



LE GOUVERNEMENT
DU GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
Ministère de la Mobilité
et des Travaux publics
Administration des ponts et chaussées



Service géologique
du Luxembourg

Service géologique du Luxembourg

numéro 20

Bulletin

Carte géologique du Luxembourg au 1:25 000
Feuille n°2 - Wiltz :
Notice explicative

Léon Dejonghe

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DE LA MOBILITÉ ET DES TRAVAUX PUBLICS
ADMINISTRATION DES PONTS ET CHAUSSÉES

Le **Bulletin** est un recueil publié à intervalles irréguliers par le Service géologique du Luxembourg depuis 1968.

Editeur :

Service géologique du Luxembourg
Administration des ponts et chaussées
23, rue du Chemin de Fer
L-8057 Bertrange
Tél. 2846-4500
Fax 262563-4500
geologie@pch.etat.lu
<http://www.geologie.lu>

Comité de rédaction :

Robert Colbach Service géologique du Luxembourg
Romain Meyer Service géologique du Luxembourg
Simon Philippo Musée national d'histoire naturelle, 25, rue Münster, L-2160 Luxembourg
Jean Thein Am Anger, 18, D-53797 Lohmar

Mise en page :

Geneviève du Fays

Ce Bulletin est téléchargeable sous forme de fichier PDF sur le site :

<http://www.geologie.lu/>

Raccourci direct :



<https://gd.lu/1xfn6q>

Instructions aux auteurs :

<http://www.geologie.lu>

Les articles du Bulletin du Service géologique du Luxembourg sont publiés

sous la licence Creative Commons CC BY 4.0

<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0>



Date de parution : 30/11/2021

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DE LA MOBILITÉ ET DES TRAVAUX PUBLICS
ADMINISTRATION DES PONTS ET CHAUSSÉES

BULLETIN
du Service géologique du Luxembourg

numéro 20
(2021)

Carte géologique du Luxembourg au 1:25 000

Feuille n°2 - Wiltz : Notice explicative

Léon Dejonghe

pages 5-55

Table des matières

Résumé	5
1. Introduction	6
1.1. Etablissement de la carte	6
1.2. Cadre géographique.....	7
1.3. Cadre géologique	8
2. Description des formations - Lithostratigraphie	9
2.1. Introduction	9
2.2. Description.....	12
2.2.1. Formation de Mirwat (MIR)	12
2.2.2. Formation de Villé (faciès de Longlier (VIL)).....	13
2.2.3. Membre de Martelange	14
2.2.4. Formation de Kautenbach-Troisvierges	16
2.2.5. Formation de l'Our (Membres de Stolzenbourg et de Schuttbourg).....	17
2.2.6. Formation de Clervaux	21
2.2.7. Membre de Härebësch	23
2.2.8. Quartzite de Berlé.....	26
2.2.9. Formation de Wiltz	28
2.2.10. Formations superficielles	31
2.2.11. Alluvions.....	32
3. Géologie structurale - Tectonique	32
3.1. Unités structurales.....	32
3.2. Schistosité	38
3.3. Métamorphisme	39
3.4. Diaclases et veines de quartz.....	40
3.5. Failles	40
3.5.1. Failles longitudinales.....	40
3.5.2. Failles transversales et diagonales	41
4. Synthèse géologique	43
5. Ressources minérales et exploitations	43
6. Minéralogie	46
7. Hydrologie	46
8. Différences majeures avec la carte de Lucius (1949)	46
9. Site d'intérêt historique	47
Remerciements	47
Bibliographie	48
Annexe 1 : Noms de localités en français, en allemand et en luxembourgeois	53
Annexe 2 : Coordonnées WGS84 et LUREF des points d'observation de terrain cités dans le texte	54

Carte géologique du Luxembourg au 1:25 000

Feuille n°2 - Wiltz :

Notice explicative

par Léon Dejonghe

Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Service géologique de Belgique,
13 rue Jenner, B-1000 Bruxelles.
leon.dejonghe@naturalsciences.be

Résumé

La carte Wiltz n°2 est située dans le nord du Grand-Duché de Luxembourg, dans la région de l'Éislek (Oesling), et appartient géographiquement au SE de l'Ardenne. Le sous-sol est constitué de terrains d'âge dévonien inférieur (du Praguien et de l'Emsien, de - 393,3 à - 410,8 millions d'années) comprenant les formations de Mirwart, Villé, Kautenbach-Troisvierges, Our, Clervaux et Wiltz.

Sur le plan régional, l'Éislek s'intègre :

- au SE de la zone axiale de l'Anticlinorium de l'Ardenne matérialisée à l'ouest par l'axe ouest-est du Massif de Rocroi et à l'est, par celui du Massif de Stavelot qui prend une orientation SW-NE ;
- au niveau du Synclinorium de Neufchâteau - Wiltz - Eifel.

Dans sa partie septentrionale, la feuille de Wiltz est modelée du nord au sud par l'Anticlinal de Hupperdange et le Synclinal de Clervaux, compris entre les failles longitudinales de Troisvierges-Malsbenden et du Reiteschbierg. Dans sa partie centrale, la Formation de Wiltz domine. Dans celle-ci, la rareté des repères stratigraphiques hypothèque la représentation de l'allure des plis. En revanche, du côté SE, entre Erpeldange et Merkholtz, les mesures de pendage abondent. A cet endroit, la faille transversale de Merkholtz et la faille diagonale du Château de Wiltz individualisent un bloc translaté vers le NW caractérisé par l'apparition du Membre du Härebësich au sein de la Formation de Clervaux et la présence des failles longitudinales de Ramerich et de Sätelchen. D'autres failles diagonales (de Tréwelt, de Moltert et de Bamelz) se marquent au S et SW de Winseler par le décalage du niveau de Quartzite de Berlé. Au NW de la Faille de Troisvierges-Malsbenden, la carte de Wiltz jouxte les cartes belges n°197 de Longchamps - Longvilly - Bois-Champart et n°205 de Bastogne - Wardin où la Faille d'Opont vient buter sur la Faille de Troisvierges-Malsbenden après avoir été décalée par la Faille diagonale de Wardin.

Abstract

The Wiltz n°2 sheet is situated in the north of the Grand-Duchy of Luxembourg, and forms an integrated part of the Éislek (Oesling) area. From a geographical point of view, it belongs to the SE of Ardenne. The underground is made up of sandstone and schist of lower Devonian ages (Emsian to Pragian, from - 393.3 to - 410.8 million years), belonging to the Mirwart, Villé, Kautenbach-Troisvierges, Our, Clervaux and Wiltz formations.

At the regional scale, the area is integrated :

- to the SE of the axial zone of the Ardenne Anticlinorium of bent shape. To the west, it corresponds to the E-W axis of the Rocroi Massif, whilst to the east, it fits with the NE-SW axis of the Stavelot Massif ;
- at the level of the Neufchâteau - Wiltz - Eifel Synclinorium.

In its northern part, the Wiltz sheet is shaped by the Hupperdange Anticline and the Clervaux Syncline located in-between the Troisvierges-Malsbenden and Reiteschbiert longitudinal faults. In its central part, the Wiltz Formation dominates. Due to the lack of stratigraphic markers in this formation, the drawing of folding is difficult. Contrastingly, on the SE side, between Erpeldange and Merkholtz, stratification measures abound. There, the Merkholtz transverse fault and the Château de Wiltz diagonal fault individualize a block translated to the NW. This block is characterized by the appearance of the Härebëscher Member inside the Clervaux Formation and the presence of the Ramerich and Sätelchen longitudinal faults. Thanks to offsets of the Berlé Quartzite, other diagonal faults (the Tréwelt, the Moltert and the Bamelz) are well marked to the south and SW of Winseler. To the NW of the Troisvierges-Malsbenden Fault, the Wiltz sheet is bordered by the Belgian maps nr 197 of Longchamps - Longvilly - Bois-Champart and nr 205 of Bastogne - Wardin, where the Opont Fault comes up against the Troisvierges-Malsbenden Fault after being offset by the diagonal Wardin Fault.

1. Introduction

1.1. Etablissement de la carte

La carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg se compose de 13 feuilles à 1:25 000 correspondant à un découpage visible à la figure 1. Le levé de la carte de Wiltz, qui porte le numéro 2, a été réalisé par Léon Dejonghe (Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Direction opérationnelle Terre et Histoire de la

Vie, Service géologique de Belgique), dans le cadre d'un accord de coopération entre le Service géologique de Belgique (responsable du programme : Eric Goemaere) et celui du Grand-Duché de Luxembourg (responsable du programme : Robert Colbach). Ce levé a été réalisé à l'échelle de 1:10 000 préalablement à l'impression des documents à l'échelle de 1:25 000. Il a débuté en 2017 et a été finalisé en 2020.

La nouvelle carte géologique de l'Éislek (Oesling) 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.

Les précédentes contributions cartographiques concernant la région considérée sont dues à :

- Dumont A. 1853. - Carte géologique à 1:160 000.
- Wies N. & Siegen P.M. 1877. - Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg à 1:40 000, Paris.
- Gosselet J. 1885. - Esquisse d'une carte géologique du terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg à 1:160 000.
- Stainier X. 1896a. - Carte géologique n°197 Longchamps - Longvilly - Bois-Champart à 1:40 000.
- Stainier X. 1896b. - Carte géologique n°205 Bastogne - Wardin à 1:40 000.
- Leblanc E. 1923. - Le contour oriental de l'anticlinal de Bastogne. Planches XV, XVI et XVII des Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain, II.
- Asselberghs E. 1932. - Carte géologique à l'échelle de 1:200 000 du Dévonien inférieur de la Prusse rhénane à l'ouest des bassins calcaires de l'Eifel.
- Asselberghs E. 1946. - Carte géologique à 1:200 000 de l'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines, annexée en planche X à son mémoire inti-

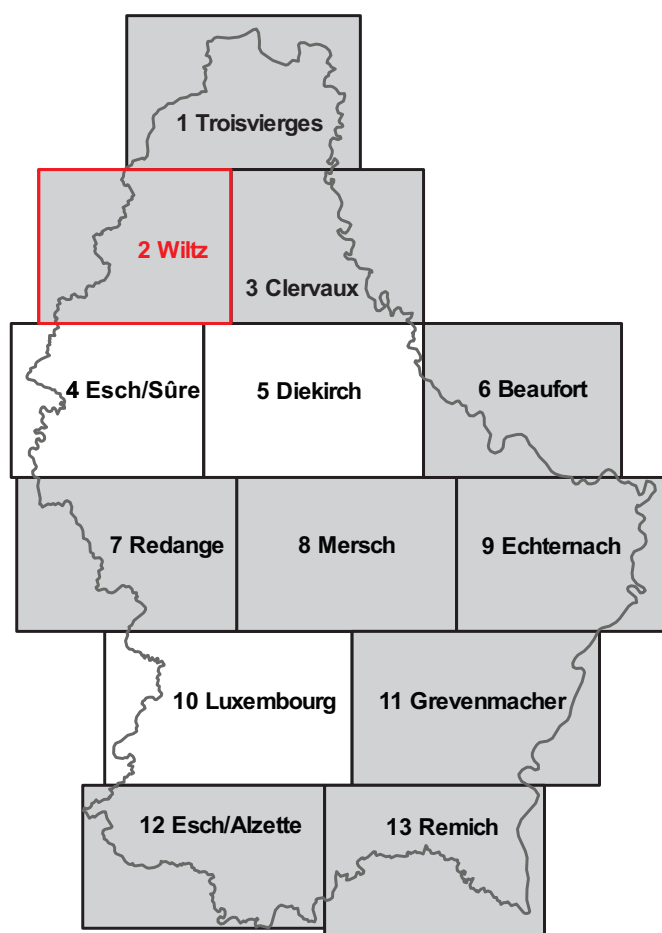


Figure 1 : Canevas de découpage des cartes géologiques au Grand-Duché de Luxembourg.

tulé « L'Eodévien de l'Ardenne et des régions voisines ».

- Lucius M. 1949. - Carte à 1:50 000, feuille n°8, Wiltz.

Ces contributions cartographiques datent. Depuis, les conceptions scientifiques ont largement évolué, principalement dans les domaines de la stratigraphie et de la tectonique. Une révision s'imposait donc. Un programme de levé géologique à l'échelle du 10 000^e a débuté en 2011 et s'est concrétisé à ce jour (2020) par la publication de deux cartes à l'échelle du 25 000^e : celle de Troisvierges n°1 (Dejonghe 2018, 2019) et celle de Clervaux n°3 (Dejonghe 2020a,b).

Les travaux les plus documentés sur la région cartographiée sont, par ordre chronologique, ceux de Steininger (1828), Wies (1867), Gosselet (1885), Asselberghs (1912, 1941, 1946), Lucius (1947, 1950a, 1955), Furtak (1965), Bintz *et al.* (1973), Konrad & Wachsmut (1973), Muller (1980), Mosar (1987) et Dejonghe *et al.* (2017). Des levés ont également été effectués sur la feuille de Wiltz par des étudiants issus de diverses universités :

- Université de Mainz : Bausch (1976), Brasser (1977), Gudemann (1976), Karathanassopoulos (1971), Krupp (1976), Schäfer (1976), Schranz (1976) et Steingötter (1976) ;
- Université de Bonn : Dürkoop (1992) ;
- Université de Bruxelles : Faber (1982).

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

- des cartes géologiques détaillées à l'échelle de 1:10 000 ;
- des cartes topographiques à l'échelle de 1:10 000 localisant les points d'observation décrits sur le terrain ;
- les 490 fiches descriptives des points d'observations réactualisant et complétant les données figurant dans le dossier « *Minutes de la Carte géologique du Grand-Duché de Luxembourg* ».

Ces documents peuvent être consultés au Service géologique du Luxembourg, Administration des Ponts et Chaussées, 23, rue du Chemin de Fer, L-8057 Bertrange. Adresse postale : BP 17, L-8005 Bertrange. Tél. : (+352) 2846 - 4500 ; Fax : (+352) 26 25 63 - 4500 ; Email : geo-logie@pch.etat.lu.

Des informations sur les différentes cartes géologiques du Luxembourg peuvent être consultées sur le site <http://www.geologie.lu>.

A l'ouest, la feuille de Wiltz jouxte les cartes belges n°197 de Longchamps - Longvilly - Bois-Champart (Stainier 1896a) et n°205 de Bastogne - Wardin (Stainier 1896b). Celles-ci sont peu utiles à une cartographie géologique effectuée sur des bases modernes. En outre, c'est un secteur où les affleurements sont relativement rares, de qualité médiocre et où les roches sont très altérées. A cet endroit, en complément de nos levés, nos tracés tiennent compte des observations tirées de la banque de données du Service géologique de Belgique et de la littérature (Jongmans & Cosgrove 1984; Beugnies 1986 ; Philippo & Kronz 2007). Au SW de Bras, ils s'accordent cependant très peu avec ceux de Bélanger (documents cartographiques inédits en dépôt au Service géologique de Wallonie, 15, avenue Prince de Liège, 5100 Jambes - Namur).

En annexe 1, on trouvera un tableau parallélisant les noms géographiques en français, en allemand et en luxembourgeois.

1.2. Cadre géographique

Le Grand-Duché de Luxembourg comporte deux régions naturelles (Figure 2) :

- une partie septentrionale, dénommée l'Éislek (Eisleck, Oesling ou Ösling - 32 % de la surface totale), que certains traduisent par terre inculte, et qui fait partie de l'Ardenne ;
- une région méridionale, le Gutland (Gudland - 68 % de la surface totale), aux terres plus fertiles souvent gorgées d'eau, et qui s'intègre dans la marge orientale du Bassin de Paris (Muller 1980 : 51).

Ces deux régions correspondent en fait à une distinction géologique : l'Éislek étant constitué de terrains rattachés au Dévonien inférieur (plus anciens que 393 millions d'années) et le Gutland, de terrains appartenant au Trias et du Jurassique (plus jeunes que 252 millions d'années).

La carte géologique de Wiltz est située dans l'Éislek et appartient géographiquement à l'ensemble Ardenne-Eifel (Ardenne belge au NW, Massif schisteux rhénan au NE) où les altitudes varient de 260 m (vallée de la Wiltz, en aval de la halte de Merkholtz) à plus de 520 m, au sud de Derenbach.

La région est recoupée du NW au SE par une rivière principale, la Wiltz (Woltz), qui possède des affluents et des sous-affluents qui entaillent le relief par des vallées parfois profondes. Parmi les principaux, citons le Himmelbaach, l'Ierpeldéngerbaach, le

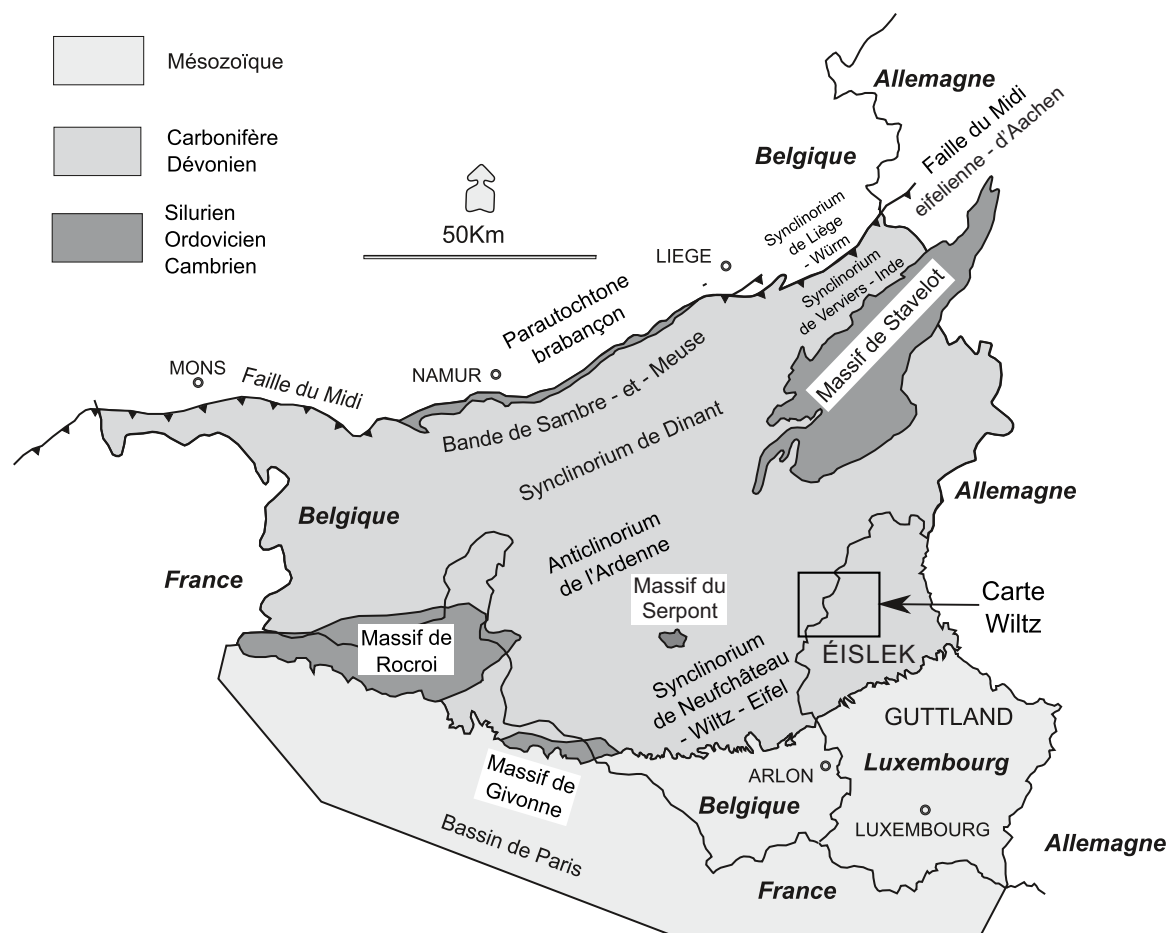


Figure 2 : Localisation de la carte de Wiltz et principales unités géologiques avoisinantes.

Hermeschterbaach, le Kirel, le Kirelbaach, le Tëttelbaach, le Burebach, le Nirterbaach et le Fallbech.

Il s'agit d'une région où les zones de prairies et de champs correspondent aux plateaux et où les vallées encaissées sont généralement boisées. La densité des affleurements est très inégale, pauvre sur les plateaux et parfois importante dans les vallées.

Les principales agglomérations sont les localités de Eschweiler, Wiltz, Wincrange et Winseler. Parmi les plus petites entités, citons : Berlé, Boevange, Erpeldange, Grümmscheid, Lullange, Nocher, Noertrange, Roullingen, Sonlez et Tarchamps.

Certains points d'observation de terrain sont cités dans le texte. Ils sont repérés par des numéros et positionnés sur des cartes topographiques à l'échelle de 1:10 000 déposées au Service géologique du Luxembourg. Leur localisation en coordonnées (longitude est et latitude nord) dans le système WGS84 et dans le système luxembourgeois LUREF est détaillée à l'annexe 2.

1.3. Cadre géologique

Dans ses grandes lignes, l'histoire géologique du Grand-Duché de Luxembourg peut se résumer de la manière suivante :

- dépôt d'une série sédimentaire d'âge cambrien à silurien qui n'existe qu'en profondeur ; ce socle calédonien affleure cependant en Ardenne belge, dans des boutonnières qui occupent le cœur des zones anticlinoriales : Massifs de Givonne, de Rocroi, de Stavelot et le petit Massif du Serpont (Figure 2) ;
- plissement calédonien, érosion et pénéplation ;
- dépôt, en discordance sur ce socle calédonien, d'une série sédimentaire d'âge dévono-carbonifère ;
- plissement varisque (aussi appelé plissement hercynien), érosion et pénéplation. Seul le Dévonien inférieur subsiste et affleure dans l'Éislek ;
- dépôt discontinu (dans le temps et dans l'espace), en discordance sur ce socle varisque,

de sédiments méso- et cénozoïques, restés non plissés et, pour la plupart, à l'état meuble ;

- après érosion, seul le Trias et le Jurassique subsistent et affleurent dans le Gutland, en discordance sur du Permien et sur le Dévonien inférieur.

La structuration par la tectogenèse varisque, à la fin du Westphalien, a consisté en un raccourcissement selon la direction générale SSE-NNW avec plissement des formations paléozoïques en une série de synclinoria et anticlinoria successifs, coupés de nombreuses failles longitudinales de chevauchement. Cet ensemble plissé fait partie de la zone rhéno-hercynienne du tectogène varisque en Europe, dont il constitue la partie la plus septentrionale.

Les affleurements sont concentrés le long des vallées principales. Les plateaux offrent peu d'affleurements. L'observation des images aériennes et satellitaires, des orthophotos infrarouge et de Google Earth s'est avérée peu instructive, probablement en raison du manque de contrastes lithologiques. Seule la direction générale NE de certaines parcelles (prairies, champs, bois) correspond sensiblement à la direction des couches. Leur courbure locale est induite par la topographie et non la géologie. La couverture aérienne de télédétection par laser (technique LIDAR, 2019) a amélioré le détail de certains objets géographiques (dépressions dues à des carrières par exemple) mais ne permet pas de con-

forter les structures géologiques (la présence de failles transversales ou obliques par exemple). La cartographie géologique de l'Éislek a donc souvent été comparable à l'élaboration d'un puzzle auquel il manque des pièces.

2. Description des formations - Lithostratigraphie

2.1. Introduction

Concernant la terminologie chronostratigraphique internationale (Cohen *et al.*, 2016), le Dévonien inférieur est divisé, de la base au sommet, en trois étages : Lochkovien, Praguien et Emsien. Sur le plan régional, le Lochkovien correspond au Gedinnien et le Praguien au Siegenien des auteurs anciens.

