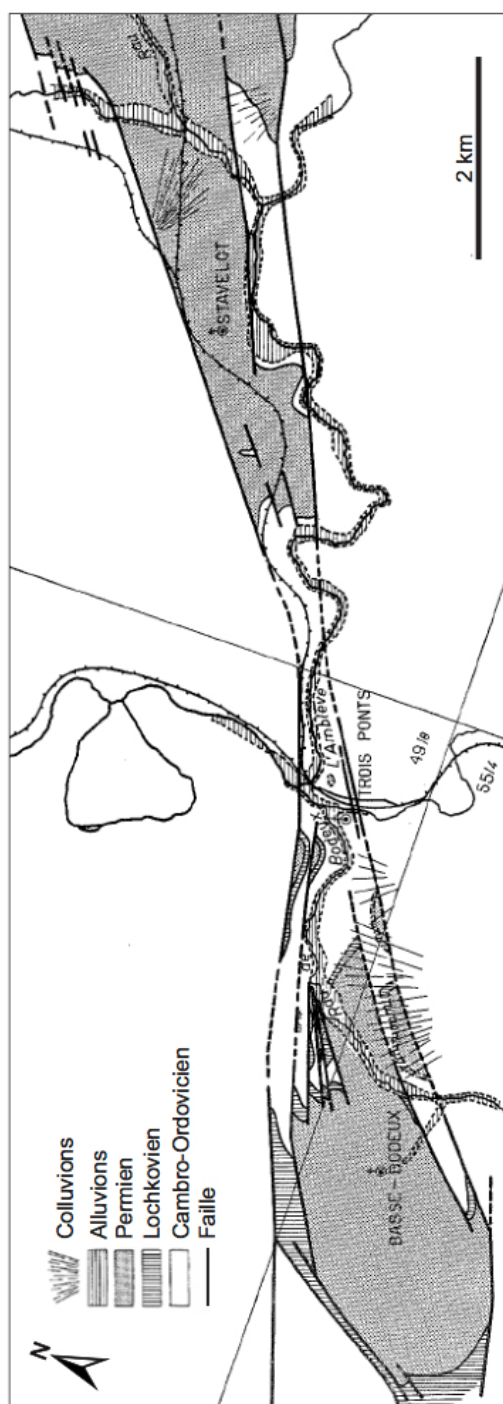


Figure 18: Structure du Graben de Malmedy entre Basse-Bodeux et Stavelot (modifié d'après Geukens, 1957).

contact entre les formations cambro-ordoviciennes et dévoniennes et la Formation de Malmedy d'âge permien s'effectue presque uniquement de long de failles subverticales, disposées en gradins (Geukens, 1956, 1957). Elles sont plus jeunes que la faille de Xhoris d'âge Hercynien (ou Varisque) (Geukens, 1984b). Dans la région de Trois-Ponts, le Graben de Malmedy est marqué par une série de gradins partiellement recouverts de siltites et de microconglomérats de la Formation de Marteau (Geukens, 1995). La [figure 18](#) indique nettement que les failles bordières du bassin de Basse-Bodeux et de Stavelot convergent vers Trois-Ponts. En effet, la région de Trois-Ponts est comprise entre les lambeaux de Stavelot et de Basse-Bodeux et c'est à cet endroit que le Graben de Malmedy est le plus étroit. Il s'élargit à nouveau en direction de Basse-Bodeux et de Stavelot (Geukens, 1956, 1957, 1995).

Faute d'affleurements significatifs sur cette carte, la cartographie des dépôts de la Formation de Malmedy s'appuie sur les travaux de Dewalque (1899), Corin (1933), Asselberghs et Geukens (1960) et Geukens (1957, 2008).

Pour en savoir plus:

Demoulin (1995b)

Geukens (1950a, 2008)

Goemaere *et al.* (2015)

Ravet (1997)

5. Phénomènes karstiques et de dissolution

De Broyer *et al.* (1996a, 1996b) ont répertorié les phénomènes karstiques et de dissolution affectant la planchette de Harzé. Ces phénomènes sont localisés sur le territoire de l'ancienne commune de Harzé et affectent les calcaires givetiens et frasniens (ces derniers n'affleurant que dans l'extrême coin NW de la carte). Ils se manifestent principalement sous la forme de perte ou de doline, tels:

- la perte du Fond de Harzé: pertes diffuses du ruisseau du Fond de Harzé dans une prairie et présence de plusieurs dolines d'effondrement;
- les trous de la Carrière, à Harzé: sous la forme de deux petites galeries pénétrables sur quelques mètres;
- les dolines n°1 et n°2 de Harzé: deux petites dépressions dans une pâture;

- la doline n°3 de Harzé: doline avec affleurement rocheux;
- la doline n°4 de Harzé: dépression dans une pâture;
- l'ancien chantoir de Harzé: une dépression ouverte vers l'amont correspondant à un ancien point de perte avant que le ruisseau ne soit détourné artificiellement (De Broyer *et al.*, *ibid.*).

Certains de ces phénomènes de karstification et de dissolution avaient déjà été observés par Asselberghs et Geukens (1959).

Des phénomènes de dissolution et de karstification affectent également le membre carbonaté de la Formation de Malmedy, mais aucun n'est connu sur la planchette de La Gleize. Ils sont localisés sur les planchettes de Lierneux, Malmedy et Stavelot (Ozer, 1971).

Pour en savoir plus:

Ozer (1968)

Ek (1976, 1995)

6. Ressources du sous-sol et exploitations

6.1. Hydrogéologie

a) On distingue deux types de nappes dans le socle cambro-ordovicien:

- une nappe liée à l'altération des grès et siltites. Cette couche d'altération peut localement constituer un aquifère intéressant (couche perméable) lorsqu'elle n'est pas trop argileuse. La capacité de cette nappe superficielle est très limitée et dépend fortement des conditions climatiques. Lorsque sa nature devient plus argileuse, des sources, le plus souvent non pérennes, apparaissent dans les versants;
- une nappe profonde, dans les niveaux fracturés et fissurés. Les fissurations dans les niveaux gréseux et quartzitiques, liées aux différentes phases tectoniques ayant affecté le massif de Stavelot, jouent un rôle de drainage intéressant. Mais, comme les roches encaissantes sont des schistes et des schistes phylladeux, on définit cette nappe comme étant un aquiclude à niveaux aquifères. Quelques ouvrages de captage sont d'ailleurs présents au droit des failles importantes de la carte.

Par contre, les failles présentes dans les schistes sont souvent remplies d'argile et jouent plutôt un rôle d'écran ou de seuil hydrogéologique.