La première contribution importante concernant les subdivisions géologiques de l'Éislek est due à Gosselet (1885). Par la suite, ces subdivisions ont été adaptées par différents auteurs dont Asselberghs (1912, 1913, 1927, 1932, 1941, 1946) et Lucius (1913, 1937, 1940, 1947, 1950a).

Jusque récemment, on se référait couramment aux subdivisions de Lucius (1950a). C'est le cas de Maquil *et al.* (1984). Toutefois, Furtak (1965) et Konrad & Wachsmut (1973) ont contesté certaines subdivisions de Lucius (1950a), considérant que celles-ci ne pouvaient pas être reconnues sur le terrain.

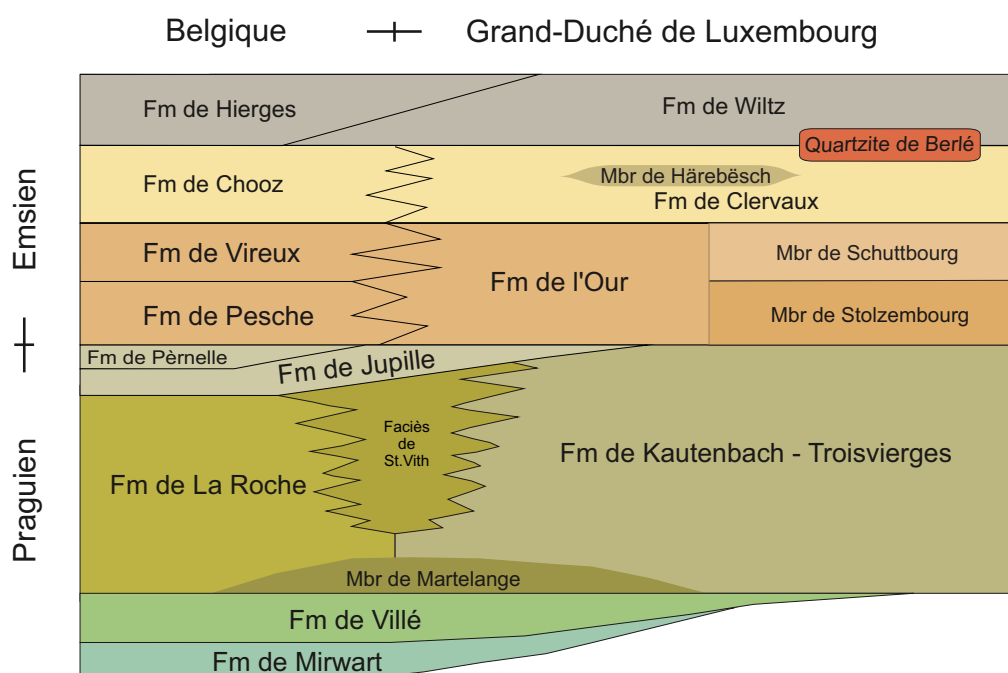


Figure 3 : Coupe synthétique montrant les relations entre les formations situées en Belgique et au Grand-Duché de Luxembourg. Les corrélations sont conformes à la synthèse biostratigraphique de Jansen (2016) basée sur l'étude des brachiopodes.

Le canevas lithostratigraphique a donc été redéfini par Dejonghe *et al.* (2017). Il comporte 7 formations (Figure 3) dont 6 sont présentes sur la feuille de Wiltz. Sur celle-ci, de la plus ancienne à la plus récente, on distingue les formations de Mirwart, Villé, Kautenbach-Troisvierges (comprenant le Membre de Martelange à la base), Our (subdivisée en Membre de Stolzembourg pour la partie inférieure et Membre de Schuttbourg pour la partie supérieure), Clervaux (incorporant le Membre de Härebësch) et Wiltz (renfermant, à la base, le Quartzite de Berlé). Ce canevas tient compte des travaux antérieurs, notamment ceux d'Asselberghs (1946), Lucius (1950a,b), Bultynck & Dejonghe (2001) et Dejonghe *et al.* (2008) qui ont décrit ces ensembles avec plus ou moins de détails, éventuellement sous d'autres noms. Nous nous limiterons ici à une description synthétique. Les correspondances avec les terminologies chronostratigraphiques utilisées antérieurement (les « assises » de certains auteurs anciens) sont indiquées dans le tableau 1. La figure 3 illustre graphiquement les relations entre les différentes formations en Belgique et au Grand-Duché de Luxembourg. Sur base des contri-

butions de Franke (2010) et de Jansen (2016), la figure a été amendée par rapport à celle de Dejonghe *et al.* (2017 : figure 2). La limite Praguien-Emsien est placée dans la partie inférieure de la Formation de Pesche, à la base de l'unité 2 (Godefroid 1980 ; Godefroid & Stainier 1982).

Ces formations appartiennent au Praguien qui recouvre l'intervalle de temps de - 410,8 Ma \pm 2,8 Ma à - 407,6 Ma \pm 2,6 Ma et à l'Emsien s'étendant de - 407,6 Ma \pm 2,6 Ma à - 393,3 \pm 1,2 Ma (*International Commission on Stratigraphy*, 2021).

A l'exception de la Formation de Clervaux qui possède des caractères lithologiques spécifiques, chacune de ces formations renferme des schistes et des phyllades gris bleu sombre souvent largement dominants. Les grès et quartzites sont présents en proportions variables et souvent minoritaires dans les parties inférieures et supérieures de la colonne lithologique (voir carte) mais de plus en plus importants dans la partie médiane. Ces formations diffèrent donc sur base de critères fossilifères ou de proportions lithologiques. Sur un affleurement

	Asselberghs, 1912, 1913, 1932	Lucius, 1947	Lucius, 1949, 1950a, 1955	Furtak, 1965	Konrad & Wachsmut, 1973	Colbach, 2003	Bultynck & Dejonghe, 2001	Dejonghe, Colbach & Goemaere, 2017
Emsien	Em2b - Grauwacke de Wiltz	Schiste de Wiltz	E3 - Schistes de Wiltz E3-q - A la base, Quartzite de Berlé - 10 à 15 m		Schiste de Wiltz 200 m	Non nommé	HIE - Hierges 170-330 m	Wiltz (WIL) ----- Berlé (BER)
	Em2a - Quartzite de Berlé et Schistes bigarrés de Clervaux	Schiste rouge de Clervaux et Quartzite blanc de Berlé	E2 - Couches bigarrées de Clervaux	D	Couches bigarrées de Clervaux 600 m	Non nommé	CHO - Chooz 320-800 m	Berlé (BER) ----- Clervaux (CLE)
	Em1 - Quartzophyllades d'Ebly, de Heinerscheid et de Schutbourg, Schistes, grès et quartzophyllades de Schutbourg à <i>Sp. hercyniae</i>	Quartzophyllades de Schüttbourg	E1b - Quartzophyllades de Schüttbourg Intercalations fréquentes dans les schistes et les phyllades de quartzites et quartzophyllades en bancs assez puissants E1a - Schistes de Stolzembourg Schistes bien stratifiés. Quartzophyllades et rares bancs de quartzite	C		Non nommé	VIR - Vireux 80 à 400 m PES - Pesche 160-800 m	Our (OUR) Schuttbourg (SCH) ----- Stolzembourg (STO)
Praguien supérieur	Phyllades bleu foncé, intercalations de grès gris, gris clair ou gris verdâtre et de quartzophyllades. Faciès de St Vith. Analogue aux Herdorfer Schichten (dans le Siegerland) et Bergsteiner Schichten. ----- Ardoises = Faciès de Neufchâteau - Asselberghs, 1946	Couches de St-Vith (faciès gréseux) ----- Couches de Martelange (faciès schisteux)	Sg3 - Schiste compact, grossier, mal stratifié avec des rares bancs de grès argileux. Sg3s - Faciès gréseux : Schiste de Bas-Bellain. ----- Sg3a - A la base, faciès local des ardoises de Dach (Dachschiefer)	B	Alternance de schistes, grauwackes et quartzites 3500 m Idem pour tout le Praguien à une partie (la base) de l'Emsien (E1)	d2G - Grumelange \pm 1500 m	JP - Jupille (JUP) + Pérnelle (PER) \pm 1000 m	Kautenbach-Troisvierges (KAT) ----- Martelange (MTL)
						LAR - La Roche 215 à \geq 800 m		
Praguien moyen	Sg2b - Phyllades de Neufchâteau, de Trois-Vierges et de Martelange	Couches de Longlier (faciès gréseux)	Sg2 - Grès et schiste gréseux, compact	A		d2R - Radelange \pm 400 m	VIL - Villé 30 à 300 m	Villé (VIL)
	Sg2a - Quartzophyllades de Longlier et de Légglise	Couches de Bouillon (faciès argilo-calcareux)						
Praguien inférieur	Faciès d'Anlier (phyllade ardoisier bleu foncé, quartzophyllades, grès feldspathiques, grès quartzites) Sg1 - Schistes phylladeux de Tournay, phyllades avec quartzites et grès	Couches d'Anlier (grès et schiste) Couches d'Anor (schiste et quartzite blanc)	Sg1 - Phyllade bleu, noir et quartzophyllade gris			Non nommé	MIR - Mirwart 300 à 1000 m	Mirwart (MIR)

Tableau 1 : Correspondance entre le canevas lithostratigraphique utilisé dans la notice de la carte géologique de Wiltz et les terminologies des travaux antérieurs.

isolé, il est très difficile de conclure à l'appartenance à l'une ou l'autre d'elles. La corrélation lithostratigraphique des affleurements a été basée sur des coupes plus ou moins continues et sur des ensembles de points d'observation.

Le problème cartographique est bien posé par Muller (1980) et Michel *et al.* (2010) qui considèrent que certains ensembles cartographiés par Lucius (1949) ont plus de valeur lithologique que stratigraphique. En outre, en comparant les subdivisions stratigraphiques du Dévonien inférieur luxembourgeois dues à Lucius (1950a), Furtak (1965) et Konrad & Wachsmut (1973), Muller (1980 : 586-587) précisait que : « *Bien que des fossiles caractéristiques tant du Siegénien supérieur que de l'Emsien inférieur avaient été repérés, on a préféré renoncer à une subdivision des séries basales. (...) De même la délimitation des quartzophyllades de Schuttbourg et des schistes de Stolzembourg pose des problèmes. On attribue à ces notions plutôt une valeur de faciès que de niveaux stratigraphiques.* »

Que peut-on déduire des travaux de paléontologie stratigraphique ?

Asselberghs (1941, 1946), Basse & Franke (2006), Basse *et al.* (2006), Blicke *et al.* (1998), Becker & Franke (2012), Delsate *et al.* (2004), Franke (2006a,b, 2010, 2012, 2016), Kräusel & Weyland (1930), Lippert (1937, 1939), Müller & Alberti (2010), Müller & Franke (2012), Schultz (1968) et Solle (1937) ont étudié les fossiles de l'Éislek. De ces travaux, on retiendra que les roches des formations de Mirwart, Villé et Kautenbach-Troisvierges sont d'âge praguien, que celles des membres de Stolzembourg et de Schuttbourg sont d'âge emsien inférieur, que les schistes de Clervaux sont principalement Emsien moyen et que le quartzite de Berlé et les schistes de Wiltz sont des unités de l'Emsien supérieur.

Pour la stratigraphie et la paléontologie du Dévonien de la zone Ardenne - Massif rhénan, on consultera Ziegler (1982) et Jansen (2016).

Les corrélations entre les différentes unités silico-clastiques de l'Eodévonien ont été effectuées sur base des brachiopodes et, accessoirement, sur les conodontes. Jansen (2016 : 33) précise que les corrélations biostratigraphiques entre les Ardennes et le Massif schisteux rhénan sont possibles (la signification des abréviations est mentionnée par Jansen, 2016) : « *Based on the range of Mult. solitarius, the upper part of the Mirwart Formation ('Grès d'Anor') and the Villé Formation ('Grauwacke de Saint-Michel') at the southern flank of the Dinant Synclinorium are correlated with the Rhenish middle Siegenian; representatives of*

*an early morphotype of Acr. primaevus, Mau. gosseleti and Fasc. sedgwicki support this assignment. According to Godefroid *et al.* (1994), Acr. primaevus and Pro. personata reach into the overlying La Roche Formation and would still prove a Siegenian age of this unit; the latter species was reported up to its upper boundary. The middle-upper Siegenian boundary may be located near the boundary between the Villé and La Roche formations as the typically middle Siegenian species Mult. solitarius, Mau. gosseleti and Din. papilio disappear at this level. Accordingly, the upper Siegenian could be represented by a lower part of the La Roche Formation. However, the lower Emsian species Arduspirifer antecessens (Frank, 1898) and Ard. latestriatus prolatestriatus Mittmeyer, 1973b have been reported from a low level within the La Roche Formation, which do not fit to the occurrences of Pro. personata and Acr. primaevus here (Godefroid *et al.* 1994); a scrutiny of these taxa may shed new light on this problem. Occurrences of Mau. gosseleti, an early morphotype of Acr. primaevus and Pro. personata suggest a mid-Siegenian age of the Solières Formation ('Grès et Schistes de Solières') on the northern flank of the Dinant Synclinorium (see Maillieux 1931; Godefroid & Stainier 1982; material restudied by the author). »*

Dans le nord du Grand-Duché de Luxembourg, Steemans et Brasseur ont prélevé 60 échantillons pour analyses palynologiques. Les résultats sont consignés dans un rapport non publié de Steemans & Brasseur (1999). Tous les échantillons contiennent de la matière organique essentiellement d'origine continentale et de rares acritarches vraisemblablement remaniés. Ils concluent que les sédiments se sont déposés en milieu continental ou en milieu marin très proche de la côte.

Précisons que Furtak (1965 : 275) a distingué 4 complexes qui nous semblent cohérents sur le plan cartographique (voir tableau 1) :

- un complexe A gréseux (Gedinnien et Siegenien inférieur) ;
- un complexe B riche en ardoises (Siegenien supérieur) ;
- un complexe C gréseux (Emsien inférieur « grisâtre ») et
- un complexe D (Schistes de Clervaux), qui par ses schistes verts et rouges (Emsien inférieur « vert et rouge ») se différencie nettement du complexe « grisâtre » C sous-jacent.

Comme le Dévonien inférieur affleure largement en Belgique et au Luxembourg, il n'est pas inutile de comparer les unités lithologiques de ces deux pays (figure 3). En Belgique, la stratigraphie du Dévonien inférieur

repose en grande partie sur les travaux de Leblanc (1923), Asselberghs & Leblanc (1934) et Asselberghs (1946). On trouvera dans leurs publications de très nombreuses listes de macrofossiles et des indications permettant de localiser les endroits où ces fossiles ont été trouvés. Les formations sont ratifiées par la Commission nationale de Stratigraphie dépendant du Comité national de Géologie (voir le site <https://ncs.naturalsciences.be>). Le tableau 1 synthétise les unités stratigraphiques adoptées dans les deux pays. Pour une comparaison avec les terminologies stratigraphiques utilisées anciennement, voir Asselberghs (1946 : 9-33) qui retrace avec beaucoup de détails l'évolution des idées antérieurement à 1946.

Des détails sur l'évolution paléogéographique dans le Massif schisteux rhénan sont donnés par Stets & Schäfer (2011) qui montrent que la paléobathymétrie du bassin sédimentaire qui influence les lithofaciès a été contrôlée par une subsidence différentielle et une tectonique de blocs induite par des failles synsédimentaires. En outre, ils invoquent des apports dus à des sources différentes : au nord, le Continent des Vieux Grès Rouges (*Old Red Continent* ou Laurussia) et au sud, le Seuil d'Allemagne centrale (*Mid German High*) dont l'influence a décliné à la fin du Praguien. Au début de l'Emsien, un autre rift s'est développé au sud de la ceinture rhéno-hercynienne. Il a perduré pendant la fin du Dévonien et au Carbonifère.

2.2. Description

Dans un souci de clarification, le tableau 2 compare en les résumant les différentes subdivisions de Dumont

(1848), Gosselet (1885), Asselberghs (1946) et Lucius (1949,1950a).

Praguien inférieur

Le Praguien inférieur correspond au Siegenien inférieur (S1 d'Asselberghs 1946 ou Sg1 de Lucius 1949, 1950a). Plus anciennement encore, il correspondait au Coblencien inférieur dont la partie inférieure était désignée sous le nom de Taunusien et la partie supérieure sous le nom de Hunsruckien. Dumont (1848) orthographiait le Coblencien avec un t et un z (Coblentzien) et l'Hunsruckien avec un d (Hundsruickien). Le Coblencien a aussi parfois été orthographié Coblenzien dans le passé.

2.2.1. Formation de Mirwart (MIR)

La Formation de Mirwart n'affleure quasi pas sur la feuille de Wiltz (essentiellement près de la frontière belgo-luxembourgeoise, au NW de Niederwampach).

Origine du nom : Coupe type en Belgique, dans la tranchée du chemin de fer Namur-Arlon traversant le village de Mirwart (ancien « Grès d'Anor »). WGS84 : 5.26E/50.06N

Lithologie : Dans cette formation, les phyllades, les schistes et les siltites sont bleu foncé à noir ou gris sombre ; par altération, ils deviennent gris clair, vert sale et jaunâtres ou encore rouges. Les quartzites se présentent en bancs isolés ou en séries plurimétriques. Ils sont souvent entrelardés d'intercalations centimétriques de schistes. Les bancs sont pluridécimétriques à métriques, généralement lenticulaires, à joints ondu-

Dumont (1848)	Gosselet (1885)		Asselberghs (1946)	Lucius (1949, 1950a)
Eifelien sup.	Schiste de Wiltz Quartzite de Berlé		Emsien sup.	E3 Schistes de Wiltz Quartzite de Berlé
Eifelien inf.	Schistes rouges de Clervaux		Emsien moy.	E2 Couches bigarrées de Clervaux
Ahrien	Nord : quartzophyllades de Heinerscheid	Sud : quartzophyllades de Schuttbourg	Emsien inf.	E1b Quartzophyllades de Schuttbourg E1a Schistes de Stolzenbourg
Hunsruckien	Phyllades de Troisvierges Schistes de Bas-Bellain	Schistes de Kautenbach	Siegenien sup. et moy.	Sg3 Schiste grossier Sg3s Schiste gréseux de Bas-Bellain Sg3a schistes ardoisiers Sg2 Grès et schiste gréseux, fossilifère

Tableau 2 : Subdivisions stratigraphiques selon Dumont (1848), Gosselet (1885), Asselberghs (1946) et Lucius (1949, 1950a).

lants et parfois à base ravinante. La stratification est souvent oblique ou entrecroisée. Les rides de courant sont fréquentes. La stratification est par endroits de type lenticulaire à ondulante et, parfois, de type flaser. Certains bancs incorporent des clastes de shale gris bleu foncé, très anguleux, à contour irrégulier et de tailles variables. Les quartzophyllades sont des roches mixtes formées par l'alternance de fines strates (mm à cm) phylladeuses et gréseuses ou quartzitiques ; ils présentent donc des zones alternativement bleu noir et grises.

L'environnement de dépôt des roches de la Formation de Mirwart a été précisé par Goemaere & Dejonghe (2005). Il s'agit de sédiments déposés sous des conditions de haute énergie, dans des eaux très peu profondes.

En Belgique, les bancs de grès sont souvent boudinés et recoupés par des veines pluricentimétriques interboudins de quartz laiteux. Par endroits, le grès est tellement altéré dans la partie proche de la surface topographique qu'il est transformé en sable. Localement, celui-ci a fait l'objet de petites exploitations.

Paléontologie : La Formation de Mirwart est peu fossilifère sauf, à certains endroits, au sommet. A côté de quelques rares gisements de brachiopodes (*Rhenorenselaeria crassica*), on trouve plus fréquemment des végétaux flottés (*Taeniocrada decheniana*), surtout vers le sommet. Vers le sommet encore, on note parfois l'apparition de petits crinoïdes et de brachiopodes annonciateurs des caractères typiques de la Formation de Villé sus-jacente.

Épaisseurs : En Belgique, sur la feuille Wibrin-Houffalize, son épaisseur dépasse 900 m (Dejonghe 2013). Au Luxembourg, son épaisseur est faible car seul le sommet de la formation est présent.

Age : Dans les anciennes publications, la Formation de Mirwart (= Grès d'Anor) est rapportée au Siegenien (Sg2) par Maillieux (1937) ou au Siegenien inférieur (S1), faciès méridional d'Anlier ou faciès septentrional du Bois d'Ausse par Asselberghs (1946). Dans son stratotype, la majeure partie de la formation serait d'âge praguien (Godefroid *et al.* 1994).

Utilisation : Néant.

Affleurements représentatifs : Néant.

Pour en savoir plus : Asselberghs (1946), Godefroid *et al.* (1994), Goemaere & Dejonghe (2005), Jansen (2016), Dejonghe *et al.* (2017).

Praguien moyen

Le Praguien moyen correspond au Siegenien moyen (S2 d'Asselberghs 1946 ou Sg2 de Lucius 1949, 1950a). Plus anciennement encore, il correspondait au Coblencien inférieur dont la partie inférieure était désignée sous le nom de Taunusien et la partie supérieure sous le nom de Hunsruckien.

2.2.2. Formation de Villé (faciès de Longlier) (VIL)

La Formation de Villé est identique à la Formation de Radelange représentée sur la feuille Redange n°7 due à Colbach (2003). Comme la feuille de Wiltz jouxte des cartes géologiques situées en Belgique où la Formation de Villé est largement représentée, nous préférons utiliser le terme Villé plutôt que Radelange.

La Formation de Villé, bien présente en Belgique dans la région de Longvilly, n'affleure que faiblement au Luxembourg, au NW de Niederwampach, Schimpach et Oberwampach.

Origine du nom : Coupe type située le long de la route La Roche-en-Ardenne à Houffalize, dans la traversée du hameau de Villé (Belgique). Localisation : WGS84 : 5.59E/50.17N.

Lithologie : Dans la localité type, située en Belgique sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne, la Formation de Villé se caractérise par des alternances de trois lithologies dominantes :

- des shales, des schistes et des phyllades bleu sombre à lamines gréseuses rouille ;
- des siltites et des grès argileux gris ou bleus, présentant souvent une altération superficielle brun rouille, en bancs pluridécimétriques ;
- des grès bleus, carbonatés, souvent très fossilifères, cariés superficiellement et limoniteux, en bancs pluridécimétriques.

Comme l'a souligné Dejonghe (2013) à propos de la feuille Wibrin - Houffalize, la reconnaissance de la Formation de Villé y est beaucoup plus délicate que sur la carte Champlon - La Roche-en-Ardenne. Cette reconnaissance est quasi impossible sur la plupart des affleurements isolés non fossilifères car les phyllades de la Formation de Villé sont identiques à ceux des formations de Mirwart, La Roche, Jupille et Pèrnelle. Seule la présence de niveaux fossilifères permet de les différencier. De plus, dans la toute grande majorité des cas, les niveaux fossilifères ne présentent pas de caractère carbonaté (pas de réaction à HCl 1/10 N). En outre, leur présence est infiniment plus discrète et ces fossiles sont plus rarement concentrés dans des bancs de quelques

centimètres d'épaisseur. Le plus souvent, ils sont dilués dans des niveaux gréseux épais de plusieurs mètres. Mais des lumachelles de type « *tempestite* » sont aussi présentes. La présence de fossiles est plus rare dans des niveaux phylladeux. De toute évidence, les fossiles ont été déplacés mécaniquement sous l'action de vagues ou de courants, éventuellement lors de tempêtes.

Des cubes de pyrite de plusieurs millimètres de côté mais généralement inférieurs à un centimètre sont présents et plus fréquents dans les grès que dans les phyllades.