Les formations de Wanne, de La Gleize et d'Otré sont définies en tant qu'aquicludes (couches peu perméables), tandis que la Formation de la Venne, qui est très hétérogène, contient des niveaux aquifères. Les formations de Jalhay et de Bihain, composées de quartzophyllades, de schistes, de grès et de quartzites, sont définies en tant qu'aquitard à niveaux aquicludes. Les formations du Groupe de Deville contiennent localement des niveaux aquifères dans les bancs de grès et de quartzites altérés et fissurés.

b) Dans le dévonien inférieur, on retrouve aussi les deux types de nappes tels que décrits ci-dessus:

- une nappe superficielle développée dans le manteau d'altération. Cette nappe a une capacité d'emmagasinement limitée et, par conséquent, est susceptible de tarissements saisonniers;
- une nappe profonde dans les niveaux fracturés et fissurés.

La formation du bois d'Ausse, à dominante gréso-quartzitique, constitue un aquifère, tandis que la Formation de Marteau, composée de shales et de siltites, forme une couche semi-perméable.

c) Dans le Graben de Malmedy, les dépôts permien rouges sont des conglomérats à matrice argilo-sableuse, dans lesquels sont intercalés plusieurs horizons de grès, schistes et galets calcaires dans le membre médian (avec karstification locale). Ces dépôts constituent globalement un bon aquifère et des sources sont souvent observées au sein de ceux-ci, à l'interface entre les lithologies grossières et les schistes.

d) Quant aux alluvions modernes des fonds de vallées, qui sont composées principalement de graviers et de sables, elles offrent des potentialités aquifères très réduites, vu leur faible extension, et leur intérêt est donc uniquement local. L'alimentation directe par les eaux météoriques est faible, en raison de la surface négligeable de la plaine alluviale. Les limons peuvent également jouer un rôle protecteur lors de l'infiltration des eaux météoriques.

Nous renvoyons le lecteur intéressé vers la carte hydrogéologique de Harzé-La Gleize et sa notice explicative: <http://hdl.handle.net/2268/41071> et <http://hdl.handle.net/2268/4589>

(Ruthy, 2007) et au chapitre «mineral waters» de la publication de Goemaere *et al.* (2015): DOI 10.1007/s12371-015-0155-y

6.2. Ressources minérales, mines et carrières – matériaux utiles

6.2.1. Introduction

Par le passé, divers types de matériau et de minerai ont été extraits du sous-sol de la région couverte par la carte Harzé-La Gleize. Cependant, lors de nos levés (2013-2014), seule une carrière était encore en activité dans la région étudiée.

Le lecteur se réfèrera aux ouvrages de Cnudde *et al.* (1987) et De Jonghe *et al.* (1996) à propos des propriétés des différentes roches exploitées.

6.2.2. Matières utiles

Un inventaire des ressources utiles présentes sur le territoire cartographié a été précédemment établi par Asselberghs et Geukens (1959), ainsi que par Poty et Chevalier (2004).

Les phyllades, quartzophyllades et quartzites

Les quartzophyllades de la Formation de Jalhay (Membre de Spa) sont extraits à la carrière Heid des Forges, située à Les Forges dans la commune de Stoumont. Ils sont exploités artisanalement de manière occasionnelle pour la fabrication de pierres ornementales et de construction. Jadis, de nombreuses petites carrières ont été ouvertes pour la construction locale, l'entretien des routes et l'empierrement des chemins (Asselberghs et Geukens, 1959). Ces carrières utilisaient les roches cambro-ordoviciennes et du Dévonien inférieur.

Les grès

Les grès fossilifères de teinte grise à verte de la Formation de Pépinster ont été exploités dans plusieurs carrières des environs de Harzé pour la production de pavés, de granulats et aussi de moellons, utilisés dans l'habitat local (Asselberghs et Geukens, 1959).

Les conglomérats

Le conglomérat de la Formation de Burnot a été utilisé comme moellons, ce dont témoignent certaines habitations des hameaux de Pavillonchamps et de Warmonfosse, dans le nord-ouest de la carte.

Jadis, quelques bancs de grès grossier ou de conglomérat de la Formation de Malmedy ont été exploités à Basse-Bodeux comme pierre de taille et ont été utilisés comme matériaux de construction dans ce même village (Lambert, 1847; Dewalque, 1868; Macar *et al.*, 1947).

Les sables

Les sables de la Chefna et de Desnié ont été autrefois exploités pour des usages locaux, comme en témoignent les traces de fosses d'extraction.

Les calcaires

Les calcaires de la Formation de Névremont étaient recherchés dans la région de Harzé pour la production de bordures et de tablettes, selon Asselberghs et Geukens (1959), qui renseignent également l'existence d'un four à chaux le long de la route reliant Harzé à Aywaille.

Le coticule

Le coticule a été exploité comme pierre abrasive naturelle, en raison de sa composition minéralogique et de la finesse de son grain. Plusieurs niveaux de coticule sont présents dans la vallée de la Lienne aux environs de Bierleux-Haut et Les Minières, mais ils n'ont pas fait l'objet d'une exploitation, car leurs caractéristiques techniques ne s'y prêtaient pas. Ce n'est que dans les synclinaux du Tier del Preu et Tier du Mont, dans le coin sud-est de la carte Bra-Lierneux (Geukens, 2008) que les meilleurs niveaux à coticule ont été exploités, ou le sont encore, pour la fabrication de pierres à aiguiser et ce, depuis le 16^{ème} siècle (Goemaere *et al.*, 2007, 2015).

Les minerais métalliques

Dans la vallée de la Lienne, deux couches de minerai ferro-manganésifère, développées au sein de la Formation d'Otré (e.a. Firket, 1878; Libert, 1906; Fourmarier et Calembert, 1941a, 1941b) et dont l'épaisseur oscillaient entre 0,5 m et 1,1 m, furent intensivement exploitées à partir de 1856 (Firket, 1878) jusqu'en 1934 (Calembert et Macar, 1947; Berger, 1965). Trois concessions furent successivement exploitées: Moët-Fontaine, Bierleux-Werbomont et Meuville (Firket, 1878; Libert, 1906). Entre 1868 et 1934, les mines de la vallée de la Lienne produisirent 380 000 tonnes de minerai ferro-manganésifère (Dussart et Dussart, 1991) et leur production maximale annuelle atteignit 28 000 tonnes (Calembert et Macar, 1947).

Quelques gîtes de fer ont été signalés dans le Dévonien moyen des environs de Harzé par Franquoy (1869). Une très belle et riche synthèse consacrées au minerai de fer en Wallonie (cartographie, histoire et géologie) a été réalisée par Julien Denayer. Les occurrences relatives à la présente carte y sont décrites (Denayer *et al.*, 2011: 185-190, 199-205 et cartes: 299, 300 et 306).

A titre anecdotique, Corin (1930b, 1931b) a signalé la présence d'or alluvionnaire dans la vallée de l'Amblève, entre la station de Lorcé-Chevron et celle de Quareux. Cet or pourrait être originaire des têtes de vallées des ruisseaux du Ninglinspô et du Chefna.

Pour en savoir plus:

Bastin (1942)

Dussart et Dussart (1991)

Les sources ferrugineuses («pouhons»)

Lors de nos levés, de nombreuses sources et zones ferrugineuses ont été observées. Certaines sont connues depuis longtemps (Pouhon de Henri-Moulin, Pouhon du Bois de Bouillon, Pouhon de Bosson, etc.) et ont été renseignées notamment sur les cartes géologiques de Dewalque (1899) et d'Asselberghs et Geukens (1960). Nous avons pu remarquer qu'en général, elles sont liées à certaines lithologies (ex. les phyllades des formations de La Gleize et de Jalhay (Membre de Solwaster)) et/ou à des zones de faille.

Pour en savoir plus:

Liégeois (1930)

Goemaere *et al.* (2007, 2015)

7. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires

Afin d'obtenir de plus amples informations sur certains sites et sentiers géologiques, le lecteur intéressé pourra également consulter les ouvrages suivants :

- Goemaere *et al.* (2007, 2015)
- Richter (1985)

8. Bibliographie

- Alexandre-Pyre, S. et Kupper, M. 1976. L'évolution des rivières. *In*: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. Pissart, A. Ed. *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 52-74.
- Alexandre, J. et 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 Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 53-67.
- Anonyme, 1892. Légende de la carte géologique de la Belgique à l'échelle de 1/40 000. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 6: 217-229.
- Anthoine, R., 1940. La fenêtre de Falize-Ligneuville. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 63: 3-48.
- Antun, P., 1954. La période continentale posthercynienne : le Poudingue de Malmédy et formations analogues. *In*: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmanne, Liège, 369-375.
- Asselberghs, E., 1913. Observations sur l'Eifelien des environs de Harzé. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 40: 13-24.
- Asselberghs, E., 1921. La limite septentrionale du bassin salmien de la Lienne. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 2: 1-18.
- Asselberghs, E., 1946. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 14: 1-598.
- Asselberghs, E., 1952. Le Dévonien moyen dans la région de Harzé (bord oriental du bassin de Dinant). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 60: 342-361.
- Asselberghs, E., 1954. L'Eodévonien de l'Ardenne. *In* Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmanne, Liège, 83-117.
- Asselberghs, E., 1955. La grauwacke de Rouillon (Couvinien) du bord oriental du bassin de Dinant. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 19: 177-221.

- Asselberghs, E. et Geukens, F., 1959. Carte géologique de la Belgique à l'échelle de 1/25 000. Texte explicatif de la feuille Harzé-La Gleize (n°159). *Imprimerie Hayez, Bruxelles*, 37 p.
- Asselberghs, E. et Geukens, F., 1960. Carte géologique de la Belgique à l'échelle de 1/25 000, Feuille Harzé - La Gleize n°159. *Institut Géographique Militaire, Bruxelles*.
- Barchy, L. et Marion, J.-M., sous press. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle de 1/25 000. Durbuy-Mormont n°55/1-2 et sa notice explicative. *SPW/ Editions, Cartes Jambes (Namur)*.
- Baijot, M., Hatert, F. et Fransolet, A.M., 2011. Mineralogical and geochemical study of pseudocoticle from the Stavelot Massif, Ardennes (Belgium), and redefinition of coticle. *European Journal of Mineralogy*, 23: 633-644. DOI: 10.1127/0935-1221/2011/0023-2115.
- Bastin, J., 1942. Anciennes mines d'or dans l'Ardenne septentrionale. *Editions J'Ose, Spa*, 25 p.
- Belanger, I., Delaby, S., Delcambre, B., Ghysel, P., Hennebert, M., Laloux, M., Marion, J.-M., Mottequin, B. et Pingot, J.-L., 2012. Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique). *Geologica Belgica*, 15/3: 169-175.
- Bellière, J., 1957. Nodules à structure cone-in-cone dans le Cambrien du massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80: B264-274.
- Bellière, J. et Marion, J.-M., 2015. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle du 1/25 000. Taviers-Esneux n°49/1-2 et sa notice explicative. *SPW/Editions, Cartes Jambes (Namur)*, 1-68.
- Berger, P., 1965. Les dépôts sédimentaires de manganèse de la Lienne inférieure. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 88: 245-268.
- Beugnies, A., 1960. Stratigraphie comparée du Cambrien des Massifs ardennais. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 69: 91-106.
- Blaise, F., 1931a. Recherches sur le prolongement oriental de la faille de Xhoris. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: 71-82.
- Blaise, F., 1931b. Deux gîtes de carpholite en place dans le Salmien supérieur de la Lienne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: 135-137.

- Bless, M. J. M. et Felder, P. J., 1989. Note on the Late Cretaceous of Hockai (Hautes Fagnes, NE Belgium). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112: 47-56.
- Bless, M.J.M., Bouckaert, J., Camelbeeck, T., Dejonghe, L., Demoulin, A., Dupuis, C., Felder, P.J., Geukens, F., Gullentops, F., Hance, L., Jagt, J.W.M., Juvigné, E., Kramm, U., Ozer, A., Pissart, A., Robaszynski, F., Schumacker, R., Smolderen, A., Spaeth, G., Steemans, P., Streel, M., Vandenven, G., Vanguetaine, M., Walter, R. et Wolf, M., 1990. The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113: 53-73.
- Blicq, A. et Goujet, D., 1991. Les Vertébrés du Dévonien inférieur d'Arville et de Nonceveux (Belgique). *Annales de la Société géologique du Nord*, 2^e série, 1: 67-78.
- Boulvain, F., Bultynck, P., Coen, M., Coen-Aubert, M., Lacroix, D., Laloux, M., Casier, J.-G., Dejonghe, L., Dumoulin, V., Ghysel, P., Godefroid, J., Helsen, S., Mouravieff, N. A., Sartenaer, P., Tourneur, F. et Vanguetaine, M., 1999. Les formations du Frasnien de la Belgique. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, 44: 1-126.
- Bourguignon, P., 1954. Les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 77: 201-241.
- Bourguignon, P., 1956. Données nouvelles sur le Crétacé des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 7: 425-433.
- Breuer, P., 2002. L'assemblage d'acritarches *messaoudensis-trifidum* et la faune *franconicus* à conodontes dans les formations de Jalhay et d'Ottre (Ordovicien inférieur) du Synclinal de Chevron (Massif de Stavelot, Belgique): biostratigraphie, paléobiogéographie et paléogéographie. Mémoire de Licence inédit, *Université de Liège*, 49 p.
- Bulman, O.M.B. et Geukens, F., 1970. A new *Dyctyonema* fauna from the Salmian of the Stavelot Massif. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 79: 213-224.
- Bultynck, P., Casier, J.-G., Coen, M., Coen-Aubert, M., Godefroid, J., Jacobs, L., Loboziak, S., Sartenaer, P. et Streel, M., 1988. Pre-Congress excursion to the Devonian stratotypes in Belgium. *Bulletin de la Société géologique de Belgique*, 96: 249-288.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Prétat, A., Stainier, P., Steemans, P., Streel, M. et Tourneur, F., 1991. Les formations

du Dévonien moyen de la Belgique. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30: 1-106.