Paléontologie : La Formation de Villé a livré une faune abondante et diversifiée. On y a dénombré plus de 200 espèces différentes. Les fossiles sont souvent décalcifiés et apparaissent en moules internes. Parmi les éléments caractéristiques, il faut signaler l'abondance de spécimens de grande taille dans les représentants des crinoïdes, des brachiopodes, des lamellibranches, des trilobites et des tentaculites. Les coraux rugueux et tabulés sont fréquents. Leblanc (1923) et Asselberghs & Leblanc (1934) ont établi de nombreuses listes de macro-fossiles, provenant principalement de la Formation de Villé qu'ils appellent « *faune de Longlier* », en précisant les endroits où ces fossiles ont été trouvés.

Épaisseurs : Sur la feuille de Wiltz, la rareté des affleurements ne permet pas de calculer avec précision l'épaisseur de la Formation de Villé. Dans la région de Niederwampach-Oberwampach elle serait d'environ 750 m. Par comparaison, en Belgique, au flanc sud du Synclinal de La Roche, l'épaisseur de la Formation de Villé varie de 600 à 1000 m. Au flanc nord du Synclinal d'Houffalize, à hauteur d'Houffalize, elle se chiffre entre 900 et 950 m. Au flanc sud du Synclinal d'Houffalize, elle atteint une épaisseur proche de 1000 m.

Age : Les brachiopodes confèrent à la Formation de Villé un âge praguien probable (Godefroid *et al.* 1994). Anciennement, Siegenien moyen (Sg3) ou Grauwacke (du Bois) de Saint Michel de Maillieux (1937) ; Siegenien moyen (S2) ou faciès des Amonines d'Asselberghs (1946). Anciennement elle a aussi été caractérisée sous le sigle Sg2a (ou plus anciennement encore, sous l'appellation d'Hunsruckien inférieur).

Usage : Néant

Affleurements représentatifs : Petits affleurements fossilifères dans une prairie au point W223a.

Pour en savoir plus : Asselberghs (1946), Godefroid & Stainier (1982), Godefroid *et al.* (1994), Bultynck & Dejonghe (2001), Dejonghe *et al.* (2017).

Praguien supérieur

Le Praguien supérieur correspond au Siegenien supérieur (S3 d'Asselberghs 1946 ou Sg3 de Lucius 1949, 1950a). Plus anciennement encore, il correspondait au Coblencien inférieur.

2.2.3. Membre de Martelange (MTL) de la Formation de Kautenbach-Troisvierges (KAT)

Origine du nom : Martelange est une localité située à la frontière belgo-luxembourgeoise. Asselberghs (1912 : M93) parle des « *phyllades de Trois-Vierges et de Martelange* » rapportés au Siegenien. Localisation : WGS84 : 5.73E/49.83N.

Lithologie : Le Membre de Martelange se caractérise par la présence de phyllade ardoisier gris bleuté. C'est une roche finement grenue affectée par une schistosité très bien marquée. Sa distinction avec d'autres parties de la Formation de Kautenbach-Troisvierges est difficile sur un affleurement isolé. En principe, elle ne renferme pas d'essaim de bancs gréseux ou quartzeux. Ce membre n'existe pas partout dans le Dévonien inférieur de l'Éislek.

Épaisseur : A Martelange, l'épaisseur de la formation est de 400 mètres, dont une centaine de mètres ont été exploités (Minten 1997 : 8). Sur la carte de Troisvierges, l'épaisseur est maximale à hauteur d'Emeschbaach où elle est de l'ordre de 700 m. Elle se biseaute fortement au NE et au SW. Sur la feuille de Wiltz, à Niederwampach-Schimpach, l'épaisseur ne dépasserait pas 100 m.

Usage : Le phyllade ardoisier a été exploité en mine souterraine à 900 - 1000 m à l'ESE de l'église de Benonchamps, au Sud de Niederwampach-Schimpach (Commune de Winrange), à proximité de la frontière belgo-luxembourgeoise (point W449). A cet endroit, subsistent des vestiges d'anciens bâtiments (photo 1) et des entrées d'anciennes galeries (photo 2). Dans la littérature, on parle parfois de l'ardoisière de Benonchamps. Le phyllade a aussi été exploité en carrière, à 500-570 m à l'WSW de l'église de Troine (point W81), au lieu-dit « *Faleschbiert* ».

Age : Sur la carte Bastogne-Wardin n°205, le niveau exploité à Niederwampach-Schimpach est rangé par Stainier (1896b) dans le Cb1a, proche du Cb1b, correspondant au phyllade ardoisier d'Alle et appartiendrait à la Formation de Mirwart. Leblanc (1923 : 304-305 : 368 : 381 et planche XV) le range dans le Sg1b, correspondant également à la Formation de Mirwart. Sur sa carte de 1949, Lucius reproduit rigoureusement les tracés de Leblanc (1923). Lucius (1947, 1950a), qui



Photo 1 : Vestige des bâtiments en ruine de l'ancienne ardoisière située au SW de Niederwampach-Schimpach (commune de Wintrange), à proximité d'une galerie murée. Point W449.



Photo 2 : Entrée d'une galerie de l'ancienne ardoisière située au SW de Niederwampach-Schimpach. Point W449. La photo encadrée dans le coin supérieur gauche montre l'entrée de cette galerie vue de l'intérieur.

décrit avec détail les exploitations de phyllade ardoisier de Martelange-Perlé et d'Asselborn qu'il range dans le Siegenien supérieur correspondant à la Formation de Kautenbach-Troisvierges, ne fait cependant mention que très succinctement d'une exploitation de phyllade près de la gare de Schimpach (Lucius 1950a : 16) qu'il range dans le Siegenien inférieur Sg1. Beugnies (1986 : 33) parle de la Formation d'Alle qu'il attribue au Siegenien inférieur S1c. Comme d'après nos levés, le niveau des phyllades exploités à Niederwampach/Schimpach surmonte la Formation de Villé, nous le paralléliserons avec le phyllade du Membre de Martelange situé à la base de la Formation de Kautenbach-Troisvierges. L'exploitation de phyllade de Niederwampach/Schimpach est d'ailleurs géographiquement bien plus proche de celles de Martelange (située à ± 20 km) et d'Asselborn (située à ± 13 km et parallélisée avec le Membre de Martelange par Dejonghe 2018a,b), que de celles situées sur la localité d'Alle, dans la vallée de la Semois, près de Vresse-sur-Semois, situées à ± 60 km de distance.

Affleurements représentatifs : Points W81 et W449.

Pour en savoir plus : Asselberghs (1924), Lucius (1947, 1950a), Dejonghe *et al.* (2017).

2.2.4. Formation de Kautenbach-Troisvierges (KAT)

Origine du nom : Gosselet (1885) distingue au nord, les « *phyllades de Trois-Vierges* », et au sud, les « *schistes de Kautenbach* », rapportés au Coblencien. Asselberghs (1912 : M93) parle des « *phyllades de Trois-Vierges et de Martelange* » étiquetés Siegenien.

A Troisvierges, la coupe de référence borde la gare. A Kautenbach, de nombreux affleurements de référence existent des deux côtés de la Wiltz (route N25 sur la rive est ; piste cyclable sur la rive ouest ; le long des routes menant à la gare, au SW et au NE de la voie de chemin de fer ; le long de la route CR322).

Lithologie : D'une façon générale, Lucius (1949, 1950a) caractérisait le Siegenien supérieur - Sg3 par la présence de schiste compact, grossier, mal stratifié, avec de rares bancs de grès argileux. Pour la partie supérieure, il parlait d'un faciès gréseux qualifié de « *schiste de Bas-Bellain* » - Sg3s (le terme est repris de Gosselet 1885 – voir tableau 2). Selon Lucius (1950a : 16), ces schistes du Sg3s sont gris, bien clivables et altérés en gris clair à blanc. Des bancs de grès jaunâtre sont souvent présents. Les grès renferment des grands cristaux de pyrite (jusqu'à 1 cm de côté). Par altération, les schistes peuvent prendre des couleurs multicolores (verdâtres à rouges).

Dans la **région de Troisvierges**, le phyllade gris bleu se débite en fins feuillets et domine largement. Il renferme des cubes de pyrite (jusqu'à 1 cm de côté), partiellement limonitisés. Par endroits, le phyllade est silteux à gréseux et légèrement micacé. Les cubes de pyrite sont alors plus abondants. Localement, le phyllade renferme des bancs, des lentilles et des bancs lenticulaires (pluricentimétriques à pluridécimétriques) de grès gris clair ou gris verdâtre (plus rarement gris bleu), parfois argileux et/ou légèrement micacé. Des caractères plus particuliers se développent à certains endroits, comme une nature quartzitique, l'abondance de cubes de pyrite (principalement dans les niveaux gréseux), une stratification interne oblique et un sommet des bancs mamelonné. Les bancs sont parfois groupés en essais pluridécimétriques à plurimétriques.

Dans la **région de Kautenbach**, le schiste gris bleu domine également, mais les bancs de grès ne sont pas rares. A la base, on trouve du schiste gris bleu foncé incorporant des bancs de schiste légèrement plus gréseux ou des lamines gris clair qui soulignent la stratification. La structure phylladeuse est peu fréquente. Les bancs de siltites gréseuses (microgrès) et de grès argileux sont affectés par une schistosité transverse. On trouve également quelques nodules gréseux qui peuvent être alignés dans le plan de stratification. Plus on monte dans la série, plus les bancs de grès gris clair et gris bleu sont présents, certains laminaires (alternances de lamines gris clair et gris foncé), certains à stratification entrecroisée, parfois à joints micacés et à rides de courant sur certains plans. Ils remplissent par endroits des chenaux d'érosion et les bancs sont alors très lenticulaires. A la base, l'épaisseur des bancs de grès dépasse rarement 10 cm. Mais vers le sommet, les bancs sont pluridécimétriques et parfois groupés en essais de plus d'1 m d'épaisseur. Ces bancs de grès sont bien repérables car ils peuvent être recoupés par des veines de quartz laitieux qui ne se prolongent pas dans le schiste.

Sur la **feuille de Wiltz**, la Formation de Kautenbach-Troisvierges est présente dans deux secteurs : assez largement dans le coin NW, au NW de la Faille de Troisvierges-Malsbenden, où elle montre des caractères propres à la région de Troisvierges ainsi que faiblement dans le coin SE, où elle s'affiche avec un faciès propre à la région de Kautenbach.

Au NNE de Nocher, on peut observer le passage de la Formation de Kautenbach-Troisvierges à la formation qui la surmonte (Our, Membre de Stolzenbourg). Le passage est progressif et il n'existe pas de banc caractéristique pouvant servir de frontière. Le seul critère objectif est de quantifier l'importance des bancs de

grès : si celle-ci est inférieure à 50 % sur une épaisseur stratigraphique de plusieurs dizaines de mètres, on est dans la formation de Kautenbach-Troisvierges. Dans le cas contraire (plus de 50 % de grès), on est dans la Formation de Stolzembourg.

La Formation de Kautenbach-Troisvierges peut être parallélisée avec la Formation de Grumelange représentée par Colbach (2003) sur la feuille Redange n°7. Elle constitue une variation latérale de la Formation de Laroche sous le faciès de St-Vith (tableau 1). Pour plus de précisions sur ce faciès, voir Asselberghs (1927 : 209) et (1946 : 179-186).

Paléontologie : La Formation de Kautenbach-Troisvierges, comme celle de La Roche, est peu fossilifère. Elle renferme cependant une faune marine sporadique, constituée essentiellement de brachiopodes et de lamelli-branches. Asselberghs (1946 : 181) précise : « *Les faciès de St Vith et de Laroche renferment une faune identique qui est la faune typique du siegenien supérieur. On la rencontre le plus fréquemment dans les roches gréseuses (...).* » Aux pages 182 à 184, il dresse un tableau précisant les faunes trouvées dans les deux faciès.

Épaisseur : Au flanc sud du Synclinal de La Roche, la Formation de La Roche atteint une épaisseur minimale de 800 m (Dejonghe & Hance 2001). La Formation de Kautenbach-Troisvierges possède une épaisseur minimale estimée à 1500 m par Minten (1997 : 9). Les levés sur la feuille de Troisvierges ont conduit Dejonghe (2019 : 16) à chiffrer son épaisseur à 1350 m au minimum. Sur la feuille de Clervaux, dans la région de Kautenbach, les schistes affleurent largement sur une épaisseur de 2200 m et sont d'accès aisé (Dejonghe 2020b). Sur la feuille de Wiltz, comme la formation n'affleure que partiellement au SE (le contact avec la formation sous-jacente n'existe pas) et ne bénéficie pas de bonne coupe au NW, son épaisseur ne peut pas être chiffrée avec précision. La portion affleurante de cette formation est estimée à plus de 1000 m.

Age : Probablement praguien (Godefroid *et al.* 1994). Anciennement, Siegenien supérieur (S3) ou partie inférieure du faciès de Laroche d'Asselberghs (1946) ou partie supérieure de l'étage hunsruckien (Sg2b) de Leblanc (1923) ou Coblenzien de Gosselet (1885).

Usage : Quelques petites carrières existent au SW d'Allerborn, dans la vallée du Wemperbaach (points W47, W48 et W410).

Affleurements représentatifs : Au SE de Nocher, point W7 ; au SW d'Allerborn, points W47, W48 et W410.

Pour en savoir plus : Asselberghs & Leblanc (1934), Asselberghs (1946), Lucius (1950a), Godefroid *et al.* (1994), Stainier (1994), Dejonghe *et al.* (2017), Dejonghe (2020b).

Emsien inférieur

Le terme Emsien a été introduit dans la région par Henry de Dorlodot en 1900 au cours d'une excursion de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. Il a proposé de diviser le complexe des roches plus récentes que le Gedinnien en deux ensembles : un étage inférieur, nommé Siegenien, et correspondant au Coblentzien (Taunusien et Hunsruckien) de Dumont (1848) et un étage supérieur correspondant aux *Coblenschichten* des Allemands, nommé Emsien à la place de Coblenzien qui prêtait à confusion. Dumont (1848) distinguait aussi l'Ahrien qui surmontait son Coblentzien et se trouvait au sommet du Dévonien inférieur (tableau 2).

Ce sont les brachiopodes qui sont utilisés pour les subdivisions biostratigraphiques de l'Emsien inférieur. Jansen (2016 : 37) écrit : « *Based on ranges of brachiopod species, the strata of the Rhenish lower Emsian can be correlated with successions in the Ardennes. Approximately in line with traditional litho- and biostratigraphic concepts (...), the boundary between the Siegenian and Emsian stages has been placed in the sequence of the southern Dinant Synclinorium within the lower part of the Pesche Formation, at the base of unit 2 (...).* »

Il ajoute (*ibid.* : 39) : « *Open-shelf palaeoenvironments persisted through most of the early Emsian time in the central and southern Rhenish area. The global sea-level slowly rose, but this rise is not clearly reflected everywhere by the facies development.* »

2.2.5. Formation de l'Our (OUR) - Membres de Stolzembourg (STO) et de Schuttbourg (SCH)

Origine du nom : C'est Gosselet (1885) qui a introduit les notions de « *quartzophyllades de Heinerscheid* » (au nord) et de « *quartzophyllades de Schütbourg* » (au sud) qu'il rattachait à l'Ahrien (Emsien inférieur). Asselberghs (1911 : M93) adoptait le même langage pour l'Em1. Ultérieurement, Lucius (1949, 1950a,b) a distingué, à la base, les « *schistes de Stolzembourg* » (Stolzembourg) et, au sommet, les « *quartzophyllades de Schuttbourg* » (Schütbourg). Mais pour Gosselet (1885), les quartzophyllades de Schütbourg surmontaient directement les schistes de Kautenbach. Furtak (1965) a regroupé Stolzembourg et Schuttbourg dans un ensemble dési-

gné par « *Complexe C* ». Le terme « *Our* » a été introduit par Dejonghe *et al.* (2017), l'Our étant une rivière faisant frontière entre l'Allemagne et le Luxembourg.

Le choix du nom de « *Schuttbourg* » pose problème. Ce n'est pas une localité, c'est le nom d'un château situé à 1,5 km au NNE de l'église de Kautenbach (commune de Kiischpelt) au lieu-dit « *Schüttbuerg* ». Il est isolé dans les bois et au sein d'une propriété privée. On ne peut pas facilement accéder au promontoire sur lequel il se trouve et où Asselberghs aurait trouvé des fossiles. Autour du château de Schuttbourg, les affleurements ne sont pas très bons. Toutefois, ils sont de meilleure qualité dans la vallée de la Clerve et le long de la route CR322, entre Kautenbach et Consthum. En revanche, dans la vallée de l'Our, les affleurements de la Formation de l'Our sont abondants, beaucoup plus représentatifs et d'accès plus aisé, notamment à Stolzembourg. Se rattachant au point de vue de Furtak (1965), Dejonghe *et al.* (2017) ont introduit la notion de Formation de l'Our qui regroupe l'ensemble des schistes de Stolzembourg et des quartzophyllades de Schuttbourg de Lucius (1949, 1950a).

Lithologie : Pour Lucius (1949, 1950a), les différences pétrographiques très nettes entre la partie inférieure et la partie supérieure de cet ensemble justifiaient la subdivision en deux assises représentées sur les anciennes cartes géologiques du Luxembourg. Il a distingué :

- la partie inférieure (E1a) constituant les « *schistes de Stolzembourg* ». Dans celle-ci, les phyllades et quartzophyllades de couleur foncée prédominent de loin, avec des intercalations de rares et minces bancs de grès quartzeux. Lucius (*ibid.*) considère que, dans les schistes sous-jacents du Siegenien supérieur (Formation de Kautenbach-Troisvierges), la stratification est presque complètement effacée par la schistosité, tandis qu'elle est très nette dans les schistes de l'Emsien inférieur qui les surmontent ;
- la partie (E1b) formant l'assise des « *quartzophyllades de Schuttbourg* » se distingue par l'intercalation fréquente, dans les schistes et les phyllades, de bancs assez puissants de grès quartzeux.

Nos levés détaillés ne nous conduisent cependant pas à la même conclusion que Lucius (*ibid.*), même si nous reconnaissons que la partie inférieure de cet ensemble est sensiblement différente de la partie supérieure. En fait la variation lithologique est progressive de la base au sommet et il nous semble difficile de placer une limite entre les deux parties. C'est

ce qui a amené Dejonghe *et al.* (2017) à regrouper les deux parties distinguées par Lucius (*ibid.*) au sein d'une seule formation (de l'Our), mais en la subdivisant en deux membres (de Stolzembourg et de Schuttbourg) pour faciliter la compréhension avec la carte de Lucius (*ibid.*). Cependant, placer une limite précise entre les deux membres est impossible (la variation lithologique est progressive) ; elle ne peut être qu'approximative et relativement subjective, mais est utile pour comprendre l'allure des structures tectoniques.

Dans la **partie inférieure**, c'est le faciès argileux qui est surtout caractéristique. Les roches consistent en schiste ou phyllade grossier, silteux à gréseux, gris foncé et gris bleu foncé, qui s'altère dans les tons verdâtres à brunâtres, en taches irrégulières. Le schiste ou phyllade grossier passe insensiblement au grès argileux gris foncé ou gris bleu foncé et très faiblement micacé. Là où le caractère argileux s'amplifie, une schistosité transverse se développe.

Par endroits, on note la présence de lentilles et de bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques de grès gris avec une pointe de verdâtre, à tendance quartzitique, très cohérent, ou de grès stratifié par des lamines plus claires, voire franchement laminaire (alternances millimétriques verdâtre clair et gris bleu foncé). Des stratifications entrecroisées ont aussi été observées. Par places, les joints sont micacés et la roche se débite alors en plaquettes. Le grès peut localement être pigmenté par de la limonite, ce qui lui confère une couleur rouille. Des rides de courant sont présentes sur certains plans de stratification. Les bancs de grès peuvent localement être groupés en essais de plusieurs mètres d'épaisseur. Les séries gréseuses atteignant une épaisseur appréciable ont été exploitées à divers endroits (voir la rubrique « usage »).

La présence de nodules de grès gris bleu est rare (par exemple, au point W38, à 200 m au NNE de la halte de Merkholtz, au sommet du Membre de Stolzembourg). Sur la feuille de Clervaux, il semble bien que ces nodules de grès ne soient présents principalement que dans le Membre de Stolzembourg. La présence de fossiles est rarissime (à environ 800 m au NW de Schleif, au point W197, polypiers limonitisés, tiges et articles de crinoïdes limonitisés).

Principalement dans la **partie supérieure**, l'ensemble incorpore de nombreux bancs massifs, de grès et de quartzite d'épaisseurs pluricentimétriques à pluridécimétriques (souvent comprises entre 10 et 30 cm). Ils sont alors dénommés par les habitants « *grès de Hassel* » ou « *Hasselstein* » {aussi orthographié « *Hasselt* » par Minten (1997) et Dejonghe *et al.* (2017) ou « *Haaselt* »



Photo 3 : Formation de l'Our (Membre de Schuttbourg). Bancs pluridécimétriques de grès gris. Merkholtz (point W466).

par Faber (1982 : 21) ou encore « Haasselter » sur le site www.rinnen.lu/carriere/. Ces bancs peuvent être isolés ou groupés en essaïms de plusieurs mètres à plus de 20 m d'épaisseur (photo 3).

Le grès (parfois grenu ou quartzitique) et le quartzite sont gris à verdâtres et dans des tons nettement plus clairs que les schistes et les phyllades caractérisés généralement par des couleurs gris bleu foncé. Localement, mais assez fréquemment, le grès est laminaire (tantôt très légèrement, tantôt franchement), voire rubané (les strates possèdent alors une épaisseur de quelques mm au cm). Des stratifications obliques ont été observées. Le grès est parfois argileux et micacé et d'autant plus foncé que la teneur en argile augmente. Une schistosité transverse apparaît alors dans les grès les plus argileux en les morcelant. Les joints ondulants (rides de courant) sur certains plans de stratification sont présents mais assez rares ; la plupart du temps, les bancs de grès sont limités par des surfaces planes. Parfois, les bancs sont lenticulaires.

Par endroits (comme au point W60), on note la présence de figures de charge (pseudonodules) dues

à l'enfoncement par gravité de masses gréseuses dans un substratum plus argileux et combinées à du glissement sous-aquatique. Ces structures ont été décrites en détail par Macar & Antun (1950) dans l'Emsien inférieur à d'autres endroits de l'Éislek. Sur la feuille de Clervaux, des pseudonodules ont été observés vers la base de la formation (Dejonghe 2020a,b). Ces pseudonodules sont parfois déformés par la schistosité transverse ou recoupés par des veinules.

Des traces d'impact (*tool marks*) ont également été relevées. Un pigment limoniteux, plus fréquent au sommet de la formation qu'ailleurs, colore par places les grès et quartzite en périphérie des surfaces libres en les teintant en brunâtre.

La roche est souvent de nature mixte, à alternances plurimillimétriques à pluricentimétriques de grès, grès argileux, phyllade gréseux et phyllade, ce qui l'a fait qualifier dans la littérature ancienne de quartzophyllade. L'aspect est alors rubané par des différences de couleurs (alternance de bandes plus claires et plus foncées).

Il convient de rappeler que sur la feuille de Clervaux, à certains endroits dans la région de Hoscheid, Merscheid et Putscheid, une coloration bordeaux, identique à celle de la Formation de Clervaux, est présente le long de certains plans de stratification, de schistosité ou de fractures (Dejonghe 2020b). Mais cette coloration bordeaux n'a pas été observée dans la Formation de l'Our appartenant à la feuille de Wiltz.

Les plus gros bancs de grès sont recoupés par des veines pluricentimétriques de quartz laiteux. On n'observe pas de boudinage des bancs. A certains endroits (par exemple au point W199), le grès renferme des cubes de pyrite idiomorphe de 1 à 4 mm de côté.