- Bultynck, P., et Dejonghe, L., 2001a. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4/1-2: 39-68.
- Bultynck, P., et Dejonghe, L., 2001b. Lithostratigraphic scale of Belgium. Preface. *Geologica Belgica*, 4/1-2: 3-4.
- Bultynck, P., Geukens, F. et Smolderen A., 2001. Permian lithostratigraphic units, Malmédy Graben (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 105-106.
- Calembert, L. et Macar, P., 1947. Les minerais de manganèse de Belgique. In: Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg.): Congrès 1947 – Section Géologie. *Vaillant-Carmanne, Liège*, 104-110.
- Calembert, L., Monjoie, A. et Ugen, V., 1967. Etude géologique et hydrogéologique préliminaire du site de la Centrale de Pompage de Coö. *Publication de la Faculté des Sciences Appliquées de Liège*, 3: 1-85.
- Cnudde, C., Harotin, J.-J. et Majot, J.-P., 1987. Pierres et marbres de Wallonie. Archives d'Architecture moderne, Bruxelles et Ministère de la Région Wallonne (Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement), Namur, 180 p.
- Coen, M., 1968. Précisions stratigraphiques et écologiques sur le Frasnien dans la région de l'Amblève. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 91: 337-346.
- Coen, M., 1970. Stratigraphie du Frasnien de la grotte de Remouchamps (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 93: 73-79.
- Coen, M., 1974. Le Frasnien de la bordure orientale du bassin de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97: 67-103.
- Coen, M. et Coen-Aubert, M. 1971. L'assise de Fromelennes aux bords sud et est du Bassin de Dinant et dans le Massif de la Vesdre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 9: 5-20.
- Coen-Aubert, M., 1991. Formation de Fromelennes. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30: 61-64.
- Coen-Aubert, M. et Coen, M., 1975. Le Givetien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse de Tailfer à Yvoir (bord nord du Bassin de Dinant). *Annales la Société géologique de Belgique*, 97: 499-524.
- Corin, F., 1929. La bordure gedinienne métamorphique du Sud du massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 53: 27-28.

- Corin, F., 1930a. Nouveaux gîtes à *Dictyonema flabelliforme* à Lorcé-Chevron. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 40: 74-76.
- Corin, F., 1930b. Présentation d'or recueilli dans les alluvions de l'Amblève. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 40: 78-79.
- Corin, F., 1931a. Note sur les gisements de carpholite en Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: 197-200.
- Corin, F., 1931b. Découverte d'or dans les alluvions de l'Amblève à Martinrive. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: 21-22.
- Corin, F., 1933. Données nouvelles sur l'extension du poudingue de Malmedy aux abords du confluent de l'Amblève et de la Salm. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 43: 12-17.
- Corin, F., 1965. Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 4: 1-148.
- Cornet, Y., 1995. L'encaissement des rivières au cours du Quaternaire. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 155-177.
- Cumont, G., 1903. Présentation de la roche éruptive de Coö. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 17: 368.
- Daneels, P. et Vogel, D. E., 1978. Acid igneous rocks of the Stavelot Massif, a case of pre-Hercynian weathering. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 87: 215-223.
- De Broyer, C., Thys, G., Fairon, J., Michel, G. et Vrolix, M., 1996a. Atlas du karst wallon (province de Liège). Inventaire cartographique et descriptif des sites karstiques et des rivières souterraines de Wallonie. Tome 1 : Présentation générale, synthèse et bibliographie. *Commission Wallonne d'Etude et de Protection des Sites Souterrains, La Hulpe*, 279 p.
- De Broyer, C., Thys, G., Fairon, J., Michel, G. et Vrolix, M., 1996b. Atlas du karst wallon (province de Liège). Inventaire cartographique et descriptif des sites karstiques et des rivières souterraines de Wallonie. Tome 3 : Fiches descriptives des sites karstiques des captages et des carrières en région calcaire. *Commission Wallonne d'Etude et de Protection des Sites Souterrains, La Hulpe*, 593-896.

- De Dycker, R., 1935. La stratigraphie du Salmien supérieur dans la vallée de la Lienne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 58: 255-262.
- De Dycker, R., 1939. Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur, dans la partie sud-occidentale du massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 62: 1-106.
- De Jonghe, S., Gehot, H., Genicot L. F., Weber, P., Tourneur, F., Ducarme, P. et Groessens, E., 1996. Pierres à bâtir traditionnelles de la Wallonie – Manuel de terrain. *Ministère de la Région wallonne, Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur*, 261 p.
- Dejonghe, L., 2007. Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie (3^e édition). *Ministère de la Région Wallonne - Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur*, 51 p.
- Dejonghe, L., Hance, L. et Steemans, P., 1991. Formation de Pépinster. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30: 93-96.
- Dejonghe, L., Hance, L. et Steemans, P., 1994a. Formation de Marteau. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 97-100.
- Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L. et Steemans, P., 1994b. Formation de Nonceveux. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 113-116.
- Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L. et Steemans, P., 1994c. Formation de Solières. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 117-119.
- De Koninck, L.L., 1878. Annonce de la découverte de la carpholite. *Bulletin de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 2^{ème} série, 45: 15-16.
- De Koninck, L.L., 1879a. Présentation d'échantillons. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 6: B126.
- De Koninck, L.L., 1879b. Sur la carpholite de Meuville (Rahier). *Bulletin de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, Classe des Sciences*, 2^{ème} série, 47: 564-567.

- De Magnée, I. et Macar, P., 1936. Données nouvelles sur les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 59: 263-288.
- De Magnée, I. et Nairn, A.E.M., 1962. La méthode paléomagnétique. Application au poudingue de Malmédy. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 71: 551-565.
- Demoulin, A., 1987. Les sables oligocènes du plateau des Hautes Fagnes: une synthèse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 96: 81-90.
- Demoulin, A., 1995a. L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 68-93.
- Demoulin, A., 1995b. L'Ardenne bouge toujours. Néotectonique du massif ardennais. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 110-135.
- Demoulin, A. et Ek, C. 1995. La naissance de l'Ardenne des plateaux. Mise en place du massif paléozoïque de l'Ardenne. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 68-93.
- Denaeyer, M.-E. et Mortelmans, G., 1954. Les roches éruptives. In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Vaillant-Carmanne, Liège*, 747-792.
- Denayer, J., Pacyna, D. et Boulvain, F., 2011. Le minerai de fer en Wallonie: cartographie, histoire et géologie. *Service public de Wallonie-DGO3*, Namur, 312 p.
- Dewalque, G., 1868. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Librairie polytechnique de Decq, Bruxelles et Liège*, 442 p.
- Dewalque, G., 1885. Session extraordinaire à Spa, tenue les 30 et 31 août et le 1^{er} septembre 1885. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 13: p. 29-56.
- Dewalque, G., 1899. Carte géologique de la Belgique à l'échelle de 1/40 000. Harzé - La Gleize n°159. *Institut Cartographique Militaire, Bruxelles*.
- Dewalque, G., 1903. Une roche feldspathique à Coö (Stavelot). *Académie royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences*, 11: 1012-1014.