Asselberghs (1946 : 226-227) mentionne que : « Sur le bord nord du bassin de Neufchâteau, l'emsien inférieur forme une bande de 800 m de largeur moyenne et de direction N35°E entre Elby et la frontière. Vers l'Est, elle s'élargit fortement en passant par Schleif, Brachtenbach, Marnach, Maulusmühle, Heinerscheid pour atteindre 8 km à Weiswampach. (...). Entre Schleif et Derenbach, à Selscheid, dans la vallée de la Clerf et le Wampacherbach, on note de nombreux affleurements de schistes quartzeux, bleus phylladeux, des quartzophyllades, et des grès quartzophylladeux bleus micacés ; ceux-ci en bancs isolés ou en lentilles. Le quartzite bleu clair ou gris de fer est abondant. » Pour Muller (1980 : 587), « c'est avec les veines charbonneuses une des caractéristiques du faciès de Schuttbourg ».

Paléontologie : Des fossiles provenant de couches de Schuttbourg sont mentionnés par Leidhold (1913).

Il s'agit principalement de lamellibranches et de brachiopodes mais aussi d'anthozoaires, de gastéropodes, de trilobites, etc. La présence de fossiles est également soulignée par Asselberghs (1932 : 5) qui écrit : « ... la faune de Schütbourg, qui se trouve dans les schistes gris foncé et les quartzophyllades, sous-jacents aux schistes bigarrés de Clervaux. C'est une faune analogue à celle de Stadfeld, c'est la faune typique de l'Emsien inférieur ou des Untercoblenschichten. » Asselberghs (1946 : 456) précise encore : « (...) dominant la vallée de la Clerf, s'élève le château de Schütbourg. Il est bâti sur les « quartzophyllades de Schütbourg » de J. Gosselet. Dans ces quartzophyllades, sont intercalés des bancs minces de quartzite brun, abondamment fossilifères, où nous avons décelé une faune typique de l'emsien inférieur (1912 : 64). Les tranchées de chemin de fer entre Schütbourg et Kautenbach restent dans la même assise ; celle-ci continue à affleurer jusqu'au manteau mésozoïque. »

La découverte d'un hétérostracé psammostéide dans le Membre de Schuttbourg par Delsate *et al.* (2004) constitue le second enregistrement vérifié de vertébré dans le Dévonien inférieur du Luxembourg et

la première mention d'un hétérostracé psammostéide dans le Massif ardennais. L'attribution au Membre de Schuttbourg a cependant été mise en question. En effet, les auteurs signalent que l'âge traditionnellement attribué au Membre de Schuttbourg est la partie supérieure de l'Emsien inférieur (E1b, voir tableau 1) mais que l'assemblage fossile de la localité concernée (carrière au SE de Merkholtz) conduit à un âge emsien moyen à supérieur (E2 à E3) traditionnellement attribué aux couches des formations de Clervaux et de Wiltz.

Au sud de la feuille Clervaux, à l'ESE de Heiderscheid, dans la vallée du Reideschbaach, dans la partie basale de l'Emsien inférieur, des trilobites ont été étudiés par Basse & Franke (2006) et Basse *et al.* (2006). En outre, le pleurodictyforme signalé à cet endroit par Basse & Franke (2006) a été réétudié par Plusquellec & Franke (2010) et redéfini.

Epaisseur : Minten (1997 : 10-11) attribue une épaisseur d'environ 500 m au Membre de Stolzembourg et de 500 à 600 m au Membre de Schuttbourg. Faber (1982 : 23) assigne à l'ensemble des deux membres une épaisseur de 2100 m (1100 m pour Stolzembourg et 1000 m



Photo 4 : Carrière à Merkholtz (point W466) où le grès de la Formation de l'Our (Membre de Schuttbourg) a été exploité. La partie ensoleillée correspond à la paroi située au NNW. Cette paroi est mieux visible sur la photo encadrée dans le coin supérieur droit. Le petit trait clair horizontal correspond à une planche placée par la firme qui a équipé la paroi en site d'escalade. Elle est également bien reconnaissable sur la photo 3. L'entrée de la carrière mesure plus de 50 m dans la direction NNW-SSE.

maximum pour Schuttbourg dans la vallée de la Clerve). Sur la feuille de Troisvierges, Dejonghe (2019) estime que la Formation de l'Our avoisine 2500 m (1500 m pour Stolzembourg et au minimum 1100 m pour Schuttbourg). Sur la feuille de Clervaux, entre Kautenbach et Lellingen, Dejonghe (2020b : 17) attribue à la Formation de l'Our une épaisseur de 2200 m. Sur la feuille de Wiltz, à l'ouest de Merkholtz, entre Nocher et Heicht, la Formation de l'Our atteint une épaisseur de 1600 m selon la coupe AA' (1000 m pour le Membre de Schuttbourg et 600 m pour le Membre de Stolzembourg). Il semblerait donc y avoir une diminution de l'épaisseur de cette formation d'est en ouest.

Usage : Les grès et quartzites formant des séries de plusieurs mètres d'épaisseur (parfois plus de 20 mètres) ont été exploités dans des carrières plus ou moins grandes, par exemple à l'ouest de Merkholtz (points W12, W31, W35, W464, W465 et W466 – photo 4) et au SE de Roullingen (point W203). Minten (1997) mentionne que les grès de Hassel(t) ont été exploités pour la construction.

Affleurements représentatifs : Les affleurements sont bien représentatifs de la Formation de l'Our dans les carrières mentionnées à la rubrique « usage ». Ils sont nombreux le long de la route N12, au SSE de Roullingen.

Pour en savoir plus : Asselberghs (1946), Lucius (1950a), Godefroid *et al.* (1994), Bultynck & Dejonghe (2001), Dejonghe *et al.* (2017), Dejonghe (2020b).

Emsien moyen et partie de l'Emsien supérieur

2.2.6. Formation de Clervaux (CLE)

Même si on sait qu'une formation peut être diachrone et varier latéralement en épaisseur, une certaine confusion existe si on compare les différentes opinions stratigraphiques concernant la Formation de Clervaux au Luxembourg et en Allemagne. Pour les auteurs allemands, les « *Klerfer Schichten* », les « *Klerf Schichten* » ou la « *Klerf Formation* » ne correspondent pas exactement au même niveau stratigraphique que pour la Formation de Clervaux définie au Luxembourg (voir par exemple *Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz*, 2005 : 36-39 ; Ribbert 2008 : 288 ou, pour un plus large commentaire, Franke 2006b : 54-57). L'opinion allemande est résumée dans « *Lithostratigraphische Einheiten Deutschlands* » (Ribbert 2007). En effet, en Allemagne la « *Klerf Formation* » se rapporte à une plus large partie de temps que la Formation de Clervaux considérée ci-après et, par conséquent, englobe également la période de temps correspondant à la Formation de

l'Our. Comme les termes « *Schistes rouges de Clervaux* » ont été définis par Gosselet en 1885, son utilisation dans son acception primaire bénéficie donc d'une large priorité. L'emploi par les auteurs allemands, du même nom de localité pour deux unités lithostratigraphiques différentes, doit être considéré comme regrettable même s'ils considèrent que les deux unités (luxembourgeoise et allemande) ont le même faciès. Cette clarification a été précisée par Dejonghe *et al.* (2017 : 39). Voir aussi la note de nomenclature relative au terme Clervaux due à Jacques Godefroid à la page 23 de Delsate *et al.* (2004).

Origine du nom : Ville de Clervaux (Clerf ou Klerf). Le nom a été introduit par Gosselet (1885 : 269) qui parlait des « *schistes rouges de Clervaux* ».

Lithologie : Les couches de Clervaux sont constituées d'un mélange de schistes fins ou arénacés (gréseux), vert clair (vert olive), bordeaux (lie de vin à rougeâtres) ou bigarrés, par endroits laminaires, dans lesquels sont intercalés des lentilles ou des bancs de grès de teintes diverses (gris à gris verdâtre, vert foncé, bleuâtres, rarement rouges), tantôt grossiers, tantôt à grains fins (siltites, microgrès), souvent micacés et laminaires, localement argileux.

La couleur bordeaux est parfois très discrète. Elle peut ne se marquer que sur les joints de stratification et les lamines, mais également sur les plans de schistosité et de diaclase, éventuellement en taches aux contours irréguliers. De façon simplifiée, les couleurs bordeaux et bigarrées s'expriment bien dans les schistes et les siltites, la couleur vert olive dans les grès argileux à très argileux, et la couleur grise dans les grès purs.

La roche renferme par places des corps limoniteux aux contours irréguliers de quelques mm de dimension. Sur certains corps limoniteux, des vagues côtes ont été observées suggérant qu'il s'agit alors de reliques de fossiles. Ces corps limoniteux, vraisemblablement des calcrètes altérées, sont bien caractéristiques de la formation. Les surfaces externes des blocs sont parfois pigmentées par de la limonite.

La présence de niveaux de quartzite blanc de faciès « *Quartzite de Berlé* » au sommet de la Formation de Clervaux est possible. Des bancs de grès quartzitique et de quartzite gris, très cohérents, ont aussi été observés, ainsi que des bancs de grès gris verdâtre, grenu et laminaire (alternance millimétrique de lamines gris verdâtre clair et gris foncé) et enfin, des bancs de grès gris à stratification oblique.

Muller (1980) précise que : « *Les intercalations de bancs de quartzite argileux sont rares dans la partie inférieure, mais deviennent plus fréquentes dans la par-*

tie supérieure. La série peut se terminer par quelques mètres de schistes foncés avec de minces bancs de quartzite gris. Ce faciès anticipe sur celui de l'Emsien supérieur. » Pour Asselberghs (1932 : 9), « l'Emsien moyen du Grand-Duché de Luxembourg et de l'Eifel est donc une assise formée de schistes rouges, verts et bigarrés avec grès et quartzites, qui constituent en de nombreux points le sommet de l'assise (Quartzite de Berlé, Coblenz-quarzit) et qui dominant aussi largement à la partie inférieure ».

Asselberghs (1932 : 9) considère que les couches de Clervaux correspondent à une période de régression. Toutefois, en 1941, il tempère un peu cette acception en précisant que la régression atteint son maximum dans la moitié inférieure des schistes de Clervaux d'âge emsien moyen. Par la suite, une transgression commence dans l'Emsien moyen et se dessine clairement à la fin de la période de Clervaux. Elle se poursuit à l'Emsien supérieur durant le dépôt du Quartzite de Berlé (*Koblenzquarzit*) et des schistes de Wiltz (Asselberghs 1941 : 78). Concernant le même sujet, Jansen (2016 : 39) écrit : « *During the latest early Emsian time, the openmarine development was terminated by a strong regional regression affecting large parts of the Rhenish Shelf; it was at least enhanced by very high sedimentation rates. As a result, supratidal or intertidal to shallow-subtidal palaeoenvironments prevailed, as has been concluded from sedimentary and palaeontological characters of the mainly proximal e-rhenotypic to pararhenotypic or terrestrial subfacies of the Klerf and Nellenköpfchen formations in the central Rhenish Massif.* »

L'hypothèse de l'installation d'un estuaire à cette époque est très probable et confirmée par Michel *et al.* (2010). Ceux-ci ont effectué une étude sédimentologique et de la susceptibilité magnétique de la Formation de Clervaux dans le Synclinorium de Wiltz sur des coupes de la carrière qu'ils dénomment « *de Himmelbaach* ». Précisons qu'il s'agit de la grande carrière située au point W249, située au lieu-dit « *Brantbiereg* » (l'« *Himmelbaach* » est le nom de la rivière coulant dans la vallée et le lieu-dit « *In der Himmelbach* » est situé à 800-850 m au SE). Ils distinguent trois faciès : un premier faciès de grès argileux à stratifications obliques, croisées et en arête de poisson avec des chenaux d'érosion ; un deuxième faciès relatif à des argilites sableuses à stratifications lenticulaires à ondulantes, des grès argileux et des arénites quartzieuses ; enfin, un dernier faciès correspondant à des arénites quartzieuses à stratifications obliques, des laminations planes et des minces lits argileux irréguliers (*mud drapes*) (la base de ce faciès montre aussi du litage *flaser* et des stratifications sig-

moïdales). Ils concluent que ces couches correspondent à des dépôts marins côtiers (marginiaux) influencés par les marées. Franke (2006b) a effectivement identifié des faunes caractéristiques d'eaux marines et continentales.

Paléontologie : La formation est pauvre en fossiles. L'assemblage paléontologique de l'Eifel est détaillé par Asselberghs (1941 : 66-69) qui étudia en 1939 un gisement fossilifère des schistes de Clervaux près de Wiltz et lui attribua un âge emsien inférieur. Lucius (1949, 1950a) situe cependant les couches bigarrées de Clervaux dans l'Emsien moyen. La microflore de l'Eifel (Massif schisteux rhénan) des couches de Clervaux a été décrite par Schultz (1968). Au SE de la feuille de Wiltz, la présence de trilobite dans une carrière située à Merkholtz a été décrite par Müller & Alberti (2010). Les ostracodes de cette formation ont été étudiés par Becker & Franke (2012). Selon Michel (2012 : 184), le sommet de la Formation de Clervaux, s'étant déposé au même moment que le Quartzite de Berlé (daté de l'Emsien supérieur), appartiendrait à l'Emsien supérieur et non à l'Emsien moyen. Bref, la Formation de Clervaux recouvre à la fois l'Emsien moyen et une partie de l'Emsien supérieur.

Épaisseur : Environ 200 m près de la frontière belge et 400 m entre les rivières Clerve et Our (Asselberghs 1941 : 76 ; Lucius 1950a : 21) ; 350 à 600 m (Konrad & Wachsmut 1973 : 6) ; 425 m (Faber 1982 : 20) ; 400 m (Minten 1997 : 12) ; 600 m (Muller 1980 : 587).

Sur la feuille de Clervaux, nos levés au sud de Lellingen confèrent à la formation une épaisseur de 550 m. Au NW de Consthum, elle varie entre 500 et 700 m. Le long de l'Our, entre Obereisenbach et Rodershausen, elle atteindrait 800 m. Une tendance à l'épaississement se marque donc vers l'est et le SE.

A l'est de Wiltz, les coupes AA' et BB' lui assignent une épaisseur de l'ordre de 500 m, voire plus là où existe le Membre de Härebësch. Au SW de Roullingen la coupe CC' porte cette épaisseur à environ 800 m.

Bref, dans l'Éislek, l'épaisseur de la Formation de Clervaux est variable selon les endroits avec un maximum de 800 m.

Usage : Voir paragraphe 2.2.7. Membre de Härebësch.

Affleurements représentatifs : A l'est de Wiltz, des affleurements sont visibles notamment le long de la route N25 (point W28), dans le chemin d'accès à la grande carrière de Tutschemillen (du côté NNW du point W246b) et à la confluence du Himmelsbaach et du Kirel (point W15).



Photo 5 : Rides de courant unidirectionnelles de faible amplitude dans le Membre de Härebësch. Weidingen (point W246b). La partie jaune du manche du marteau mesure 13,3 cm.

Pour en savoir plus : Gosselet (1885, 1888), Leidhold (1913), Asselberghs (1941, 1946), Lucius (1950a), Faber (1982), Franke (2006b), Michel (2012), Dejonghe *et al.* (2017), Dejonghe (2020b).

2.2.7. Membre de Härebësch de la Formation de Clervaux (HAR)

Origine du nom : Härebësch est un lieu-dit au NE de Wiltz et de la vallée de la Wiltz. Il est situé sur la localité de Weidingen (commune de Wiltz).

Lithologie : Le Membre de Härebësch est constitué d'une épaisse série gréseuse à quartzitique, par endroits légèrement argileuse, de couleur grise (parfois verdâtre ou vert olive clair), en bancs massifs pluridécimétriques à métriques, voire plurimétriques. Le grès peut être grenu ou laminaire. Les intercalaires argileux de faible épaisseur sont généralement de couleur vert olive. Ces roches ont été exploitées dans des grandes carrières

le long de la Wiltz à l'est de Wiltz (points W25, W211, W213, W214, W246) et une série de plus petites carrières dans la vallée du Himmelbaach (points W247, W263, W265).

Le caractère littoral de ce membre, assimilable à un dépôt de replat de marée (*tidal flat*), est attesté par la combinaison des observations suivantes :

- des niveaux à polygones de dessiccation (au point W246) ;
- des rides de courant (unidirectionnelles ou d'interférence) à divers endroits dont au point W246b (photo 5) ;
- des stratifications obliques ;
- des bancs lenticulaires à caractère ravinant ;
- des pistes de vers, des terriers horizontaux et, plus généralement, de la bioturbation (à divers endroits, notamment aux points W213 et W214) ;



Photos 6 et 7 : Paléovertisols dans le Membre de Härebësch. Weidingen, point W211. La plus grande dimension des paléovertisols varie entre 0,20 et 1 m.

- des joints à débris végétaux (au point W211) ;
- des calcrètes nodulaires (stades I et II) (notamment aux points W210 et W211). Le terme calcrète implique un concrétionnement pédogénétique des sols carbonatés sous climats à saisons contrastées (saison sèche et saison humide). Ils sont souvent associés à des structures verticales (= paléovertisols) et se développent dans des plaines alluviales.

L'interprétation de structures de type « *figures de charge* » au point W211 (photos 6 et 7) est mise en doute par Eric Goemaere (communication personnelle). Pour lui, il s'agit de figures typiques de paléovertisols bien visibles au front de la carrière du point W211, dans sa partie inférieure. Les sols vertiques sont ainsi nommés parce qu'ils sont l'objet de mouvements verticaux déterminés par le retrait et le gonflement des argiles qui les constituent. Les sols vertiques sont, en effet, des sols très argileux, constitués d'argiles gonflantes. Ces mouvements vertiques incorporent la matière organique très profondément dans tout le profil du sol sans l'intervention d'une activité biologique. On observe ainsi les mouvements internes au sol liés au gonflement lors de la saison des pluies avec formation de stries de glissement pédogénétiques. Fissures de dessiccation et surfaces irrégulières porteuses de stries débitent le matériau donnant ces formes particulières. Contrairement aux figures de charge qui déforment la stratification, dans les paléovertisols, l'auto-broyage (« *self-mulching* ») a détruit toute stratification. De plus, les vertisols éodévonien sont porteurs de nodules (calcrètes). La coupe montre en fait la superposition de profils (séquences) incomplets de sols. Il n'y a donc pas lieu

de voir des couches en série renversée au point W211 (Eric Goemaere, communication personnelle).

Paléontologie : Présence de débris végétaux dans certains joints de stratification (points W25 et W211) et de coquilles à côtes bien marquées (point W457).

Épaisseur : Son épaisseur est déduite des coupes AA' et BB' (environ 300 à 350 m). Ce membre est très vraisemblablement lenticulaire et localisé vers le sommet de la Formation de Clervaux. Pour matérialiser cette hypothèse, les couches sommitales de l'Anticlinal de Härebësch ont été attribuées aux couches classiques de la Formation de Clervaux.

L'existence du Membre de Härebësch à l'ouest de la Faille du Château de Wiltz est problématique. Jusqu'à Roullingen, la région est fortement urbanisée et dépourvue d'affleurement. Aucune dépression ne laisse supposer à l'existence d'une activité d'extraction en carrière dans cette région. Il y a de fortes chances pour que ce membre se biseaute et disparaisse dans la direction de Roullingen ou qu'il ne s'exprime qu'en bancs gréseux de relativement faible épaisseur isolés dans du schiste verdâtre.

Usage : La roche a été exploitée dans des grandes carrières à Weidingen (vallée de la Wiltz) au lieu-dit « *Härebësch* » (points W211, W213, W214, W246 - photo 8, photo 9 et figure 4) et à Eischweiler (vallée du Himmelbaach), au lieu-dit « *Ramerich* » (points W247, W263).

Affleurements représentatifs : Voir « lithologie » et « usage » : points W211, W213, W214, W246, W247 et W263.

Pour en savoir plus : Maquil *et al.* (1984).



Photo 8 : Carrière située à Weidingen (point W246a) où le grès du Membre de Härebësch a été exploité. Les plans de stratification les mieux marqués ont été repérés par des traits noirs. Trait rouge : faille.



Photo 9 : Carrière située à Weidingen (point W246a). Vue rapprochée de la partie centrale où les couches épousent une allure anticlinale.

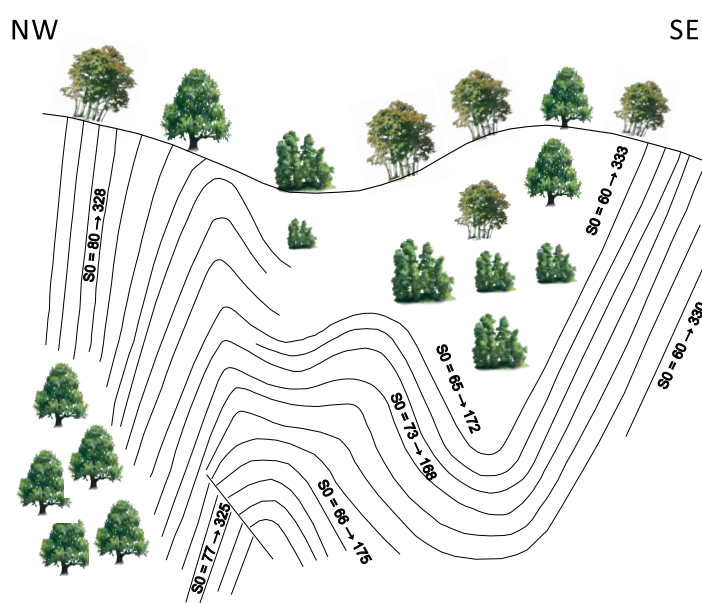


Figure 4 : Allure des couches dans la carrière située à Weidingen au point W246a où le grès du Membre de Härebësch a été exploité. Schéma de la photo 8.



Photo 10 : Quartzite de Berlé renfermant des corps limoniteux, certains à contour de fossiles. Le grand côté de la photo correspond à une longueur de 18 cm. Wiltz (point W351b).

Emsien supérieur

2.2.8. Quartzite de Berlé (BER)

Origine du nom : Localité de Berlé située à 6 km à l'WSW de Wiltz. Il a été décrit pour la première fois par Gosselet (1885) qui parlait des « *quartzites* (au pluriel) de Berlé ». En Belgique, il est appelé « *Quartzite de Traimont* ». Dans l'Eifel, on l'a désigné sous le nom de « *Koblenzquarzit* » ou « *Emsquarzit* ».

Lithologie : Niveau de quartzite blanc ou blanc jaunâtre, généralement composé de plusieurs bancs massifs, décimétriques et métriques, séparés par des intercalations schisteuses. Des joints de stratification sont parfois cupuleux (des cupules qui correspondent à des moules internes de fossiles ont été observées). A certains endroits, des corps limoniteux (généralement à contour quelconque, rarement de fossile) sont présents (photo 10). Quelques blocs renferment des clastes de shale foncé. Par endroits, le quartzite est veinulé de quartz laiteux. Le quartzite de Berlé ne doit pas être confondu avec certains bancs de grès gris très clair et quasi blanc compris dans la Formation de Wiltz (voir commentaire spécifique au point 2.2.9.).

Sa position stratigraphique a été discutée par Asselberghs (1932 : 6 et 14-15) et par Lucius (1950a : 21). Il a été placé tantôt au sommet de l'Emsien moyen (dans la Formation de Clervaux), tantôt à la base de l'Emsien supérieur (à la base de la Formation de Wiltz). Actuellement, on le place à la base de l'Emsien supérieur (Muller 1980 ; Michel 2012). Faber (1982) a distingué deux niveaux de quartzite blancs : un niveau désigné par q1, situé immédiatement sous les schistes de Wiltz et un niveau q2, situé dans la Formation de Clervaux, à 160 m sous les schistes de Wiltz. Minten (1997) suggère qu'il s'agit d'un dépôt diachrone présent à la fois au sommet de la Formation de Clervaux et à la base de la Formation de Wiltz.

Toutefois, ce niveau n'est pas observable de façon systématique à la frontière des formations de Clervaux et de Wiltz et la question de sa continuité latérale peut être posée. Comme Michel (2012 : 9 et 184), nous pensons qu'il s'agit d'un niveau lenticulaire discontinu. Certes, Lucius, au cours de l'élaboration de sa carte de 1949, a certainement pu observer plus de sites où le Quartzite de Berlé affleurerait qu'on peut le faire actuellement (2020). Mais la continuité qu'il donne à ce niveau sur sa carte de 1949 ne nous paraît pas refléter la réalité d'autant plus qu'à certains endroits où il le fait passer, les conditions géologiques nous ont permis de conclure qu'il n'existe pas (voir chapitre 8).

En outre, la question de l'unicité de ce niveau quartzitique mérite également d'être relevée. En effet, il semble bien que différents niveaux de quartzite blanc de faciès Berlé existent au sein de la Formation de Clervaux (par exemple, à l'ouest de Dasbourg-Pont, au sud de Roder et à l'est et au NE de Lellingen – voir les tracés de Lucius sur sa carte de 1949). Asselberghs (1912 : M94-95), qui l'avait étudié pétrographiquement, a écrit qu'il « *se présente sous forme de lentilles intercalées dans les schistes* ». En outre, Faber (1982) et Dürkoop (1992) considèrent que la partie supérieure de la Formation de Clervaux renferme des bancs décimétriques de quartzite massif appelé « *quartzite précurseur* » ou « *Vorläufer-Quarzit* ». Mais dans la plupart des cas, c'est entre les formations de Clervaux et de Wiltz qu'il a été observé. Il constitue donc un bon niveau marqueur voisin de la frontière de l'Emsien moyen et supérieur et pourrait être considéré comme un membre d'une formation. Ce niveau très caractéristique ne possède cependant pas l'épaisseur minimale de 30 m pour être érigé en formation (Hedberg 1976).

Par comparaison avec le Massif schisteux rhénan, citons la position de Jansen (2016 : 36) : « *The lower Emsian strata are overlain in the central Middle Rhine and lower Mosel areas by the lowermost upper Emsian Emsquarzit Formation and in the South Eifel region by the Berlé Formation; both formations represent relatively pure and very hard quartzitic sandstones or quartzites. There are first quartzitic precursor sandstone beds (= 'Vorläufer-Quarzite') in the underlying Nellenköfchen and Klerf formations, but these are generally more impure, more micaceous and richer in plant remains; besides they are thinner bedded and may contain lower Emsian fossils or may be overlain by beds containing fossils of this age (...).* »

Jansen (2016) érige le Quartzite de Berlé en formation qu'il place à la base de l'Emsien supérieur et le parallélise avec les autres formations du Massif Rhénan. Il réactualise les variétés de brachiopodes propres à ce niveau en le qualifiant de « *Berlé event* » caractérisé par une brusque accentuation du caractère transgressif de la mer. Cet événement est précédé d'une régression au sommet de l'Emsien inférieur (niveau d'âge Vallendar).

Pour mémoire, citons ce qu'Asselberghs (1932 : 6) écrivait à propos de sa position stratigraphique : « (...) *le Quartzite de Berlé et le Koblenzquarzit, qui sont immédiatement surmontés par les faunes typiques de l'Obercoblenz, correspondent aux couches supérieures fossilifères de l'assise de Winenne ; et, par voie de conséquence, que les couches bigarrées de Clervaux sont l'équivalent des couches plus anciennes de la même*

assise. Quartzite de Berlé et Schistes de Clervaux apparaissent ainsi comme formant une seule assise, dont nous faisons l'Emsien moyen ». Il ajoutait (*Ibid.* : 15-16) qu'« Il est donc possible que le facies quartzite de Berlé puisse se rencontrer sur toute la hauteur de l'assise. Cependant, partout où il existe, il est surtout abondant à la partie supérieure. D'autre part, dans la bande qui va de Lützkampen à Sötenich (en Allemagne), on le trouve aussi à la partie inférieure ».

Paléontologie : Le quartzite contient de nombreux fossiles décrits par Asselberghs (1912 : M60-61, 1946) et Leidhold (1913). Mais c'est surtout Franke (2016) qui en a réalisé une étude faunistique extrêmement détaillée et agrémentée de très nombreuses illustrations (faune benthique constituée principalement de brachiopodes et de bivalves). Il a démontré qu'au début de l'Emsien supérieur, un tiers de toutes les espèces présentes apparaissent nouvellement.

Épaisseur : C'est un niveau lenticulaire auquel on attribue une épaisseur moyenne de 10 m. Lucius (1950a : 21) avançait une épaisseur de 2-5 m au sud de Harlingen et 10-15 m plus à l'est. Konrad & Wachsmut (1973) et Michel *et al.* (2010) lui assignent une épaisseur maximale de 15 m.

Les endroits où il a été observé sur la feuille de Clervaux sont détaillés par Dejonghe (2020b). Soulignons particulièrement son existence à Obereisenbach, au point C285e, le long de la route N10, où il affleure sur une épaisseur stratigraphique d'environ 8 m et où les contacts avec les formations de Clervaux et de Wiltz qui l'encadrent sont bien observables.

Sur la feuille de Wiltz, au vu de l'abondance, de la longueur et de la largeur des tranchées d'exploitation qui existent entre Berlé et Roullingen, aux lieux-dits « *Bamelz* » (point W91, 300 m de long), « *Hielschend* » (point W319, 500 m de long), « *Gehälach* » (point W351, 600 m de long) et « *Huuscht* » (points W354 et W355, 600 m de long), le niveau de Quartzite de Berlé devait être particulièrement bien représenté dans ce secteur.

Entre Erpeldange et Merkholtz, son épaisseur varie beaucoup : environ 1,6 m au point W316 ; 11,70 m dans la grande carrière de Ramerich, au point W249 (Faber 1982 : 17) ; 2 à 3 m au point W285 ; 0,30 m au sud de Sätelchen, au point W267...

Usage : Empierrement des routes et fabrication de matériaux réfractaires (Lucius, 1955 : 34).

Affleurements représentatifs : Très souvent, la proximité de ce niveau de quartzite se manifeste par des blocs situés dans des champs labourés ou dans des bois.

Les traces d'anciennes exploitations sont parfois repérables et se signalent par des dépressions allongées (souvent deux excavations parallèles distantes de quelques mètres et de faible profondeur, rarement plus de 3 mètres) et la présence de débris de quartzite. C'est le cas :

- au SW de Berlé, au lieu-dit « *Buergknapp* » (point W291) ;
- au NE de Berlé, au lieu-dit « *Bamelz* » (point W91), où de très nombreuses tranchées échelonnées sur une longueur d'environ 300 m et une largeur de 30 m maximum témoignent de l'importance de l'exploitation ancienne de ce niveau à cet endroit ;
- à l'ENE de Berlé, au lieu-dit « *Hielschend* » (point W319), où des excavations s'échelonnent sur une longueur de 500 m et 10 m de large au maximum ;
- à l'E de Berlé, au lieu-dit « *Gehälach* » (point W351), avec des dépressions sur une longueur de 600 m (photo 11) ;



Photo 11 : Dépression allongée correspondant à une ancienne exploitation du Quartzite de Berlé. Wiltz (point W351b). Dans la région, ces dépressions mesurent généralement 3 à 6 m de large au sommet et 1,5 à 2,5 m de profondeur maximale. Mais à un endroit, les dimensions observées atteignent 15 m de large et 5 m de profondeur.



Photo 12 : Affleurement du Quartzite de Berlé. La patine d'altération atmosphérique de la roche masque la couleur blanche du quartzite. Elle est toutefois bien visible sur des blocs fraîchement cassés situés du côté gauche de la photo. Le manche du marteau est parallèle au pendage. Wiltz (point W351a). Le manche du marteau mesure 35 cm.

- à l'WSW de Roullingen (points W354 et W355), où existent des trous allongés d'exploitation sur une longueur de 600 m ;
- autour de la colline du Aetesbës, à 2300-2500 m à l'E de l'église d'Erpeldange. A cet endroit, présence de débris de quartzite blanc qui auraient été utilisés pour la construction d'une forteresse celtique (selon un autochtone) ;
- au point W285, à 230-250 m à l'est de l'église d'Erpeldange (petite dépression) ;
- au point W249, dans la grande carrière de Ramerich (Maquil *et al.* 1984 : 69-70).

Dans ces dépressions, les affleurements sont toutefois rares mais existent très localement au niveau de certains fronts d'exploitation, comme à la photo 12.

Les affleurements du Quartzite de Berlé non exploités sont rares, par exemple :

- au point W316, à 670-1830 m à l'est de l'église d'Erpeldange, au nord du ruisseau Petzbaach, où le quartzite blanc affleure à l'extrémité d'une crête topographique. En outre, sur 180 m de

long, des débris de ce quartzite jalonnent cette crête jusqu'au sommet. Son épaisseur est estimée à 1,5 m ;

- au point W267, où son épaisseur se limite à 0,30 m et où il se place exactement à la limite des formations de Clervaux et de Wiltz.

Pour en savoir plus : Gosselet (1885), Leidhold (1913), Heuertz (1933), Asselberghs (1932, 1941, 1946), Lucius (1950a), Faber (1982), Maquil *et al.* (1984), Franke (2006), Michel (2012), Jansen (2016), Dejonghe *et al.* (2017), Dejonghe (2020a,b).

2.2.9. Formation de Wiltz (WIL)

Origine du nom : Ville de Wiltz. Le nom a été introduit par Gosselet (1885) qui parlait des « schistes de Wiltz ».

Lithologie : La nature lithologique de la Formation de Wiltz a été résumée par Asselberghs (1932 : 9) : « L'Emsien supérieur du noyau du synclinal de l'Eifel est formé, dans le Grand-Duché de Luxembourg, de schistes

*grossiers, gris ou vert foncé, à feuilletage plus ou moins fin, et de grauwacke micacée verdâtre. Les schistes sont souvent chargés de nodules de la même matière que celle de la roche. Les couches renferment des concrétions argilo-calcaires et des bancs fossilifères, particulièrement riches en *Spirifer arduenensis*. On y rencontre aussi des minces bancs de grès. » Muller (1980 : 587) précise aussi : « Les schistes de Wiltz sont des pélites foncées avec une très faible teneur de sable. La stratification des couches est presque entièrement masquée par la schistosité. La stratification peut toutefois être décelée à l'aide de minces bancs de concrétion de sphérosidérite, étirés dans le plan de schistosité. Les schistes de Wiltz contiennent, surtout dans la partie inférieure, une faune extrêmement riche. »*

Effectivement, la formation est constituée principalement de schiste localement silteux à gréseux, et parfois très gréseux ; la roche évolue alors graduellement vers un grès très argileux. Selon les endroits, la roche est grise (parfois avec une pointe de violet sur certains

plans de débitage), gris verdâtre et gris bleu. Le schiste est affecté par une schistosité transverse très marquée ; il se débite souvent en fins feuillets et s'apparente parfois à un phyllade.

Par endroits, le schiste englobe des nodules de grès finement grenu, massif, sans structure interne, gris bleuté, généralement de 10 à 15 cm de long et 3 à 5 cm d'épaisseur, réorientés dans le plan de schistosité. Les nodules sont aussi par endroits constitués de grès ferrifère (Lucius 1950 : 20) ou de sidérite (Muller 1980 : 587). Lorsque les nodules voisinent et sont nombreux, leur alignement permet d'estimer le plan de stratification, ce qui est souvent le cas à la base de la formation. Le centre des nodules s'altère parfois en un résidu violacé. Certains nodules sont formés autour d'un nucléus gris clair, de quelques cm de diamètre, sans forme particulière, et faisant effervescence à HCL 1/10N.

La roche renferme fréquemment des fossiles limonitisés : des petites coquilles, des coquilles plus grandes à cotes épaisses, des lamellibranches, des spirifers



Photo 13 : Formation de Wiltz. Niveau fossilifère. Winseler (point W190). La partie grise du porte-mine mesure 6 cm de long.

(dont une espèce du genre *Arduspirifer* : détermination Bernard Mottequin), et, plus rarement, des crinoïdes (photo 13).

Des bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques de grès verdâtre et gris clair sont rares et assez exceptionnellement groupés en essaims dépassant 1 m d'épaisseur. Ce grès peut être laminaire, en plans parallèles, les lamines sombres étant éventuellement micacées. On observe aussi des roches mixtes, laminaires, à alternances de feuillets de grès verdâtre et de feuillets foncés argileux et micacés. Les bancs sont lenticulaires et, parfois, remplissent des petits chenaux dans lesquels on observe une stratification oblique. Les plus gros bancs peuvent alors être recoupés par des veines de quartz laiteux de quelques mm d'épaisseur qui s'épaississent localement jusqu'à 3,5 cm d'épaisseur.

Fait rare, au SE de Doncols, dans le Bois de Poux, au lieu-dit « *Bouhou* » (point W179), une ancienne petite carrière a exploité du grès gris, grenu, pigmenté par des oxydes de fer, sur une épaisseur stratigraphique de 6 à 7 m et, à Pommerloch, au point W90, à 1100-1200 m à l'est du point W179, approximativement au même niveau stratigraphique, des bancs gréseux ont été également observés dans une fouille effectuée lors de l'aménagement d'une partie du zoning commercial. De même, à 1850 m au SW de l'église de Berlé (point W117), dans une ancienne petite carrière, on a exploité sur une épaisseur stratigraphique de 7 à 8 m, du grès gris, par endroits, très légèrement pigmenté de limonite et, par places, laminaire (lamines gris moyen - gris foncé). A cet endroit, le niveau est situé à proximité de la base de la formation.

A l'est de Doncols (ou au NW de Pommerloch), le long de la route N15, dans du schiste gris bleu foncé, on relève la présence de bancs de grès gris très clair, quasi blanc, parcouru par des lamines sombres très peu marquées (peu visibles). Ce grès est souvent veinulé de quartz blanc laiteux (points W371a,b et W372b). Il semble avoir été exploité au point W379 où existe une dépression de 6 à 7 m de diamètre (ancienne carrière ?) et où subsistent dans les déblais des blocs de grès gris très clair. En outre, dans les talus de l'ancien chemin de fer (voie cyclable), au point W192, on dénote quelques bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques de grès brunâtre pigmenté par de la limonite et de grès gris clair à lamines sombres. A tous ces endroits, Lucius (1949) dessine le passage du Quartzite de Berlé. Lucius (*ibid.*) assimile donc ces niveaux de grès gris très clair au Quartzite de Berlé, ce qui nous semble abusif bien que la question du passage latéral de ces grès gris très clair à du Quartzite de Berlé ou leur position stratigraphique

quasi identique mérite d'être envisagée. Toutefois, la présence de la Formation de Wiltz à plusieurs places de l'ancienne tranchée de chemin de fer (jusqu'à Schleif), clairement caractérisée par la présence de schiste gris bleu à nodules de grès gris, infirme les tracés de Lucius (1949) qui y dessine, du SE vers le NW, du E2 (Formation de Clervaux), du E1b (Membre de Schuttbourg) et du E1a (Membre de Stolzembourg).

La rareté des endroits où la stratification peut être déterminée a pour conséquence qu'il est difficile de dessiner des coupes continues dans cette formation. C'est le cas des secteurs de Tarchamps, Doncols, Grümmscheid, Eschweiler et Enscherange.

La relation entre les formations de Wiltz au Luxembourg et de Hierges en Belgique (coupe type située à 85 km au WNW de Wiltz) a été évoquée par Franke (2010 : 9,11) qui écrit : « *Lithologisch ähneln die Wiltz-Schichten den weiter westlich gelegenen Schistes de Hierges in Belgien, besonders südlich von Couvin am linken Ufer der Eau Noire (Fundpunkt siehe Godefroid et al. 1994 : 82), deren unterste Schichten stratigraphisch etwa gleiches Alter anzeigen. Weiter östlich gibt es in dieser Form wenig konkrete kompatible Vergleichsmöglichkeit. Dort finden sich petrographisch ähnliche Sedimente erst in stratigraphisch jüngeren Schichten, die wie im Sauerland bis ins Mittel-Devon reichen können. Eine denkbare Erklärung bietet die Theorie der Heraushebung der Manderscheider Schwelle (Lippert & Solle 1937) mit der die Trennung größerer Meeresbecken seit dem Beginn des Ober-Emsiums erklärt werden könnte, die letztendlich auch durch diese Arbeit faunistisch besser untermauert werden kann.* »

Si les deux unités lithologiques de Hierges et Wiltz possèdent un âge relativement similaire attesté par leur contenu faunistique, il convient cependant de les séparer par un trait incliné (Figure 3) car, d'après Jansen (2016), il semblerait que le sommet de la Formation de Hierges soit légèrement plus jeune que celui de la Formation de Wiltz. Les couches de Wiltz se seraient déposées dans des conditions paléogéographiques beaucoup plus éloignées du continent (plus distales) que celles de Hierges-Membre du Bois-Chession à caractère nettement côtier (proximal). Au cours de la transgression de la fin de l'Emsien supérieur, la Formation de Wiltz serait caractéristique d'un environnement marin distal tandis que la Formation de Hierges illustrerait un environnement marin côtier. Franke (2010 : 5) considère la zone de Wiltz « (...) comme une aire de sédimentation vaste et assez stable, caractérisée par des eaux peu profondes, proximale à distale, du plateau continental ardenno-rhénan,

montrant de nombreuses ressemblances faunistiques avec d'autres régions de la mer varisque de l'Emsien supérieur ».

Paléontologie : Le contenu faunistique de la Formation de Wiltz a été étudié par Leidhold (1913) et, avec beaucoup de détails, par Franke (2010, 2012) et Müller & Franke (2012) (lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, orthocères, trilobites, crinoïdes, craniïdes, etc.).

La première mention confirmée de vertébrés (Placodermes - *Arthrodires Bachythoraci*) dans le Dévonien inférieur du Luxembourg a été effectuée par Blicke *et al.* (1998) sur des échantillons provenant des schistes de la Formation de Wiltz à Lellingen et Hosingen.

Sur base d'une étude très fouillée des brachiopodes, Jansen (2016 : 43-44) écrit : « *The upper Emsian formations of the Rhenish Massif can be correlated with the Hierges and Saint-Joseph formations and a great part of the Eau Noire Formation on the southern flank of the Dinant Synclinorium (Ardennes, Belgium), where the stratigraphic ranges of Eur. paradoxus and other guide fossils indicate the same age (...). The precise position of the boundary level between lower and upper Emsian is difficult to ascertain in this standard succession of the Ardennes; it must be located somewhere within the very poorly fossiliferous succession from the Vireux to the Chooz Formation (...). The underlying Pesche Formation is still of early Emsian age (e.g. with Eur. dunensis), the overlying Hierges Formation of late Emsian age (e.g. with Eur. paradoxus). The succession of upper Emsian Rhenish spiriferide zones is traceable in the Ardennes as well: Ard. arduennensis arduennensis is present in the Hierges Formation, and Soll. mosellanus and Par. (Par.) praecursor have been reported from the upper part of the Hierges Formation, the Saint Joseph Formation and lower parts of the Eau Noire Formation (...). Paraspirifer (Par.) cultrijugatus is present in the Eau Noire Formation (...). The following correlations result from the brachiopods and are also corroborated by conodont data (...): based on the ranges of Ard. arduennensis arduennensis and Soll. mosellanus (no subspecies of mosellanus are indicated by the Belgian workers), the Hierges Formation corresponds approximately with the Wiltz plus Wetteldorf formations in the Eifel region and with the Hohenrhein Formation plus the Laubach Group and the basal Kondel Group in the central Middle Rhine region. The upper part of the Hierges Formation, the Saint-Joseph Formation and the basal Eau Noire Formation (?) may correlate with the lower Kondel Group, corresponding biostratigraphically to the interval between the onset of Soll. mosellanus and the onset*

of Par. (Par.) cultrijugatus ». (Ard. = Arduspirifer ; Eur. = Euryspirifer ; Par. = Paraspirifer; Soll. = Sollispirifer). »

Épaisseur : Environ 250 m pour Lucius (1950 : 21) ; plus de 250 m pour Minten (1997). Sur la feuille de Wiltz, le sommet de la formation n'est pas connu et on ne peut lui attribuer qu'une épaisseur minimale d'environ 500 m sur base de la coupe CC'. Cette valeur n'est pas choquante si on sait que sur la feuille de Clervaux, les coupes géologiques lui attribuent une épaisseur de 700 à 800 m (Dejonghe 2020a,b).

Usage : La roche schisteuse dominante provenant de petites carrières a probablement servi à l'empierrement des chemins. Toutefois, quelques niveaux gréseux ont été exploités dans des carrières un peu plus grandes aux points W99, W117 et W179 (voir paragraphe lithologie).

Affleurements représentatifs :

- entre Wiltz et Schleif, nombreux affleurements le long de la piste cyclable aménagée sur l'emplacement de l'ancienne voie de chemin de fer Bastogne-Wiltz (en Belgique, elle porte le nom de RAVEL - ligne 164) ;
- au centre de Wiltz, au NE de l'hôtel « Aux anciennes tanneries » (18, Am Bongert, affleurement en partie grillagé et boulonné) (point W240). Présence de nodules de grès et de fossiles dans le schiste ;
- au NE de la zone industrielle de Wiltz (point W98). Ancienne grande carrière aménagée en parking. Nodules de grès gris dans le schiste ;
- au carrefour (rond-point) des routes N26 et N26A (point W298). Nodules de grès gris et fossiles dans le schiste ;
- dans le zoning industriel de Wiltz (point W302) ;
- à 850-1050 m au NE de l'église d'Erpeldange, nombreux affleurements le long de la route CR328, dans la vallée de l'erpeldéngerbaach.

Pour en savoir plus : Gosselet (1985, 1888), Asselberghs (1941, 1946, 1950), Leidhold (1913), Lucius (1950a), Blicke *et al.* (1998), Franke (2010, 2012), Müller & Franke (2012), Michel (2012), Jansen (2016), Dejonghe *et al.* (2017), Dejonghe (2020a,b).

2.2.10. Formations superficielles

Sur les plateaux, les formations dévoniennes sont généralement recouvertes de loess d'épaisseurs variables (parfois plusieurs mètres). En outre, le sommet des couches est souvent altéré : les roches sont décolorées et moins cohérentes ; les grès peuvent évoluer vers

des sables et les schistes vers des roches kaolineuses. Ce phénomène, lié aux surfaces d'érosion, a été étudié par Demoulin *et al.* (2018). L'altération atmosphérique est particulièrement prononcée à la frontière belgo-luxembourgeoise, entre Marvie et Bras (Belgique), où l'extension de cette zone altérée est identifiée par un sigle particulier sur la carte.

Les conditions périglaciaires qui ont prévalu pendant le Quaternaire sont bien connues au Luxembourg (Riezebos 1987) et en Belgique (voir, par exemple, Pissart 1995). Pendant le Pléistocène, le Massif ardennais a subi divers processus périglaciaires dont une forte altération atmosphérique liée au gel qui a conduit à l'accumulation de débris rocheux lités et la formation de dépôts de pente dénommés « grèzes litées ». Le terme a été introduit par Guillien (1964). Il s'agit d'un type de formation superficielle constituée d'éboulis engendrés par l'action du gel. « Gréze », souvent utilisé sous sa forme pluriel « grèzes », désigne l'accumulation de fragments de roches, tandis que « grèzes litées » concerne un mode de mise en place par couches successives. Les grèzes litées sont généralement rencontrées dans des régions calcaires mais ont aussi été décrites dans des régions schisteuses.