- Dhondt, A. et Jagt, J. W. M., 1997. Late Cretaceous macrofauna from the Hautes-Fagnes area (NE Belgium). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 119: 39-53.
- Dumont, A., 1832. Carte géologique de la province de Liège (cf. Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège). *Mémoires couronnés de l'Académie royale des Sciences et Belles-Lettres de Bruxelles*, 8: 1-374.
- Dumont, A., 1847. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros (*sic*). 1ère partie – Terrain ardennais. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences*, 20: 1-163.
- Dussart, N. et Dussart, J., 1991. Les mines de Chevron et de Rahier. Le manganèse de la basse vallée de la Lienne, 1857-1934. *Dussart, Bruxelles*, 170 p.
- Ek, C., 1976. Les phénomènes karstiques. In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. Pissart, A. Ed., *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 138-156.
- Ek, C., 1995. Grottes et rivières des régions calcaires. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 178-193.
- Ferket, H., Muchez, P., Schroyen, K. et Sintubin, M., 1998. Metamorphism in the Stavelot-Venn Massif: a study of quartz veins in the basal Devonian conglomerates (Lochkovian). *Aardkundige Mededelingen*, 9: 7-16.
- Firket, A., 1878. Notice sur le gîte ferro-manganésifère de Moët-Fontaine (Rahier). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 5: 33-41.
- Firket, A., 1883. Découverte de la chalcocite à Moët-Fontaine (Rahier). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 10: 97-99.
- Fourmarier, P., 1900. Etude du Givetien et de la partie inférieure du Frasnien au bord oriental du bassin de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 27: 49-110.
- Fourmarier, P., 1907. La tectonique de l'Ardenne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34: 15-124.
- Fourmarier, P., 1954a. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Vaillant-Carmanne, Liège*, 826 p.
- Fourmarier, P., 1954b. La tectonique. In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Vaillant-Carmanne, Liège*, 609-744.

- Fourmarier, P., 1958. Carte géologique de la Belgique à l'échelle de 1/25 000. Texte explicatif de la feuille Louveigné-Spa n°148 . *Hayez, Bruxelles*, 55 p.
- Fourmarier, P. et Calémbert, L., 1941a. La tectonique du Salmien supérieur de la Liègne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 65: 88-100.
- Fourmarier, P. et Calémbert, L., 1941b. La stratigraphie du Salmien supérieur de la Liègne. *Académie royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences*, 5^{ème} série, 27: 505-512.
- Franquoy, M., 1869. Description des gîtes, du caractère minéralogique et de la teneur des minerais de fer de la province de Liège. *Revue Universelle des Mines, de la Métallurgie, des Travaux Publics, des Sciences et des Arts appliqués à l'Industrie*, 1^{ère} série, 25-26: 1-73.
- Fransolet, A.-M., Kramm, U. et Schreyer, W., 1977. Metamorphose und Magmatismus im Venn-Stavelot-Massiv, Ardennen. *Fortschritte der Mineralogie*, 55: 75-103.
- Fransolet, A.-M. et Kramm, U., 1983. Mineralogie und Petrologie Mn-reicher Metapelite des Venn-Stavelot Massivs, Ardennen, und die varistische Metamorphose im nordwestlichen Rheinischen Schild. *Fortschritte der Mineralogie*, 61: 31-69.
- Geukens, F., 1949. Nouvelles données sur le Cambrien de Stavelot et la fenêtre de Theux. *Académie royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences*, 5^{ème} série, 35: 949-956.
- Geukens, F., 1950a. Contribution à l'étude de la partie nord-ouest du massif cambrien de Stavelot. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 16: 77-170.
- Geukens, F., 1950b. Quelques nouveaux gîtes à *Dictyonema flabelliforme* dans le massif de Stavelot. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 59: 163-169.
- Geukens, F., 1952. L'identité des failles de Xhoris et du Bois de Stalon (Massif de Stavelot). *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 16: 201-219.
- Geukens, F., 1954. Quelques remarques au sujet de la répartition des *Dictyonema flabelliforme* dans le massif cambrien de Stavelot (Belgique). *Congrès Géologique International, Alger*, 13/15: 45-52.
- Geukens, F., 1956. Le Graben de Malmedy. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences, Paris*, 243: 1644-1646.

- Geukens F., 1957. Les failles bordières du graben de Malmedy. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 66: 71-81.
- Geukens, F., 1965. Problème stratigraphique relatif aux planchettes Odeigne-Bihain. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 74: 214-219.
- Geukens, F., 1976. L'âge des roches éruptives dans le Massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 99: 615-618.
- Geukens, F., 1981. Observations géologiques dans la bordure occidentale du Massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 104: 167-171.
- Geukens, F., 1984a. Problèmes tectoniques dans la partie sud-ouest du Massif de Stavelot. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 93: 27-31.
- Geukens, F., 1984b. Observations sur la Faille d'Xhoris. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 107: 103-108.
- Geukens, F., 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 3: 15-30 + 1 carte à l'échelle de 1/100 000.
- Geukens, F., 1995. «Strike slip deformation» des deux côtés du graben de Malmedy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 118:139-146.
- Geukens, F., 1999. Notes accompagnant une révision de la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 9: 183-190 + 1 carte à l'échelle de 1/100 000.
- Geukens, F., 2007. Short Note: Les sources de Spa et la fenêtre de Theux. *Geologica Belgica*, 10: 127-130.
- Geukens, F., 2008. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle de 1/25 000. Bra - Lierneux n°55/3-4 et sa notice explicative. *Service public de Wallonie, DGarNE, Jambes (Namur)*, 1-38.
- Geukens, F., 2012. Detailed mapping at the northwest side of the Stavelot Massif. Comments on the Xhoris, the Oe and the Gileppe Sud faults. *Geological survey of Belgium, Professional Paper*, 313: 1-16.
- Geyer, G., Elicki, O., Fatka, O. et Żulińska, A., 2008. Cambrian. In McCann, T. (Ed.), *The geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic*. Geological Society, London, p. 155-202.
- Godefroid, J., Blicq, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., Meilliez, F., Stainier, P. et 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: 1-144.