Au Luxembourg, des dépôts de grèzes litées ont été décrits en détail par Nyssen *et al.* (2016), sur la feuille de Wiltz à Enscherange (point W46), et sur la feuille de Clervaux à Rodershausen (point C239). A ces endroits, le substratum est constitué de schiste appartenant à la Formation de Wiltz. A Enscherange, le niveau de grèzes litées, formé de débris de schiste arrachés au socle local, est considéré par Nyssen *et al.* (2016) comme le plus important affleurement connu de ce type de formation dans le nord-ouest européen. A l'époque où la carrière était encore active pour la fabrication de briques, Riezebos (1987) y a mesuré une épaisseur de grèzes litées atteignant 20 m (une grande partie est actuellement masquée par un talus d'éboulis récents). Ce niveau de grèzes litées est surmonté par une couche de solifluxion comprenant, à la partie inférieure, des débris schisteux atteignant jusqu'à 0,20 m de long. Le tout est coiffé par un sol holocène. L'absence de signature loessique dans le dépôt de grèzes litées est probablement due à la faible épaisseur de loess déposé dans la région (Paepe & Vanhoorne 1967).

A Enscherange, par analyse des minéraux denses, Nyssen *et al.* (2016) ont identifié la signature d'un téphra caractérisé par la présence de titanite, d'amphibole brune et d'augite. Ces minéraux sont présents dans le sol surincombant, de même que dans le lobe de solifluxion sous-jacent où la couche supérieure de grèzes litées

est remaniée (à cet endroit, les minéraux denses sont probablement infiltrés à partir du sol surincombant). Ce téphra a été mis en relation avec l'éruption du Laacher See datée à 12 900 ans BP, téphra visible en de nombreux endroits dans les dépôts périglaciaires des massifs schisteux-rhénan et ardennais. Dès lors, les grèzes litées d'Enscherange sont plus anciennes que 12 900 ans BP. A Rodershausen, sur base des mesures au carbone 14 effectuées sur du charbon de bois présent dans le niveau de cryoturbation sous-jacent aux grèzes litées, un âge maximum d'environ 50 000 ans BP a été avancé par Riezebos (1987). Nyssen *et al.* (2016), qui ont commenté l'âge de mise en place de ces dépôts, situent leur formation au Pléistocène tardif.

Dans les sols, des résidus de cendres volcaniques provenant de l'Eifel, attestés par la présence de hornblende et d'augite, sont présents à d'autres endroits de l'Éislek (Jean Thein, communication personnelle).

Concernant la cartographie des sols au Luxembourg, on consultera Marx (2016). Les informations sont également disponibles sur internet à l'adresse <https://map.geoportail.lu>.

2.2.11. Alluvions

Il s'agit des alluvions modernes déposées par les cours d'eaux qui se caractérisent par un mélange de limons, d'argiles, de sables et de galets. En général, le composant est plus grossier à la base (galets et sables) et plus fin au sommet (argiles, limons). Dans la vallée de la rivière principale, la Wiltz, ils acquièrent une importance non négligeable. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres. En outre, les flancs des vallées principales gardent les vestiges d'anciennes terrasses. Celles de la vallée de l'Our ont été étudiées par Wiese (1969).

Le tableau 3 résume les épaisseurs des différentes formations reconnues sur les feuilles de Wiltz, Clervaux et Troisvierges ainsi qu'en Belgique à proximité du Luxembourg.

3. Géologie structurale - Tectonique

3.1. Unités structurales

Les traits fondamentaux de l'allure du Dévonien de l'Éislek ont été décrits notamment par Lucius (1913, 1950b, 1955), Furtak (1963), Bintz *et al.* (1973 : 135-140), Michot (1980 : 575-576), Muller (1980 : 586-587) et Dejonghe *et al.* (2017).

Membre (M) ou Formation (F)	Belgique	Troisvierges	Clervaux	Wiltz
Wiltz (F)	Hierges, Wiltz > 300	0	700-800	> 500
Berlé (M)	Traimont ?	0	0-15	0-15
Härebësch (M)	0	0	0	300-350
Clervaux (F)	Chooz 200-300	200-400	500-800	500-800
Schuttbourg (M)	Pesche-Vireux 400-800	1100	2200	1600
Stolzembourg (M)		1400-1500		
Jupille (F)	1000	0-250	0	0
Kautenbach-Troisvierges (F)	Laroche 800	1350-1500	2200	> 1000
Martelange (M)	400	700	0	100
Villé (F)	600-1000	500	0	750
Mirwart (F)	900-1050	inconnue	0	faible

Tableau 3 : Epaisseurs (mètres) des différentes formations reconnues sur les feuilles de Wiltz, Clervaux et Troisvierges ainsi qu'en Belgique à proximité du Grand-Duché de Luxembourg.

Les grandes unités structurales qui affectent le Paléozoïque du SE de la Belgique et du nord du Luxembourg sont, au NW, l'Anticlinorium de l'Ardenne (aussi appelé, selon les auteurs, de Givonne, de Bastogne, de l'Oesling ou de l'Éislek) et, au SE, le Synclinorium de Neufchâteau (aussi dénommé de Wiltz, de l'Eifel ou de l'Oesling).

L'Anticlinorium de l'Ardenne est relayé au NNE par le Synclinorium d'Houffalize. En Belgique, à l'est de la feuille Wibrin-Houffalize n° 60/3-4, sur la feuille Limerlé n° 61/1 et, plus à l'est, lorsqu'on franchit la frontière belgo-luxembourgeoise, sur la feuille Troisvierges n° 1, le Synclinorium d'Houffalize s'élargit très nettement en raison de l'ennoyage. En outre, le faciès de St-Vith qui caractérise la Formation de Laroche prend de plus en plus d'ampleur et justifie l'introduction de la notion de Formation de Kautenbach-Troisvierges (Dejonghe *et al.* 2017) (Figure 3). L'Anticlinorium de l'Ardenne s'atténue au nord de Bas-Bellain ; sa prolongation pourrait correspondre à l'Anticlinal de Stubach (Dejonghe 2018).

Sur la feuille de Troisvierges, les unités tectoniques présentent un ennoyage vers le NE de quelques degrés à une vingtaine de degrés (Furtak 1963 ; Dejonghe 2019). Mais sur la carte de Clervaux, soit on n'observe pas d'ennoyage, soit il s'effectue vers l'ouest ou le SW (Dejonghe 2020 b). A l'ENE de Wiltz (Anticlinal de Biermecht, Plis du Brantbiërg, Anticlinal de Tutschemillen) et à l'E de Berlé (Anticlinal de Hielschend), les ennoyages s'effectuent vers le NE. Dans la région de Troine (Anticlinal d'Asselborn) l'ennoyage est au SW. Mais dans l'axe Lullange - Doennange (Anticlinal de Hupperdange), l'ennoyage est au NE. A l'ouest de la feuille de Wiltz, en Belgique, les petits plis sont aussi

ennoyés vers le NE. Bref, sur la feuille de Wiltz, une direction préférentielle d'ennoyage vers le NE semble bien se dégager.

Comme sur les feuilles de Troisvierges (Dejonghe 2018) et de Clervaux (Dejonghe 2020a), les plis principaux sont affectés, sur leurs flancs, par des plis secondaires qui n'ont par endroits qu'une extension relativement faible, par exemple, de quelques kilomètres en direction de la surface axiale. En outre, sur ces feuilles, le tracé de coupes détaillées montre que la plupart des plis sont relativement droits et symétriques. C'est également souvent le cas sur la feuille de Wiltz (sauf pour les plis de Rengelsburen situés au SW de Schimpach qui sont déjetés vers le NW).

La difficulté de dessiner des longues coupes sur la feuille de Wiltz est réelle, en raison de l'existence de zones où, soit les affleurements manquent, soit il est impossible d'identifier la stratification (par exemple dans la Formation de Wiltz à dominance schisteuse en l'absence de laminations ou de petits bancs gréseux). Cette circonstance est particulièrement marquée dans la partie centrale de la Formation de Wiltz. A la base de cette formation, les mesures de pendages sont plus accessibles.

Les points d'extrémités des quatre coupes figurant sur la carte de Wiltz sont repérés par leurs coordonnées en annexe 2.

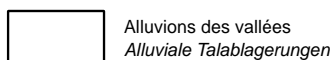
Le schéma structural relatif à la carte géologique de Wiltz est montré à la figure 5.

Les plis les plus importants, certains déjà repérés sur les feuilles de Clervaux et Troisvierges, et qui se prolongent sur la feuille de Wiltz, sont, du SE au NW :

Légende

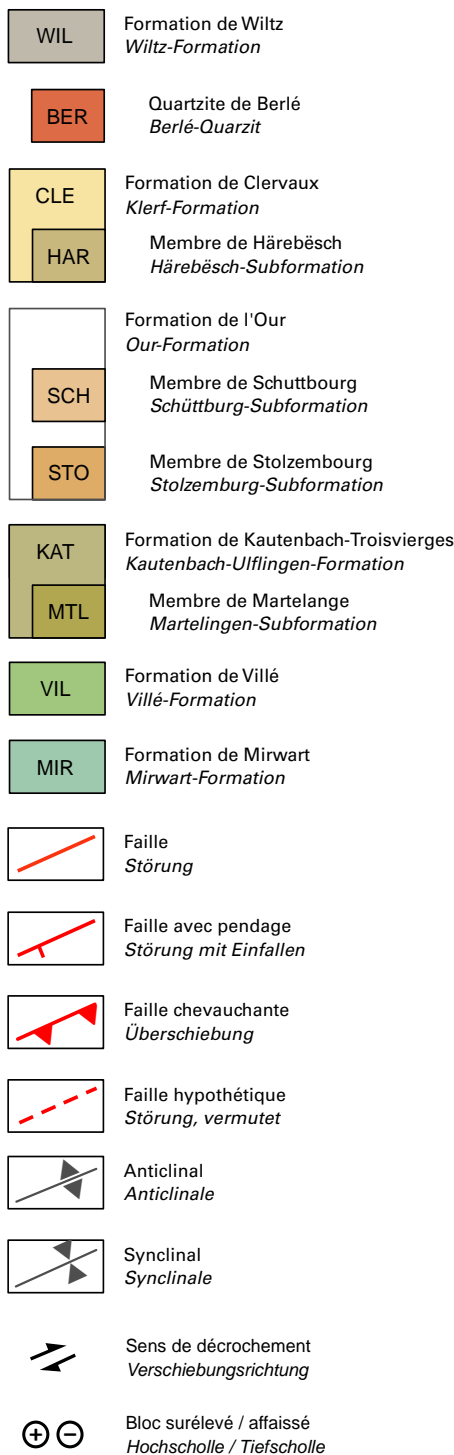
Quaternaire Quartär

Holocène Holozän



Dévonien Devon

Dévonien inférieur Unterdevon



- l'Anticlinal de Fréiresmillen (du nom d'un lieu-dit sur la localité d'Enscherange) ;
- le Synclinal de Munshausen (du nom de la localité de Munshausen) ;
- le Synclinal de Clervaux (du nom de la localité de Clervaux) ;
- l'Anticlinal de Hupperdange (du nom de la localité de Hupperdange) ;
- l'Anticlinal d'Asselborn (du nom de la localité d'Asselborn).

Parmi les plis secondaires, dont la surface axiale n'a été repérée que sur des distances de l'ordre de quelques centaines de mètres ou du kilomètre, citons, du SE au NW :

- l'Anticlinal de Tutschemillen (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Weidingen) ;
- les Plis du Brantberg (du nom d'un lieu-dit sur la localité d'Eschweiler) ;
- l'Anticlinal de Biermecht (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Weidingen) ;
- le Synclinal de Gehälach (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Winseler) ;
- l'Anticlinal de Hielschend (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Winseler) ;
- les Plis de Lameschmillen (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Winseler) ;
- le Synclinal de Lawert (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Winseler) ;
- l'Anticlinal de Brûlé Bois (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Doncols) ;
- le Synclinal de Bierescht (du nom d'un lieu-dit sur la localité d'Enscherange) ;
- les Plis de Rengelsburen (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Niederwampach-Schimpach) ;
- le Synclinal de Riicht (du nom d'un lieu-dit sur la localité de Niederwampach-Schimpach) ;
- l'Anticlinal de Huerlee (du nom d'un lieu-dit sur la localité d'Oberwampach).

A l'est de Wiltz, les vallées de la Wiltz et du Himmelbaach ménagent de très bons affleurements permettant de dessiner l'allure des couches comme sur les coupes AA' et BB' de la carte géologique. Localement, certains affleurements et carrières localisés sur ces coupes ont été décrits par Maquil *et al.* (1984) (points W18, W246 et W249) et Michel *et al.* (2010) (point W249).

- la coupe AA' est une coupe orientée N26°W dont le point A est situé à 1500 m au SSE de l'église d'Eschweiler.

On constate que du côté SE, les couches appartenant aux formations de Kautenbach-Troisvierges et de l'Our sont très redressées et se présentent en allure régulière ; elles sont renversées sur 2400 m de long. En revanche, du côté NW, entre les failles de Sätelchen et de Ramerich, les couches des formations de Clervaux (dont le Membre de Härebësch) et de Wiltz sont plissées (les Plis du Brantbiërg).

- La coupe BB' est parallèle à la coupe AA', à 1250 m à l'ouest de celle-ci. Le point B est localisé à l'intersection de cette parallèle et de la rivière Himmelbaach, à 500 m au NW de l'église d'Erpeldange.

Du côté SE, la Formation de l'Our (Membre de Schuttbourg) adopte la même allure que sur la coupe AA'. Au NW de celle-ci, les couches de la Formation de Clervaux, dont celles du Membre de Härebësch, sont, comme sur la coupe AA', plissées (notamment dans les anticlinaux de Tutschemillen et de Biermecht) et faillées (on retrouve les failles de Ramerich et de Sätelchen).

Le meilleur endroit pour illustrer l'allure des couches dans la Formation de Wiltz se trouve entre Winseler et Roullingen (coupe CC' orientée N27°W et passant par l'église de Winseler). Cette coupe CC' montre que la Formation de Wiltz est ondulée selon des plis à large rayon de courbure (Plis de Lameschmillen et Synclinal de Lawert à l'extrémité NW). En outre, elle indique que l'épaisseur de cette formation serait au minimum de l'ordre de 500 m. Au NW, la coupe CC' est utilement complétée par la coupe DD' (les points C et D' sont séparés de 1400 m). Cette coupe orientée N42°W et passant par Schleif (localité située à 3,45 km au NW de l'église de Winseler) illustre les Plis de Rengelsburen. Dans l'espace intermédiaire entre les coupes CC' et DD', les couches de la Formation de Wiltz sont très vraisemblablement plissées.

Entre Winseler et la frontière belge, l'ancienne voie de chemin de fer réaménagée en piste cyclable (PC20) permet d'observer de nombreux affleurements qui ont facilité le tracé de la coupe DD'. Elle recoupe le rétrocharriage de Troisvierges-Malsbenden à hauteur de Schleif. Celui-ci se justifie à cet endroit par l'absence au nord de Schleif du Membre de Schuttbourg de la Formation de Kautenbach-Troisvierges ainsi que de la totalité de la Formation de Clervaux. Au NW du rétrocharriage de Troisvierges-Malsbenden, sur plus d'1 km de long, les couches du Membre de Stolzenbourg pendent de façon assez régulière vers le SE. Plus au NW, ces couches sont plissées en deux anticlinaux (les Plis de Rengelsburen).

On entre ensuite, au NW, dans la Formation de Kautenbach-Troisvierges par l'intermédiaire de couches en séries renversées. Ces allures tectoniques (plis au SE, renversement au NW) sont en relation avec une faille à pendage SE selon laquelle s'est effectué le chevauchement du panneau SE sur le panneau NW. Nous la nommerons « *Faille de Hembëcher* » du nom d'un lieu-dit situé sur la localité de Niederwampach-Schimpach. Elle est responsable de l'amputation d'une grande partie du flanc renversé du Synclinal de Riicht et explique l'épaisseur réduite de la Formation de Kautenbach-Troisvierges dans cette région.

En réalité, à l'aide de bons affleurements (carrières par exemple), on constate que le plissement est souvent plus complexe qu'il n'y paraît à première vue et qu'il est généralement compliqué par des petites failles. Cette constatation est observable aux points W246 et W249-W262a où l'allure des couches est illustrée de façon simplifiée aux figures 4 et 6 en occultant ces complications mineures. Pour le détail des complications tectoniques, voir Maquil *et al.* (1984) à propos de celles de la figure 4 et Michel *et al.* (2010) pour celles de la figure 6.

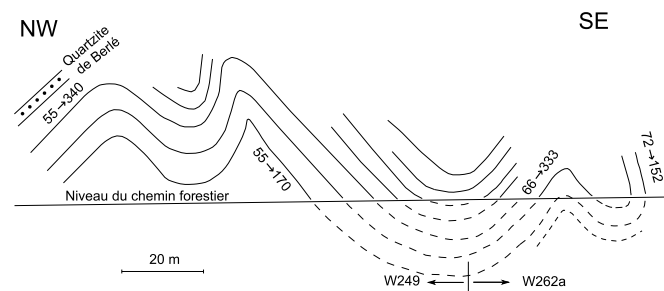


Figure 6 : Allure simplifiée du plissement des couches dans la vallée du Himmelbaach (Eschweiler, lieu-dit « Brantbiërg »), aux points W249 et W262a. Les petites failles qui compliquent le schéma ont été omises.

Un pli anticlinal, probablement de rampe tectonique, existe à Eschweiler, au lieu-dit « *Brantbiërg* » (point W262c), dans une ancienne petite carrière ouverte sur environ 35 m de longueur parallèlement au chemin forestier et une dizaine de mètres de profondeur et de hauteur (photos 14 et 15). Les roches appartiennent à la Formation de Clervaux et sont constituées de grès gris, par endroits à pigment limoniteux, alternant avec des niveaux pluridécimétriques de schiste gris clair (décoloré). Sur certains bancs, on observe une stratification oblique avec raccord tangentiel à la base indiquant que les couches sont en position normale. Le pendage des couches au-dessus d'un épais banc jaunâtre, massif, est faible (S0 = 26→332). Mais très localement, ces couches



Photo 14 : Pli de rampe tectonique dans des couches de la Formation de Clervaux. La photo met en évidence la régularité et le faible pendage d'un banc jaunâtre massif situé sous le pli. Eschweiler, lieu-dit « Brantbiere » (point W262c). La stratification est soulignée par le trait rouge.

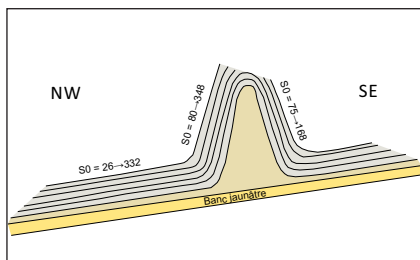


Figure 7 : Schéma de la photo 14. Pli de rampe tectonique. La simplification du dessin occulte l'origine des roches situées au cœur de l'anticlinal.

Photo 15 : Vue rapprochée du pli illustré à la photo 14. Eschweiler, lieu-dit « Brantbiere » (point W262c). Tout à la base du pli, l'écartement des flancs mesure environ 2,5 m de long.

sont plissées selon un pli droit, serré, qui s'apparente à un pli de rampe tectonique (au flanc NW, $SO = 80 \rightarrow 348$; au flanc SE, $SO = 75 \rightarrow 168$) (Figure 7). Le cœur du pli montre un banc pluridécimétrique d'épaisseur variable, affecté au niveau de la charnière par une petite faille. Ce banc et les couches voisines proviennent d'un niveau situé au-dessus de la surface de rampe et qui a été morcelé (non représenté sur la figure 7). Ce pli semble avoir été généré en deux temps, ce qui expliquerait la structure complexe de son cœur.

Une étude stéréographique des mesures de stratification a été effectuée en utilisant le programme Stereonet de R.W. Allmendinger *et al.* (2013) version 10.4.5. La figure 8 représente le cas de l'ensemble des mesures de stratifications sur la feuille de Wiltz ($N = 361$ mesures). Il faut souligner que cette population concerne des ensembles structuraux différents (plusieurs plis synclinaux et anticlinaux séparés par des failles). Les conclusions tirées de cette étude ne doivent donc pas être abusives. Tout ce que l'on peut déduire est que la plupart des mesures proviennent de flancs redressés soit à pendage NNW, soit à pendage SSE. Il s'agit de plans dont la direction moyenne est $N60^\circ E$.

Pour illustrer l'allure stéréographique d'un pli, l'Anticlinal de Biermecht a été retenu ($N = 26$). La figure 9 représente les pôles des plans de stratification.

3.2. Schistosité

La schistosité dans les Ardennes luxembourgeoises a été examinée au microscope optique et au goniomètre de texture par Mosar (1987). Il conclut à une schistosité contemporaine du plissement varisque, toujours fortement redressée, avec une prédominance des pendages vers le sud et un fort éventail au cœur des plis.

Pour Bintz (*in* Waterlot *et al.* 1973 : 139), « la schistosité des roches dévoniennes de l'Oesling est presque exclusivement un clivage de fracture dans le sens de P. Fourmarier (1964), clivage mécanique où les phénomènes de métamorphisme avec leurs effets de recristallisation ne jouent pratiquement aucun rôle ». Un clivage de flux accompagné de dissolution de certains minéraux et de recristallisation dans le plan de schistosité ne se manifesterait que dans la région de Martelange-Perlé.

Ce point de vue ne nous semble pas totalement exact. Dans la région considérée, le clivage réoriente certains nodules quartzeux aplatis dans le plan de schistosité et provoque donc une recristallisation. Ce cas est très fréquent dans la Formation de Wiltz où il est d'ailleurs source de difficulté pour identifier correcte-

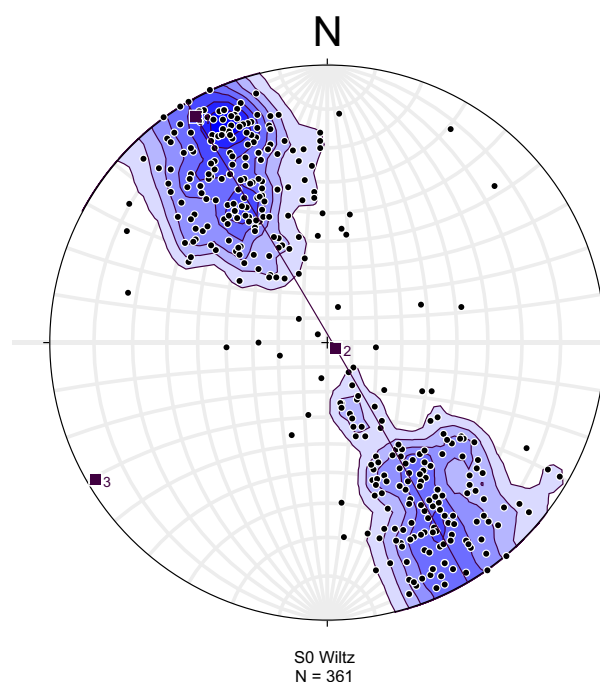


Figure 8 : Stéréogramme des pôles des plans de stratification (ronds noirs) pour l'ensemble des 361 mesures effectuées sur la feuille de Wiltz, angles conservés. Trait courbe : meilleur grand cercle passant par les axes des pôles. 1, 2 et 3 : axes de Bingham.

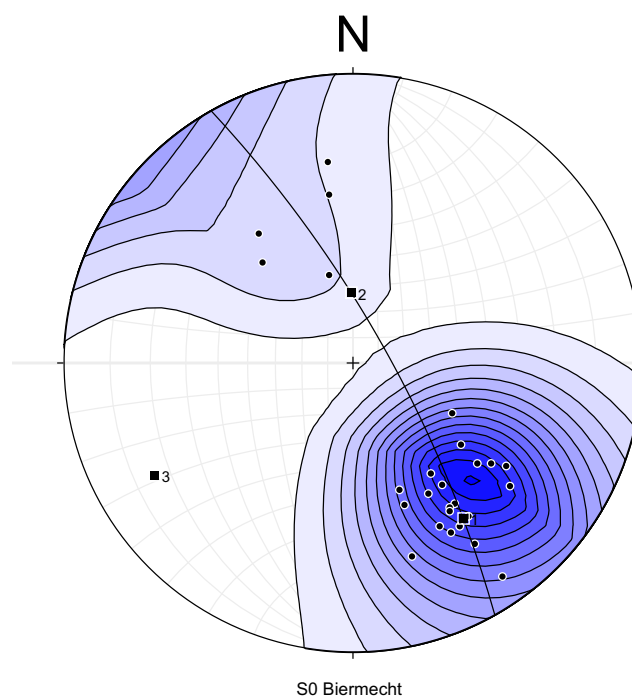


Figure 9 : Stéréogramme des pôles des plans de stratification (ronds noirs) dans l'Anticlinal de Biermecht, angles conservés. Trait courbe : meilleur grand cercle passant par les axes des pôles. 1, 2 et 3 : axes de Bingham. Nombre de mesures : 26.

ment la stratification ; en effet, cette identification n'est possible que si les nodules sont nombreux et localisés dans un même plan (où leur alignement est parallèle au plan de stratification).

Pour l'ensemble de la feuille de Wiltz, les figures 8 et 10 permettent de comparer les stéréogrammes des pôles, d'une part, des plans de stratification (N = 361 mesures) et, d'autre part, des plans de schistosité (N = 325 mesures). Le nombre de mesures diffère pour la stratification et la schistosité car la mesure des deux paramètres ne pouvait pas être effectuée simultanément sur tous les affleurements. Deux sous-populations des plans de schistosité à pendage très redressé se dégagent très nettement : l'une NW, l'autre SE. La schistosité est en éventail par rapport au plan axial : les meilleurs grands cercles passant par les axes de pôles des plans de stratification et de schistosité sont quasi parallèles avec respectivement les caractéristiques suivantes (en notation direction/pendage RHR = right hand rule) :

- pour la stratification : 329,7°/88,2°
- pour la schistosité : 151,1 /86,0°.

Les quelques mesures atypiques devraient en toute rigueur être écartées car elles ont vraisemblablement été effectuées sur des affleurements de roches glissées

ou fauchées. La plus grande partie des pendages orientés de la schistosité se situent, d'une part, entre S1 = 50 à 85 → 140 à 170 et, d'autre part, entre S1 = 60 à 85 → 320 à 350. Le plus souvent, la direction de la schistosité est subparallèle à la stratification ou l'intersecte obliquement selon un angle généralement compris entre 0 et 20°.

3.3. Métamorphisme

Le métamorphisme a été étudié par Mosar (1987). Il situe son intensité entre la diagenèse profonde et l'épizone. En particulier, les roches de l'Emsien supérieur montrent un métamorphisme anchizone et faiblement épizone ; celles de l'Emsien moyen et inférieur, un métamorphisme d'anchizone et d'épizone ; enfin, celles du Siegenien, un métamorphisme nettement d'épizone. Il ne se prononce pas sur la cause de ce métamorphisme (soit un enfouissement plus important au sud de l'Ardenne, soit un flux thermique plus important au sud), mais conclut par « *vraisemblablement par une combinaison de ces deux phénomènes* » (*ibid.* : 241).

Le prolongement de la zone métamorphique de Bastogne (Belgique) au Grand-Duché de Luxembourg a été étudié par Antun (1971). Il signale de la biotite dans

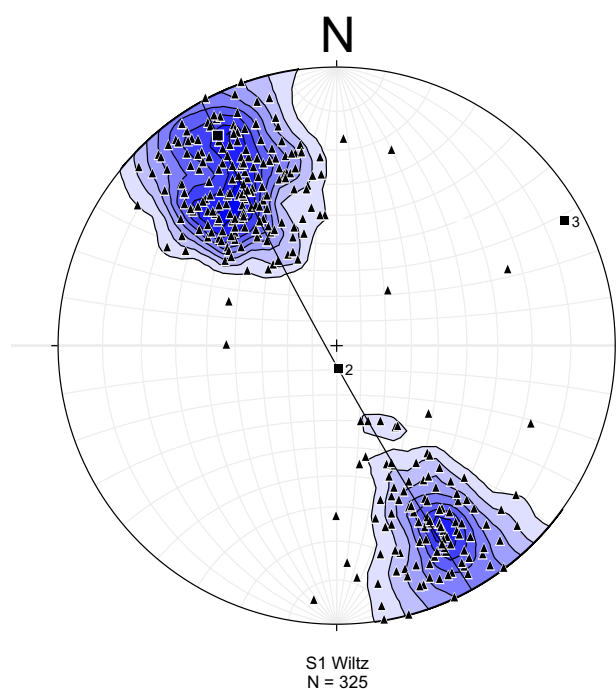


Figure 10 : Stéréogramme des pôles des plans de schistosité (triangles noirs) pour l'ensemble des 325 mesures effectuées sur la feuille de Wiltz, angles conservés. Trait courbe : meilleur grand cercle passant par les axes des pôles. 1, 2 et 3 : axes de Bingham.

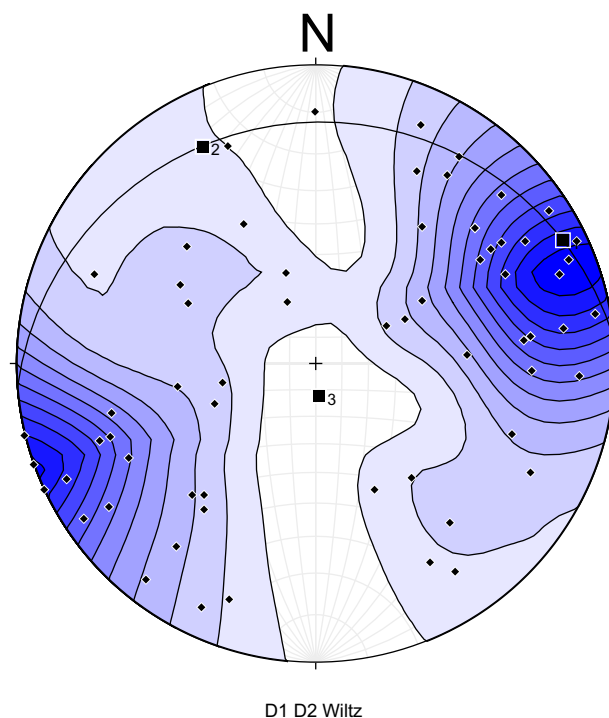


Figure 11 : Stéréogramme des pôles des plans de diaclases D1 et D2 (diamants noirs) pour l'ensemble des 64 mesures effectuées sur la feuille de Wiltz, angles conservés. Trait courbe : meilleur grand cercle passant par les axes des pôles. 1, 2 et 3 : axes de Bingham.

la région de Longvilly. Il écrit (*ibid.* : 159) : « *L'isograde de la biotite monte donc jusqu'au sommet du Siegenien moyen et pénètre en territoire luxembourgeois sans cependant s'y poursuivre fort loin.* »

3.4. Diaclases et veines de quartz

Dans la plupart des cas, un seul plan de diaclase D1 se dégage nettement. Par endroits, un second réseau de diaclases D2 est aussi présent. La figure 11 présente les résultats de l'étude stéréographique pour l'ensemble des diaclases D1 et D2 (N=64).

Des veines de quartz laiteux recoupent par places les bancs de grès et de quartzites. Elles sont cependant plutôt rares. Une approche stéréographique a été tentée sur les 11 veines mesurées. Aucune orientation particulière ne se dégage. Le nombre de mesures est insuffisant pour tirer des conclusions statistiques.

Les veines de quartz ne sont pas accompagnées de boudinage des bancs alors que celui-ci est bien présent en Belgique dans le secteur de Wibrin - Houffalize situé à peu de distance au NW (Dejonghe 2013).

3.5. Failles

La similitude de la nature lithologique des formations considérées ne facilite pas l'identification des failles. Lucius (1949) ne dessine qu'une faille longitudinale entre Knaphoscheid et Grummelscheid mais mentionne 4 courtes failles transversales entre Grummelscheid et Watrange. Furtak (1965) introduit le charriage de Troisvierges-Malsbenden, mais aucune autre faille.

3.5.1. Failles longitudinales

Sur base des levés détaillés sur les feuilles de Troisvierges, de Clervaux et de Wiltz, nous sommes amenés à considérer plusieurs failles longitudinales. Elles sont décrites du SE au NW.

Faille de Sätelchen (du nom d'un lieu-dit dans la vallée du Himmelbaach)

Dans la vallée du Himmelbaach, la coupe AA' montre que, dans la région de Sätelchen, du NW au SE, on passe de couches appartenant à la Formation de Clervaux - Membre de Härebësch à celles de la Formation de Wiltz. On note que l'épaisseur de la Formation de Wiltz est réduite et que, à l'ouest, dans la vallée de la Wiltz (coupe BB'), cette formation disparaît. En outre, si dans la coupe BB' on ignore cette faille, il faut admettre une continuité des autres couches de la Formation de Clervaux au SE avec celle du Membre de Härebësch au

NW, ce qui réduit fortement l'épaisseur de ce membre. Cette hypothèse n'est toutefois pas à exclure car on ne note pas de variation de pendage à cet endroit et la variation d'épaisseur du Membre de Härebësch peut se justifier dans une formation littorale comme celle de Clervaux.

La Faille de Sätelchen pend vraisemblablement vers le SE car, au SE, les couches sont redressées à légèrement renversées (voir coupes), ce qui traduit une contrainte de poussée du SE vers le NE.

Faille de Ramerich (du nom d'un lieu-dit à l'est d'Erpeldange)

Dans la vallée de la Wiltz, à Weidingen, au NE de Wiltz, on note la présence d'un anticlinal dans le Membre de Härebësch de la Formation de Clervaux (Anticlinal de Biermecht). Mais comme le montre la coupe BB', l'épaisseur des couches est fortement réduite au flanc SE de cet anticlinal par rapport au flanc NW. En outre, sur la carte, on voit que la Formation de Clervaux est très fortement biseauté à cet endroit.

La raison évoquée pour attribuer une pente SE à la Faille de Ramerich est sa proximité avec la Faille de Sätelchen. Les deux failles doivent être comprises dans un même contexte de contrainte de poussées du SE vers le NE.

Faille du Reiteschbiërg (du nom d'un lieu-dit au NW de Dasbourg-Pont, Vallée de l'Our)

Plusieurs éléments qui justifient cette faille sur la feuille de Clervaux ont été mentionnés par Dejonghe (2020b). Sur la feuille de Wiltz, son prolongement occidental se justifie par les contacts anormaux des formations de Wiltz et de l'Our dans la région de Knaphoscheid où la Formation de Clervaux manque. Sauf à son extrémité ouest, la Faille du Reiteschbiërg coïncide dans les grandes lignes avec une faille non nommée que Lucius dessine sur sa carte de 1949.

Faille de Troisvierges-Malsbenden (noms de localités, Malsbenden étant située en Allemagne)

La Faille de Malsbenden, décrite en 1963 par Breddin dans le Nord Eifel (région de l'Urft), a été prolongée en 1965 vers le SW par Furtak dans la région de St-Vith et de Troisvierges. Il la caractérise comme faille à pendage NW qu'il définit (Furtak 1965 : 322-328) comme grand charriage (« *Großüberschiebung* ») de Troisvierges-Malsbenden.

En effet, sur la feuille de Troisvierges, de part et d'autre de cet accident, Furtak (1963) constate l'existence :

- au SE, de couches majoritairement gréseuses (son complexe C) appartenant à l'Anticlinal de Stubach, dont le flanc sud est développé sur environ 5500 m de long alors que le flanc nord ne l'est presque pas (il n'existe que sur environ 250 m) ;
- au NW, de couches majoritairement schisteuses (son complexe B), développées selon des plis pratiquement symétriques autour de Troisvierges et faisant partie de l'Anticlinal de Bastogne.
- le contact anormal des formations de Kautenbach-Troisvierges et de Wiltz et le tronçonnement de l'Anticlinal de Hupperdange aux environs de Lullange, Boevange et Winrange ;
- à Schleif, le long de l'ancienne voie ferrée, le contact anormal des couches de la Formation de Wiltz avec celles de la Formation de l'Our - Membre de Stolzenbourg.

Comme l'Anticlinal de Stubach affleure largement au flanc SE et est fortement réduit au flanc NE, Furtak conclut à l'existence d'un dérangement important entre les unités B et C. Il le situe à environ 1300 m au sud de Troisvierges.

Par ailleurs, il conforte l'existence de ce charriage par l'observation dans la région de Maulusmillen d'un pli horizontal (couché), dont le plan axial est faiblement incliné vers le nord. Il l'interprète comme un phénomène concomitant du charriage de Troisvierges-Malsbenden. Le poids des masses rocheuses surmontant le charriage aurait causé un plissement secondaire des couches redressées et à pendage sud de l'Anticlinal de Stubach. Ce poids aurait déformé la Faille de Troisvierges-Malsbenden en l'aplatissant et provoquant l'affaissement des couches sous-jacentes avec, localement, leur renversement. Comme la schistosité est également plissée à cet endroit, ce phénomène de plissement surimposé se serait produit au cours d'une phase terminale de la déformation interne. Furtak (1965) le dessine à la figure 17 de la page 325.

La Faille de Troisvierges-Malsbenden a parfois été qualifiée de rétrocharriage, c'est-à-dire un chevauchement dû à un mouvement en sens inverse à celui qui a causé les chevauchements majoritaires. On parle aussi de faille antithétique (mouvement qui se produit en sens opposé à un autre plus important pris comme référence en réaction à son blocage).

Vers le SW, la Faille de Troisvierges est prolongée jusqu'au SE de Bastogne par Lambert & Bellière (1976) et par Jongmans & Cosgrove (1994). Beugnies (1986 : 61), qui évoque succinctement, émet l'hypothèse qu'elle se raccorde à la Faille d'Opont. Ce point de vue est cependant contesté par Cambier & Dejonghe (2012 : 182). Voir ci-après le commentaire relatif à la Faille d'Opont.

Le levé détaillé de la carte géologique de Troisvierges par Dejonghe (2018, 2019) a conforté l'existence de cette faille. Son prolongement sur la feuille de Wiltz est cependant moins contraint que sur la feuille de Troisvierges. Néanmoins, certaines observations plaident en faveur de son existence :

Faille de Hembercher (du nom d'un lieu-dit au sud de Schimpach, commune de Winrange)

Sa justification est détaillée au point 3.1.

Faille d'Opont (nom de localité située en Belgique, au nord de Paliseul, à 58 km à l'ouest de Wiltz)

Un historique complet relatif à la Faille d'Opont a été effectué par Cambier & Dejonghe (2012 : 179-183). Cette faille a été introduite par Asselberghs (1944) qui lui donne une étendue de presque 30 km dans la zone anticlinale de l'Ardenne, du nord de Bièvre à l'ouest jusqu'à Libramont à l'est. Elle possède un faible pendage sud. Beugnies (1983) propose une connexion entre la Faille d'Opont et la Faille de la Carbonnière située à l'ouest, dans le Massif de Rocroi. La Faille d'Opont-la Carbonnière serait alors reconnue sur une distance de 59 km. En 1986, Beugnies augmente cette distance à 93 km. En outre, il relie la Faille d'Opont à la Faille de Troisvierges-Malsbenden (Beugnies 1986 : 41). Mais cette connexion est mise en doute par Cambier & Dejonghe (2012 : 182) étant donné les caractéristiques des deux accidents (la Faille d'Opont est à faible pendage sud et est caractérisée par un déplacement dextre et normal tandis que la Faille de Troisvierges-Malsbenden est une faille de rétrocharriage caractérisée par un déplacement inverse à pendage nord). Le tracé que nous avons adopté est conforme à celui de Philippo & Kronz (2007). La Faille d'Opont est décalée par la Faille de Wardin et bute contre la Faille de Troisvierges-Malsbenden.

Faille de La Garcimèlée (nom d'un lieu-dit situé entre Marvie et Bras en Belgique)

Faille au tracé très hypothétique pour justifier la diminution d'épaisseur de la Formation de Kautenbach-Troisvierges. Elle pourrait correspondre à la Faille de Hembercher au SW de la Faille d'Opont.

3.5.2. Failles transversales et diagonales

Les failles transversales et diagonales sont, d'est en ouest, les failles de Merkholtz, Château de Wiltz, Trewelt, Molttert, Bamelz et Wardin.

Faille de Merkholtz (nom de localité à 3,2 km à l'est de Wiltz)

Les couches de la Formation de Clervaux dont celles du Membre du Härebësch sont très clairement identifiées à l'ENE de Wiltz dans les vallées de la Wiltz, du Himmelbaach et du Kirel. Leur prolongation vers le NE est problématique car à l'est du Kirel, on se trouve assez rapidement dans la Formation de Wiltz. Leur disparition s'explique par ennoyage de plis. Toutefois, à certains endroits, les couches de la Formation de Clervaux sont en contact latéral direct, sans plissement ni ennoyage, avec celles de la Formation de Wiltz. En outre, au NW de Merkholtz, le niveau de Quartzite de Berlé et la Formation de Clervaux sont décalés. Ces observations s'expliquent par la présence d'une faille transversale orientée N25°W : c'est la Faille de Merkholtz qui joue principalement en cisaillement dextre dans la direction NW-SE. Les plis observés à l'ouest de la Faille de Merkholtz pourraient s'expliquer par une contrainte de poussée plus importante subie par le bloc ouest par rapport au bloc est.

Faille du Château de Wiltz

A hauteur du Château de Wiltz, une faille orientée N7°E met en contact les couches du Membre de Härebësch à l'est avec celles de la Formation de Wiltz à l'ouest. A l'est de Roullingen, elle décale le contact stratigraphique des formations de Clervaux et de l'Our. Elle semble donc jouer en décrochement sénestre avec un léger relèvement du panneau est.

Faille de Brachtenbach (nom de localité, commune de Wincrange)

La surface axiale du Synclinal de Clervaux est décalée le long de la Faille de Brachtenbach orientée N40°W selon un décrochement dextre d'environ 500 m.

Failles de Bamelz, de Tréwelt et de Moltert (du nom de lieux-dits situés entre Berlé et Nothum, au SW de Winseler)

A l'est de Berlé, le niveau de quartzite blanc a été intensivement exploité dans le passé comme en témoignent des dépressions allongées renfermant des blocs de quartzite blanc aux lieux-dits Bamelz, Hielschend, Gehälach et Huuscht (voir 2.2.8.). Ces zones d'exploitation sont sensiblement parallèles et décalées. Comme ces observations ne s'expliquent pas uniquement par du plissement, il faut invoquer la présence de failles diagonales orientées NNE (failles de Trewelt orientée N5°E et de Bamelz orientée N20°E) qui jouent en décrochement dextre.

En outre, entre Bamelz et Moltert, on observe également des dépressions allongées sur 200 m de long, mais dans une direction différente de celles de Bamelz, Hielschend, Gehälach et Huuscht. Si ces dépressions correspondent bien à d'anciennes exploitations du Quartzite de Berlé, il faut admettre l'existence de la Faille de Moltert qui jouerait en décrochement sénestre. L'origine minière des dépressions situées entre Bamelz et Moltert est toutefois questionnable car au cours de l'offensive des Ardennes de 1945, elles ont peut-être été creusées par les militaires. Dans ce cas, la Faille de Moltert n'aurait pas de raison d'être.

Faille de Wardin (nom de localité située en Belgique, à l'est de Bastogne)

Cette faille est située principalement en Belgique à proximité de la frontière belgo-luxembourgeoise et recoupe à deux endroits des petites portions de territoire luxembourgeois. Elle est bien connue dans la région de Longvilly où elle coïncide avec le filon plombo-zincifère exploité anciennement à cet endroit (voir chapitre 5). Entre Longvilly et Allerborn, elle met en contact les couches de la Formation de Villé au NW avec celles de la Formation Kautenbach-Troisvierges au SE. Sur la feuille de Wiltz, elle est orientée N45°E et s'infléchit vers le nord à son extrémité orientale. A l'ouest de Luttrebois, elle prend une orientation N80°E. Selon Beugnies (1986 : 39), repris par Philippo & Kronz (2007 : 104), elle possède un rejet vertical correspondant à un enfoncement du panneau oriental de 300 m. Par contre, entre Wardin et Luttrebois, elle se comporte comme un décrochement sénestre refoulant le panneau oriental de 1600 m vers le NE. Elle est soulignée sur le terrain par de nombreux filons de quartz souvent accompagnés de minéralisations en Fe (Marvie, Wardin) et en Pb, Zn (Longvilly - Allerborn). Le caractère différent du rejet selon les endroits n'est pas élucidé. Il est probable que cette faille possède deux composantes, l'une à caractère normal, l'autre en décrochement sénestre, dont l'amplitude varie selon les endroits. Sans tirer de conclusion génétique, il faut remarquer une orientation fort semblable entre les failles de Wardin et de Troisvierges sur la feuille de Wiltz. C'est une faille tardive puisqu'elle déplace la Faille d'Opont et est directionnelle, c'est-à-dire parallèle à la direction des couches, mais son comportement s'apparente à celui d'une faille diagonale. C'est d'ailleurs le point de vue de Beugnies (1986 : 38-39, 41).

Les caractéristiques des failles diagonales et transversales sont résumées dans le tableau 4.

Nom	Orientation	Déplacement horizontal	Déplacement vertical
Merkholtz	N25°W	Dextre	
Château de Wiltz	N7°E	Séneestre	Côté E, léger relèvement
Brachtenbach	N40°W	Dextre	
Trevelt	N5°E	Dextre	
Moltert	N20°E	Séneestre	
Bamelz	N20°E	Dextre	
Wardin	N80 à N45°E	Séneestre, 1600 m	300 m, bloc E affaissé

Tableau 4 : Failles transversales et diagonales sur la feuille de Wiltz.

4. Synthèse géologique

La feuille de Wiltz est constituée de terrains appartenant au Dévonien inférieur. Ils sont d'âge praguien à emsien (de - 410,8 Ma à - 393,3 Ma). Si on excepte la Formation de Clervaux, ils sont composés principalement de phyllades gris bleu incorporant des bancs et des séries pluridécimétriques à plurimétriques de bancs de grès et de quartzite gris, gris bleu et gris verdâtre. Dans la Formation de Clervaux, les roches bigarrées, bordeaux et vert olive sont bien présentes.

Ces sédiments se sont déposés lors d'une transgression marine majeure sur le Continent des Vieux Grès Rouges qui affleurait au NW et dont le Massif du Brabant constitue un éperon méridional. Cette transgression s'est installée fin Pridoli - début Lochkovien (vers - 419,0 Ma). Pendant celle-ci, le géosynclinal ardenno-rhénan sera alimenté par des sédiments majoritairement arénacés. Durant le Lochkovien et le Praguien, les fluctuations du niveau de la mer témoignent d'oscillations transgression-régression. L'Emsien est une période où la transgression domine. Toutefois, un épisode régressif se marque dans la partie inférieure de la Formation de Clervaux et l'hypothèse de l'installation d'un estuaire à cette époque est très probable. Puis, la transgression reprend dans la partie supérieure de la Formation de Clervaux avec une accentuation brutale à l'occasion du dépôt du « *Berlé event* » (Quartzite de Berlé) et se poursuit avec le dépôt de la Formation de Wiltz.