- Goemaere, E., Clesse, B., Clesse, J., Cnudde J.-P., Declercq, P.-Y., Dehove, J., Devleeschouwer, X., Fairon, J., Grogna, J., Hanson, A., Lamotte, S., Legros, C., Mullard, C., Offergeld, J.-P., Rouxhet, S., Sérusiaux, E., Vanbrabant, Y., Vanderschueren, W. et Wauthoz, B., 2007. Ardoise et coticule en Terre de Salm: des pierres et des hommes. Les exploitations souterraines de la commune de Vielsalm: un patrimoine géologique, historique, culturel et biologique exceptionnel. *Service géologique de Belgique*, Bruxelles: 408 p.
- Goemare, E., Demarque, S., Dreesen, R. et Declercq P.-Y., 2015. The geological and cultural heritage of the Caledonian Stavelot-Venn Massif, Belgium. *Geoheritage, Springer*, 23 p. DOI 10.1007/s12371-015-0155-y
- Gosselet, J., 1888. L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. *Baudry, Paris*, 881 p.
- Graulich, J.-M., 1951. Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 74: 163-185.
- Graulich, J.-M., 1966. Le sondage du Bois des Hovas-Chevron. *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 7: 1-5.
- Grimbérieux, J., Laurant, A. et Ozer, P., 1995. Les rivières s'installent. In : L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 94-109.
- Guillaume, C., 1924. Dépôts sableux non encore décrits du haut plateau ardennais. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 47: 129-135.
- Hance, L., Dejonghe, L. et Steemans, P., 1992. Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115: 119-134.
- Hance, L., Dejonghe, L., Ghysel, P., Laloux, M. & Mansy, J.-L., 1999. Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the Variscan Front Zone (eastern Belgium). *Tectonophysics*, 309: 161-177.

- Hatert, F., Fransolet, A.-M., Wouters, J. et Bernhardt, H.-J., 2008. The crystal structure of sursassite from the Lienne Valley, Stavelot Massif, Belgium. *European Journal of Mineralogy*, 20: 93-998.
- Hatert, F., Blondiau, M., Puccio, S., Baijot, M. et Gustine, C., 2014. Le gisement de manganèse de la vallée de la Lienne, Belgique. *Le Règne Minéral*, 117: 5-24.
- Hedberg, H., 1976. International stratigraphic guide : a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. *International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy, New-York*, 200 p.
- Herbosch, A., Liégeois, J.-P. et Pin, C., 2016. Coticules of the Belgian type area (Stavelot-Venn Massif): Limy turbidites within the nascent Rheic oceanic basin. *Earth Sciences Reviews*, 159: 186-214.
- Juvigné, E., 1976. La stratigraphie du Quaternaire. In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. Pissart, A. Ed., *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 169-179.
- Juvigné, E., Marion, J.M., Lamberty, P. et Parkinson, D., 2015. Enseignements de la recherche de viviers sur les images LIDAR. Documents de la station scientifique des Hautes Fagnes. *Hautes Fagnes*, 3: 23-27.
- Kramm, U., 1982. Die Metamorphose des Venn-Stavelot Massivs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge: Grad, Alter und Ursache. *Decheniana*, 135: 121-178.
- Kramm, U., Spaeth, G. et Wolf, M., 1985a. Variscan metamorphism in the NE Stavelot-Venn Massif, Ardennes: a new approach to the question of regional dynamothermal or contact metamorphism. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 171: 311-327.
- Kramm, U., Buhl, D. et Chernyshev, I.V., 1985b. Caledonian or Variscan metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Ardennes. Arguments from a K-Ar and Rb-Sr study. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 171: 339-349.
- Lacroix, D., 1974. Sur la stratigraphie du Mésodévonien et du Frasnien au bord sud du Synclinerium de Namur. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97: 11-21.
- Lambert, G., 1847. Rapport adressé à M. le ministre des travaux publics sur des recherches et des expériences faites dans le but d'amender, au moyen de la chaux, une partie du sol de l'Ardenne. *Annales des travaux publics*, 6: 209-226.

- Lamens, J., 1985. Het Salmiaan (Onder - Ordovicium) in het Massief van Stavelot. Stratigrafie – Sedimentologie – Geochemie. *Thèse de doctorat, Katholieke Universiteit Leuven*, inédit, 285 p.
- Lamens, J., 1986. Depositional history of Salmian (Lower Ordovician sediments in Belgium). *Aardkundige Mededelingen*, 3: 125-138.
- Lamens, J. et Geukens, F., 1984. Volcanic activity in the Lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium. *Koninklijke Academie voor Wetenschappen*, 46: 1-13.
- Lamens, J. et Geukens, F., 1985. Sedimentary structures in the lower Salmian of the Stavelot massif as indications of turbidite sedimentation. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 94: 29-40.
- Lamens, J., Geukens, F., et Viaene, W., 1986. Geological setting and genesis of coticles (spessartine metapelites) in the Lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium. *Journal of the Geological Society, London*, 143: 253-258.
- Laurant, A., 1976. La formation du réseau hydrographique de la Belgique. In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. Pissart, A. Ed., *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 29-49.
- Lessuise, A. et Fairon-Demaret, M., 1980. Le gisement à plantes de Niâster (Aywaille, Belgique): repère biostratigraphique nouveau aux abords de la limite Couvinien-Givetien. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103: 157-181.
- Lessuise, A., Streel, M. et Vanguetaine, M., 1979. Observations palynologiques dans le Couvinien (Emsien terminal et Eifelien) du bord oriental du Synclinorium de Dinant, Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102: 325-355.
- Libert, J., 1906. Les gisements ferro-manganésifères de la Lienne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 32: 144-154.
- Liégeois, P. G., 1930. A propos de la découverte de sources carbogazeuses dans l'Hertogenwald. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: 27-35.
- Liégeois, R., 1955. Description stratigraphique de nouveaux gîtes de plantes dans le Dévonien belge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 78: 95-127.
- Liégeois, R., 1956. Excursion dans le Mésodévonien de l'Est du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80: 95-127.
- Lohest, M. et Forir, H., 1899. Stratigraphie du Massif cambrien de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 25bis: 73-119.

- Macar, P., 1954. Les terrasses fluviales et la Haute-Belgique au Quaternaire. *In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmanne, Liège*, 591-606.
- Macar, P., 1976. Les mouvements épirogéniques décelables en Belgique. L'aide de la géomorphologie. *In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. Pissart, A. Ed., Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 93-106.
- Macar, P., Gulinck, M. et Guillaume, C., 1947. Les roches siliceuses et conglomératiques exploitées en Belgique. *In: Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg.). Congrès 1947 - Section Géologie. Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 123-161.
- Macar, P. et Alexandre, J., 1960. Pénéplaine unique plio-pléistocène et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes en Haute-Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 69: 295-315.
- Maillieux, E., 1922. Le Dévonien du bord méridional du Synclinal de Dinant. *In: Kaisin, F. et al., Traversée centrale de la Belgique par la vallée de la Meuse et ses affluents sur la rive gauche. XIIème Congrès géologique International, Bruxelles, Excursion A2*: 8-31.
- Maillieux, E., 1931. La faune des grès et schistes de Solières (Siegenien moyen). *Mémoires du Musée royal des Sciences naturelles de Belgique*, 51: 1-90.
- Maillieux, E. et Demanet, F., 1928. L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 38: 124-131.
- Malaise, C., 1874. Sur la découverte du *Dictyonema sociale*, Salt., de la faune primordiale, dans le massif de Rocroy. *Bulletin de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 2^{ème} série, 38: 464-465.
- Malaise, C., 1904. Sur la roche kératophyrique de Grand-Coo découverte par E. Mathieu – Note bibliographique. *Académie royale de Belgique, Bulletin de la classe des Sciences*, 4: 374-375.
- Marion, J.-M., et Barchy, L., sous presse. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle de 1/25 000. Hamoir - Ferrières n°49/5-6 et sa notice explicative. *SPW/Editions, Cartes, Jambes (Namur)*.

- Marion, J.-M. et Mottequin, B., sous presse. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle de 1/25.000. Seraing-Chênée n°42/5-6 et sa notice explicative. *SPW/Editions, Cartes, Jambes (Namur)*.
- Marion, J.-M., Lamberty, P., Ghiette, P. et Juvigné, E., 2017. Des traces de lithalses sur des replats de la retmbée nord de la crête de la Vecquée. Documents de la station scientifique des Hautes Fagnes. *Hautes Fagnes*, 2017-1, 91-3.
- Marion, J.-M. Geukens, F., Lamberty, P. et Mottequin, B., sous presse. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle de 1/25 000. Louveigné-Spa n°49/3-4 et sa notice explicative. *SPW/Editions, Cartes. Namur, Jambes*.
- Marlière, R., 1954. Le Crétacé. *In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmanne, Liège*, 417-444.
- Mathieu, E., 1903a. Le kératophyre de Grand-Coo. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 17: 549-559.
- Mathieu, E., 1903b. Note complémentaire sur la roche cristalline de Grand-Coo. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 17: Procès-verbaux, 565-568.
- Mathieu, E., 1903c. Renseignements sur la roche cristalline de Grand-Coo. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 17: 525.
- Michot, J., 1958. Pétrogenèse du poudingue à galets de phosphate de Coo. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82: 175-185.
- Michot, P., 1980. Belgique. Introduction à la géologie générale. *26^{ème} Congrès géologique international, Paris, Juillet 1980*, Livret-guide de l'excursion 211A: 487-576.
- Michot, P. et Pirlet, H., 1987. L'Eodévonien du Massif de Theux et sa lacune de l'Eodévonien supérieur. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109/2: 547-556.
- Michot, J., Franssen, L. et Ledent, D., 1973. Preliminary age measurements on metamorphic formations from the Ardennes anticline and the Brabant Massif (Belgium). *Fortschritte der Mineralogie*, 50: 107-109.
- Monjoie, E., 1968. La plaine alluviale et les terrasses de l'Amblève dans le méandre de Coo (Stavelot). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 91: 5-22.

- Monseur, G., 1959. Observations nouvelles sur le Siegenien de Nonceveux. Comparaison avec la sédimentation dévonienne d'autres régions. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82: 1-69.
- Neumann-Mahlkau, P., 1970. Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. *Geologische Mitteilungen*, 9: 311-356.
- Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1839. Eléments de géologie, ou seconde partie des éléments d'inorganomie particulière. Troisième édition. *Pitois-Levrault et Cie, Paris et Strasbourg*, 759 p.
- Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1868. Précis élémentaire de géologie. 8^{ème} édition. C. Muquardt Libraire, Bruxelles, 636 p.
- Ozer, A., 1967. Contribution à l'étude géomorphologique des régions où affleure le «Poudingue de Malmédy». Mémoire de Licence en Sciences Géographiques, inédit, Université de Liège, 189 p.
- Ozer, A., 1971. Les phénomènes karstiques développés dans le Poudingue de Malmédy. *Annales de Spéléologie*, 26: 407-422.
- Pahaut, P., 1965a. Carte des sols de la Belgique à l'échelle de 1/20 000. Harzé n°159W. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand*.
- Pahaut, P., 1965b. Carte des sols de la Belgique à l'échelle de 1/20 000. La Gleize n°159E. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand*.
- Pahaut, P., 1970. Carte des sols de la Belgique. Texte explicatif de la planchette Harzé 159W. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand*, 147 p.
- Pahaut, P., 1971. Carte des sols de la Belgique. Texte explicatif de la planchette La Gleize n°159E. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand*, 159 p.
- Petit, F., 1995. Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 194-223.

- Pissart, A., 1976. Les dépôts et la morphologie périglaciaire de la Belgique. *In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar.* Pissart, A. Ed., *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 116-135.
- Pissart, A., 1995. L'Ardenne sous le joug du froid. Le modèle périglaciaire du massif ardennais. *In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart.* Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 136-154.
- Poty E. et Chevalier E. (2004). L'activité extractive en Wallonie. Situation actuelle et perspective. *Ministère de la Région wallonne, Direction générale de l'Aménagement du Territoire, du Logement et du Patrimoine, Jambes (Namur)*, 85 p.
- Prick, A. et Ozer, A., 1995. Les paysages physiques de l'Ardenne. *In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart.* Demoulin, A., Ed. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 31-52.
- Ravet, H., 1997. Etude structurale du Revinien de la partie centrale du Massif de Stavelot. Mémoire de Licence en Sciences Géologiques et Minéralogiques, inédit, *Université de Liège*, 44 p.
- Raynaud, J., 1942. Un nouveau gîte fossilifère dans le Dévonien inférieur des environs de Nonceveux (bordure orientale du bassin de Dinant). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 65: 84-87.
- Renier, A., 1902. Le poudingue de Malmédy. Essai géologique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 29: 145-223.
- Ribecai, C. et Vanguetaine, M., 1993. Latest Middle-Late Cambrian acritarchs from Belgium and northern France. *Special Papers in Palaeontology*, 48: 45-55.
- Richter, D., 1985. Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. *Sammlung Geologischer Führer, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart*, 48, 302 p.
- Robaszynski, F. et Dupuis, C., 1983. Guides géologiques régionaux: Belgique. *Masson, Paris*, 204 p.
- Ruthy, I., 2007. Carte hydrogéologique de la Wallonie à l'échelle de 1/25 000. Harzé - La Gleize n°49/7-8 et sa notice explicative. *Ministère de la Région Wallonne, Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur*, 64 p.
- Schreyer, W., 1975. New petrologic evidence for Hercynian metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Belgium. *Geologische Rundschau*, 64, 819-830.

- Servais, T., Dzik, J., Fatka, O., Heuse, T., Vecoli, M. et Verniers, J., 2008. Ordovician. In: Mc Cann, T. (Ed.), The geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic. *Geological Society, London*: 203-248.
- Smolderen, A., 1987. Age range and origin of the limestone clasts of the Malmedy conglomerate (Permian, Ardennes, Belgium). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 96: 55-80.
- Stainier, P., 1994. Formation de Burnot. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 133-138.
- Steemans, P., 1981. Etude stratigraphique des spores dans les couches de transition « Gedinnien-Siegenien » à Nonceveux et à Spa (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 104: 41-59.
- Steemans, P., 1988. Révision de l'âge des quartzites blancs de la coupe du Wayai (Km 7, Massif de Theux, Belgique) et implications paléogéographiques. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 110: 363-369.
- Steemans, P., 1989a. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 27: 1-453.
- Steemans, P., 1989b. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112: 103-119.
- Theye, T., Schreyer, W. et Fransolet A.-M., 1996. Low-temperature, low-pressure metamorphism of Mn-rich rocks in the Lienne syncline, Venn-Stavelot Massif (Belgian Ardennes), and the role of carpholite. *Journal of Petrology*, 37: 767-783.
- Thirion, F. et Blicq, A., 2009. New pteraspidiiform heterostracans (Veterebrata) from the Lower Devonian of La Gileppe and Nonceveux, Belgium. *Geologica Belgica*, 12: 31-43.
- Thonon, G., 1980. Etude sédimentologique des psammites du Couvinien de la région d'Aywaille-Remouchamps. Mémoire de licence inédit, *Université de Liège*, 110 p.
- Vandenvin, G., 1993. Banque de données des publications de la Société Géologique de Belgique. 2. Bibliographies «par carte géologique». *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 1993/8: 1-175.
- Vanguestaine, M., 1973. Etude palynologique du Cambro-Ordovicien de la Belgique et de l'Ardenne française (Systématique et Biostratigraphie). Thèse de doctorat inédite, *Université de Liège*, 366 p.

- Vanguetstaine, M., 1974. Espèces zonales d'Acrirarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne Française. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 18: 63-82.
- Vanguetstaine, M., 1992. Biostratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien de la Belgique et des régions limitrophes: synthèse et perspectives d'avenir. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115: 1-18.
- Vanguetstaine, M., Breuer, P. et Lehnert, O., 2004. Discovery of an Early Ordovician conodont fauna in Salm Group of the Stavelot Inlier, Belgium. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 74: 39-48.
- Vanguetstaine, M. et Rushton, A., 1979. Découverte d'un brachiopode inarticulé, *Acrotete* cf. *bergeroni* WALCOTT, dans le Revinien inférieur de Trois-Ponts, Cambrien du Massif de Stavelot, Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102 : 295-301.
- Vanguetstaine, M. et Servais, T., 2002. Early Ordovician acritarchs of the Lierneux Member (Stavelot Inlier, Belgium): stratigraphy and palaeobiogeography. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173:561-568.
- Vanguetstaine, M., et Van Looy, J., 1983. Acrirarches du Cambrien Moyen de la vallée de Tacheddirt (Haut-Atlas, Maroc) dans le cadre d'une nouvelle zonation du Cambrien. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 106: 69-85.
- Verniers, J., Herbosch, A., Vanguetstaine, M., Geukens, F., Delcambre, B., Pingot, J.-L., Belanger, I., Hennebert, M., Debacker, T., Sintubin, M. et De Vos, W., 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 5-38.
- Waleffe, A., 1962. Observations sur le Mésodévonien et le Frasnien inférieur de Remouchamps. *Bulletin de l'Académie royale de Belgique*, 9: 561-582.
- Wolff, J.-L., 1801. Essai de carte géologique et synoptique du Département de l'Ourthe, et des environs, échelle 1/435 000. *Gravée par L. Jéhotte, Liège: Colardin*, 1 carte 23,5 x 39 cm.
- Zeimet, M.-J., 1976. Lithostratigraphie et biostratigraphie dans le Revinien inférieur de la partie médiane du Massif de Stavelot. Mémoire de Licence en Sciences Géologiques et Minéralogiques, inédit, *Université de Liège*, 90 p.
- Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell international Petroleum Maatschappij B.V.*, 239 p.

9. Table des matières

Résumé.....	3
1. Introduction.....	3
1.1. Etablissement de la carte.....	3
1.2. Méthodologie de levé.....	5
1.3. Précédentes éditions.....	5
1.4. Cadre géologique et géographique.....	6
1.4.1. Cadre géologique	6
1.4.2. Cadre géographique	8
2. Description des formations	10
2.1. Introduction.....	10
2.2. Description.....	10
2.2.1. Les terrains cambro-ordoviciens.....	10
Groupe de Revin	11
Formation de Wanne	11
Formation de la Venne	14
Formation de La Gleize	16
Groupe de La Salm	17
Formation de Jalhay	18
Formation d'Otré	20
2.2.2. Les terrains dévoniens.....	24
Formation de Marteau	23
Regroupement des formation du Bois d'Ausse et de Nonceveux	26
Formation du Bois d'Ausse	27
Formation de Nonceveux	28
Regroupement des formation de Solières et d'Acoz	29
Formation de Solières	29
Formation d'Acoz	30
Formation de Wépion	31
Formation de Burnot	32
Formation de Pépinster	33
Formation de Névremont	35
Formation de Fromelennes	36

Formation de Nismes	37
Formation de Lustin	39
2.2.3. Les terrains post-paléozoïques	39
Formation de Malmedy	39
2.2.4. Les terrains mésozoïques	41
Silex résiduels	41
2.2.5. Les terrains cénozoïques	42
Dépôts sableux	42
2.2.6. Les terrains quaternaires	44
Limens, altérites, éboulis, colluvions, dépôts de versan, coulées de solifluxion, morphologies périglaciaires (d'après la notice explicative de la carte géologique Bra-Lierneux (Geukens, 2008 modifié))	44
Alluvions anciennes	46
Alluvions modernes	46
3. Roches intrusives et métamorphiques	47
3.1. Roches intrusives	47
3.2. Roches métamorphiques	48
4. Géologie structurale – Tectonique	49
Les plis	50
Les failles	53
5. Phénomènes karstiques et de dissolution	56
6. Ressources du sous-sol et exploitations	57
6.1. Hydrogéologie	57
6.2. Ressources minérales, mines et carrières – matériaux utiles	58
6.2.1. Introduction	58
6.2.2. Matières utiles	58
Les phyllades, quartzophyllades et quartzites	58
Les grès	58
Les conglomérats	59
Les sables	59
Les calcaires	59
Le coticule	59
Les minerais métalliques	60
Les sources ferrugineuses ("pouhons")	60

7. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires	61
8. Bibliographie.....	62
9. Table des matières.....	<u>81</u>