Ces roches ont été plissées en synclinaux et anticlinaux eux-mêmes déplacés par des failles longitudinales au cours de l'orogénèse varisque dont la phase principale date de la fin du Westphalien (vers - 310 à - 305 millions d'années) mais dont les effets se sont fait sentir jusque vers - 250 millions d'années. Par la suite, ces failles longitudinales ont été tronçonnées par des failles diagonales et transversales vraisemblablement liées à l'ouverture du graben du Rhin.

Sur le plan régional, la région s'intègre :

- au sud-est de la zone axiale de l'Anticlinorium de l'Ardenne matérialisée à l'ouest, par l'axe ouest-est du Massif de Rocroi et à l'est, par celui du Massif de Stavelot qui prend une orientation SW-NE ;
- au niveau du Synclinorium de Neufchâteau - Wiltz - Eifel.

Pour une synthèse géologique de la région située à l'ouest, en Belgique, entre Houffalize et Laroche-en-Ardenne, on consultera Dejonghe (2013). Pour les régions situées à l'est et au NE, en Allemagne, Boy *et al.* (2005 : 35-39) ont résumé les principales unités stratigraphiques considérées.

5. Ressources minérales et exploitations

Quartzite de Berlé

Le quartzite de Berlé a été exploité pour l'empierrement des routes et la fabrication de matériaux réfractaires (Lucius 1955 : 34).

Grès et quartzite

Des grandes carrières ont été ouvertes dans le passé dans la Formation de l'Our pour l'exploitation du grès, généralement pour la construction. Ces niveaux sont dénommés par les habitants « *grès de Hassel* » (voir 2.2.5.). Sur la feuille de Wiltz, les grès et quartzites formant des séries de plusieurs mètres d'épaisseur (parfois plus de 10 mètres, voire beaucoup plus) ont été exploités à différents endroits. C'est le cas à l'ouest de Merkholtz (points W12, W31, W35, W464, W465 et W466), au SE de Roullingen (point W203), au SE de Doennange (point W127) et au sud de Hamiville (point W475). Sur la feuille de Clervaux, à Consthum, ce grès est toujours exploité par la Firme Rinnen dans une grande carrière (point C649).

Des carrières ont aussi été dévolues à l'exploitation du grès du Membre de Härebësch de la Formation de Clervaux au NE de Wiltz, notamment aux points W211, W213, W214, W246, W247 et W265 (voir 2.2.7.).

Dans les autres formations, des petites carrières ont été ouvertes aux endroits où les bancs de grès possédaient une certaine épaisseur et sont évoquées à la rubrique « usage » de ces formations.

Quartz laiteux

A environ 900 m au sud de l'église de Sonlez, au lieu-dit « *La Blanche Pierre* » (point W123), il existe une excavation de 25 m de long et 10 m au maximum de large, d'une profondeur maximale d'environ 4 m. Elle est allongée dans la direction N50°E. Dans celle-ci et dans

le bourrelet terreux qui l'entoure, on trouve quelques rares débris de quartz laiteux. A une cinquantaine de mètres à l'ENE, en contrebas, on relève la présence d'un affleurement allongé dans la direction N60°E, mesurant 5 m de long et, à son extrémité est, 1,7 m de haut et 2,5 m de large à la base. Cet affleurement est peu visible car complètement recouvert de mousse (photo 16). Une vue rapprochée, d'une partie de l'affleurement dégagé du recouvrement mousseux, est montrée à la photo 17. La roche consiste exclusivement en quartz laiteux. L'allongement de cet affleurement présente la même orientation que celle de l'excavation située à l'WSW. On peut donc penser qu'à cet endroit, existait un filon de quartz laiteux attesté par la toponymie et qui a fait l'objet d'une exploitation. Ce filon possède la même orientation que la surface axiale de l'Anticlinal de Brûlé Bois et est vraisemblablement lié à l'extrados en extension de cet anticlinal.



Photo 16 : Filon de quartz laiteux. Sonlez, lieu-dit « La Blanche Pierre » (point W123).



Photo 17 : Vue rapprochée d'une partie de l'affleurement montré à la photo 16. Elle est dégagée du recouvrement mousseux.

Phyllade

Dans la région de Niederwampach/Schimpach, Lucius (1950 : 16) signale l'existence de roches de type phyllade gris bleu appartenant au Siegenien inférieur (Sg1) qui ont été exploitées comme ardoise. Nous l'avons évoquée au point 2.2.3. Selon Philippo & Kronz (2007 : 103), l'ardoisière aurait été ouverte fin 1900, mais abandonnée peu après. Ces roches étaient associées à des quartzophyllades, ce qui a obéré l'exploitation. Philippo & Kronz (*ibid.*) parlent de l'« ancienne ardoisière de Niederwampach (alt. 382 m) » (...) et d'« une carrière d'ardoise plus au sud (alt. 435 m). Cette ardoisière est dangereuse avec une seconde entrée à 450 m d'altitude, elle s'étend sur près de 40 m de dénivelés creusés dans la colline appelée Schellert ».

Plomb-Zinc

La minéralisation filonienne plombo-zincifère de Longvilly-Allerborn est reconnue sur 2200 m de long. Elle a été décrite par Lucius (1950a : 51-53) et Legrand (1970).

C'est en 1819, en drainant des terres fangeuses, qu'un habitant d'Allerborn, met à jour un bloc de 600 kg de galène (PbS) au lieu-dit « Chiffontaine », à 1 km au NE de Longvilly. Par un arrêté du 26 août 1826 du gouvernement hollandais, une concession pour plomb est accordée sur une superficie de 5213 ha. Les travaux débutent le 2 juillet 1827. La galène était vendue comme « alquifoux » (dénomination commerciale de l'époque pour la

galène marchande) aux potiers qui en faisaient le vernis des poteries en passant par la céruse (PbCO_3). De 1847 à 1865, on creuse une galerie d'exhaure de 2240 m. Abandonnée en 1873, l'extraction reprend en 1877 et la mine atteint la profondeur de 110 m. Vers 1880, le lieu-dit « Chiffontaine » est devenu « La Mine » par la construction de logements pour 200 ouvriers et l'ouverture d'une école. Dès 1832, le minerai est lavé et trié pour séparer la galène (PbS), la sphalérite (ZnS) et la pyrite (FeS_2). De la galène, on récupère 30 grammes d'argent à la tonne. La mine a été définitivement abandonnée en 1901. Le niveau d'extraction avait atteint la profondeur de 172 m, les pompes étant situées à - 185 m. Entre 1827 et 1864, la production est estimée à 1000 tonnes. De 1864 à 1902, elle se chiffre à un total de 5330 tonnes (Legrand, 1969 : 3).

Les sulfures (galène, pyrite et sphalérite) sont emballés dans une gangue de quartz et calcite. Dans la zone d'oxydation superficielle, on trouve de la pyromorphite, de la limonite et de la calamine. Le filon d'allure verticale

possède une largeur de 5 à 35 cm et a été suivi sur 2200 m de long. Il est logé dans la Faille de Wardin (voir 3.5.2).

Moërynck (1984) a publié un historique de son exploitation et des recherches après sa fermeture. Un plan des travaux de 1881 à 1898, extrait de Moërynck (1984 : 29), est montré à la figure 12. La mine a été illustrée par des superbes clichés photographiques dus à Konen & Scheffen (2015 : 107-115).

En 1969, un levé aéromagnétique effectué par PRAKLA a révélé l'existence d'une anomalie magnétique positive très nette à environ 750 m à l'ESE du filon, en territoire luxembourgeois. Son grand axe est sensiblement parallèle au filon et passe le centre des localités d'Oberwampach, Allerborn et Troine-Route. Des profils magnétiques réalisés sur le terrain par l'Université de Bonn en 1974 ont confirmé l'existence de cette anomalie magnétique dont la cause reste cependant conjecturale et la question s'est posée de savoir si une relation existait entre cette anomalie magnétique et le filon Pb-Zn de Longvilly-Allerborn.

En 1971, le site a fait l'objet d'une prospection géochimique de surface dans les sols (480 échantillons analysés pour Fe, Cu, Pb, Zn, Ni et Mn) et les plantes (analysées pour Pb et Cu) par l'Université catholique de Louvain, principalement en territoire belge. Les résultats ont été publiés par Sondag et al. (1972 : 413-424), Sondag & Martin (1974 : 1-18) et Sondag et al. (1974 : 219-222). Les teneurs élevées sont strictement reconnues à l'aplomb du tracé du filon. Les auteurs en déduisent que celui-ci ne possède pas d'extension latérale.

L'éventualité d'une extension de la minéralisation au Luxembourg, en particulier au niveau de l'anomalie magnétique, a également été étudiée par le professeur Jean Thein de l'Université de Bonn. Les résultats sont consignés dans des rapports non publiés, l'un de 1975, l'autre de 1978, qui peuvent être consultés au Service géologique du Luxembourg. Celui de 1975 traite des échantillons de sols prélevés le long de deux profils et analysés de manière semi-quantitative pour Zn, Pb et Ba et de manière quantitative pour Ag, Au, Cu, Ni et Co. Thein conclut à l'absence de minéralisation analogue à celle de Longvilly au droit de l'anomalie magnétique d'Allerborn. Le rapport de 1978 évoque la distribution des métaux lourds (Zn, Cu, Pb, Ag, Sb, Ni, Co) analysés dans les eaux de sources et de ruisseaux et les sédiments de rivières de la région. Cette deuxième prospection est considérée comme une phase-test préliminaire à une étape d'investigation plus poussée.

Le site de la mine héberge une pelouse calaminaire à fétuque décrite par Graitson (2005 : 104).

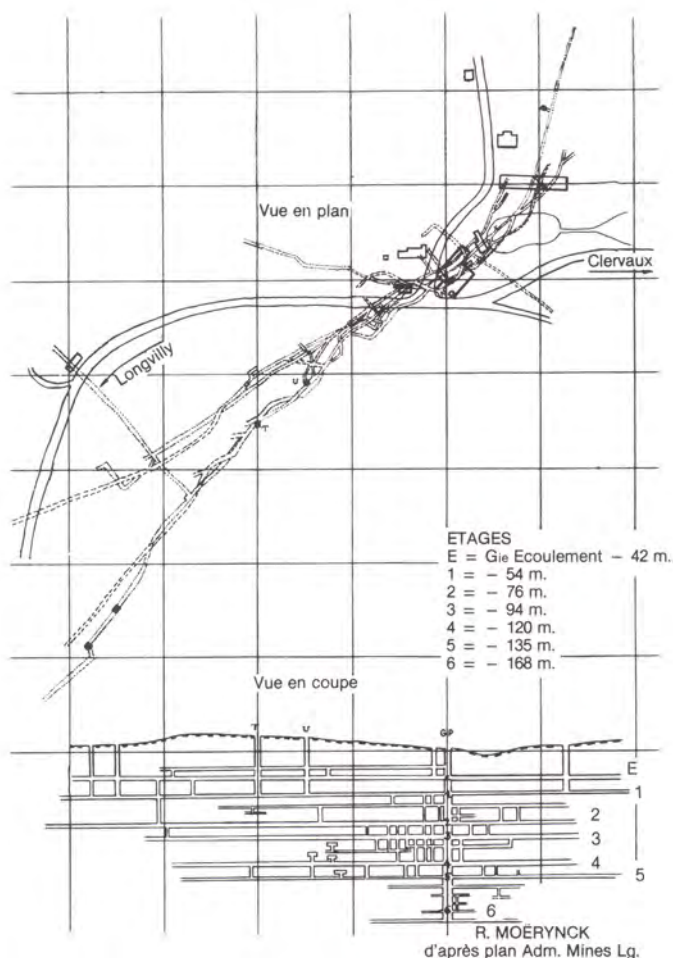


Figure 12 : Plan des travaux de 1881 à 1898 à la mine plomb-zincifère de Longvilly/Allerborn. Extrait de Moërynck (1984 : 29).

Un sentier géologique comportant des panneaux didactiques existe dans la région située autour du site de l'ancienne mine de Longvilly-Allerborn.

6. Minéralogie

Minéraux des filons de quartz

La minéralogie des filons de quartz de la région de Schimpach a été étudiée par Philippo & Kronz (2007). L'assemblage minéralogique est formé d'hématite (Fe_2O_3), de moganite (SiO_2), de chlorite $\{(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_5(\text{Al},\text{Si})_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8\}$ et d'un minéral rare dont, en 2007, c'était la seconde occurrence mondiale, la gravgiaite ($\text{Mn}_2\text{SO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$).

Minéraux alluvionnaires de la Wiltz

Dans le cadre d'une prospection alluvionnaire de la Wiltz dans la région de Schimpach, Philippo & Kronz (2007) signalent la présence de grenats (spessartine - almandin), de pyrite (FeS_2), de rutile (TiO_2), de zircon (ZrSiO_2) et d'or (Au). Ce dernier, dont c'était en 2007 la première occurrence au Grand-Duché de Luxembourg, a été trouvé dans un placer sous forme de paillettes inférieures au millimètre. Son origine primaire se trouverait dans la région de Bastogne.

7. Hydrologie

(avec la collaboration de R. Colbach)

Bintz *et al.* (1973 : 153) ont synthétisé la question de l'hydrogéologie du Grand-Duché de Luxembourg. Ils écrivent que, dans l'Éislek, les « *conditions géologiques empêchent la formation de nappes d'eau souterraines d'une certaine importance de sorte que l'approvisionnement en eau de cette région se faisait, avant la mise en service du barrage d'Esch-sur-Sûre, en partant du Gutland* ».

En effet, les roches schisto-gréseuses sont très peu perméables et la circulation des eaux souterraines au-delà de la zone altérée et fracturée à proximité de la surface est négligeable.

Sur l'aire couverte par la feuille on recense une demi-douzaine de sources captées ou puits superficiels en relation avec l'approvisionnement en eau potable. Ces sources sont toutes situées dans la partie nord de la feuille, à proximité de la ligne de partage des eaux superficielles et à une altitude supérieure à 470 m. Ceci laisse penser à une influence des processus d'altération profonde dans la genèse de ce réservoir.

Aujourd'hui, ces captages sont quasiment tous abandonnés, en général en raison des débits trop faibles, surtout en été et d'une trop grande vulnérabilité de la ressource. L'approvisionnement en eau potable se fait dès lors aujourd'hui quasi entièrement à partir d'aquifères du Gutland via le réseau intercommunal de la Distribution d'Eau des Ardennes (DEA).

Entre 1968 et 2001, l'ancienne mine de Longvilly était utilisée comme captage d'eau. En effet, la galerie d'exhaure qui débouche en territoire luxembourgeois à environ 60 m de la frontière (entre les bornes N° 240 et 241) et se jette dans le ruisseau de Longvilly constitue une galerie drainante. Le volume rocheux qui l'alimente mesure 100 m de haut et 2 km de long. L'eau était reprise par une station de pompage de la DEA située à Oberwampach (Moërynck 1984 : 67-72).

En outre, une vingtaine de forages-captages privés peu profonds puisent également dans la ressource en eau peu profonde constituée par la zone fracturée et altérée, en général dans le cadre de l'approvisionnement d'exploitations agricoles individuelles.

8. Différences majeures avec la carte de Lucius (1949)

Avant toute chose, il convient de rendre hommage à l'énorme travail que Lucius a accompli au niveau de la géologie de l'Éislek. Ce chapitre n'a d'autre but que de mettre en évidence l'évolution des tracés géologiques séparés par une période de 70 ans.

Au SE d'Erpeldange, au lieu-dit « *Brantbiërg* », au sud de « *Ramerich* », une grande carrière (point W249) a été décrite par Maquil *et al.* (1984) et Michel *et al.* (2010), qui ont montré la présence de Quartzite de Berlé et des roches de la Formation de Clervaux, alors qu'à cet endroit, Lucius (1949) renseigne de l'Emsien E1b, équivalent du Membre de Schuttbourg de la Formation de l'Our. Il en est de même à Weidingen, pour les grandes carrières bordant la Wiltz au NW de « *Tutschemillen* », au lieu-dit « *Härebësch* » (voir la description du Membre de Härebësch au point 2.2.7.).

A l'est d'Erpeldange, Lucius (1949) fait passer le Quartzite de Berlé et les Schistes de Clervaux E2 entre le cimetière et le virage de la route CR325 recoupant la vallée du Himmelbaach alors qu'à cet endroit on se trouve dans la Formation de Wiltz (très bel affleurement au point W18 décrit par Maquil *et al.*, 1984) et que le Quartzite de Berlé a été exploité plus au sud (point 285).

Entre Doncols et Grümmscheid, Lucius (1949) dessine le passage du Quartzite de Berlé et de la Formation de Clervaux. Toutefois, on ne retrouve aucune trace de l'exploitation de quartzite blanc à cet endroit (absence de tranchées et de blocs de quartzite blanc) et les roches voisines sont toujours typiques de celles appartenant à la Formation de Wiltz. Il est vrai qu'à cet endroit, notamment le long de la route N15 (points W371a, W372 et W379), dans du schiste gris bleu foncé, on observe la présence de plusieurs bancs d'environ 1 m d'épaisseur de grès gris, clair à très clair (quasi blanc), parcouru par des lamines sombres très peu marquées. Si la confusion est possible, nous n'avons cependant pas assimilé ces bancs de grès clair à ceux du Quartzite de Berlé. Cette précision a été développée au point 2.2.6. - lithologie.

Au NW de la ligne Doncols - Grümmscheid, Lucius (1949) place du E2, du E1b et du E1a (équivalents respectifs des formations de Clervaux et de l'Our) alors que les affleurements de l'ancienne voie de chemin de fer montrent que ces roches appartiennent à la Formation de Wiltz jusqu'à Schleif.

Lucius (1949) ne reconnaît pas l'existence d'une faille au droit du rétrocharriage de Troisvierges-Malsbenden.

9. Site d'intérêt historique

Les bois situés au SW de Wiltz ont été le cadre de combats pendant l'offensive des Ardennes de l'hiver 1944-1945 qui coûtèrent la vie à des milliers de soldats américains et allemands. A proximité du carrefour « *Schumann* », un monument et un sentier pédestre (Sentier du Souvenir) commémorent ces événements. Dans le voisinage du Sentier du Souvenir, on peut voir des trous de fusilier et des tranchées allongées dans lesquelles les soldats se sont abrités. Ces tranchées correspondaient à d'anciennes zones d'exploitation du Quartzite de Berlé. Un cratère de bombe dans lequel 157 soldats allemands furent temporairement enterrés après les combats est connu sous le nom de « *tombe commune* ».

Remerciements

Eric Goemaere (Service géologique de Belgique) et Robert Colbach (Service géologique du Luxembourg) ont œuvré pour l'établissement d'un accord de coopération cartographique entre les deux pays. Nous leur exprimons toute notre reconnaissance. Nous tenons également à les remercier vivement pour le support logistique dont nous avons bénéficié durant toute la durée du programme, tant en Belgique qu'au Luxembourg. Les avis de Bernard Mottequin (paléontologue à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique) nous ont été d'une grande utilité. Jean Thein, Romain Meyer, Simon Philippo et Robert Colbach ont relu les documents relatifs à la carte Wiltz qui ont bénéficié de leurs remarques pertinentes. Ma profonde gratitude s'adresse également aux personnes qui ont développé tout leur talent pour la mise en page de la notice explicative (Geneviève du Fays) et pour le dessin de certaines figures et de la carte géologique par infographie (Virginie Meister et Daniel Stein). Qu'ils en soient chaleureusement remerciés.

Bibliographie

Asselberghs (1946) et Lucius (1950a) ont fait des revues exhaustives de tout ce qui a été publié sur le Dévonien inférieur relatif à la Belgique et au Grand-Duché de Luxembourg antérieurement à la parution de leurs mémoires respectifs. Certaines de leurs références ne sont pas mentionnées dans le présent travail.

Allmendinger, R.W., Carozo, N.C. & Fisher, D. 2013. - Structural Geology Algorithms : Vectors & Tensors. Cambridge University Press : 1-299.

Antun, P. 1971. - Le prolongement de la zone métamorphique de Bastogne au Grand-Duché de Luxembourg. Annales de la Société géologique de Belgique 94 : 153-163.

Asselberghs, E. 1912. - Contribution à l'étude du Dévonien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. Annales de la Société géologique de Belgique 39 : M25-M112.

Asselberghs, E. 1913. - Le Dévonien inférieur de l'Eifel et de l'anticlinal de Givonne dans la région sud-est de l'Ardenne belge. Mémoires de l'Institut géologique de Louvain 1 : 1-175.

Asselberghs, E. 1924. - Les ardoisières du Dévonien de l'Ardenne. Mémoire des Annales des Mines de Belgique XXV : 1037-1098.

Asselberghs, E. 1927. - Siegenien, Siegenerschichten, Hunsruckschiefer et Taunusquarzit. Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie XXXVI (1926) : 206-222.

Asselberghs, E. 1932. - Le Dévonien inférieur de la Prusse Rhénane à l'Ouest des bassins calcaires de l'Eifel. Mémoires de l'Institut géologique de Louvain 5 : 1-46.

Asselberghs, E. 1941. - Emsien et Koblenzschichten en Ardenne, dans l'Oesling et dans l'Eifel. Mémoires de l'Institut géologique de Louvain 13 : 63-86.

Asselberghs, E. 1944. - Sur deux failles importantes de la zone anticlinale de l'Ardenne. Bulletin de l'Académie royale de Belgique 5ème série/29 : 439-446.

Asselberghs, E. 1946. - L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain XIV : 1-598.

Asselberghs, E. & Leblanc, E. 1934. - Le Dévonien inférieur du Bassin de Laroche. Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain VIII : 1-79.

Basse, M. & Franke, Ch. 2006. - Marine Faunen aus dem frühen Unteremium (Unterdevon) des Givonne-Oesling-Antiklinorium (Luxemburg). Ferrantia 46 : 7-41.

Basse, M., Müller, P. & Franke, Ch. 2006. - Neue Daten zu den Trilobiten aus dem frühen Unteremium (Ulmen-Unterstufe; Unterdevon) von Reideschbaach (Luxemburg; Givonne-Oesling-Antiklinorium; Rhenohercynikum). Senckenbergiana lethaea 86/2 : 243-259.

Bausch, S. 1976. - Zur Stratigraphie und Tektonik der Wiltzer Mulde zwischen Wiltz und Grumelscheid (Luxemburg). Diplomkartierung, Universität Mainz : 1-29.

Becker, G. & Franke, Ch. 2012. - Über Ostracoden in Luxemburg und West-Eifel - das Ardenno-rheinische Unter-Devon im Spannungsfeld zwischen Oldred-Kontinent und Gondwana - ein Beitrag zur Biogeographie des Variszikums. Ferrantia 68 : 65-116.

Bélanger, I. inédit. - Documents (levés géologiques et notices explicatives) relatifs aux cartes géologiques n°60/7-8 Longchamps - Longvilly et n°65/3-4 Bastogne - Wardin en dépôt pour consultation au Service géologique de Wallonie à Jambes (Namur).

Beugnies, A. 1983. - Structure anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. Annales de la Société géologique du Nord XCVI/1 : 27-74.

Beugnies, A. 1986. - L'aire anticlinale de l'Ardenne dans la région de Bastogne. Aardkundige Mededelingen 3 : 31-44.

Bintz, J., Hary, A. & Muller, A. 1973. - Guides géologiques régionaux, Ardennes Luxembourg, Masson, 3e partie. Luxembourg : 135-188.

Blieck, A., Lelièvre, H., Delsate, D. & Godefroid, J. 1998. - Les plus anciens vertébrés du Grand-Duché de Luxembourg : des Arthroires Brachythoraci (Placodermi ; Dévonien inférieur). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planètes 327 : 203-2010.

Boy *et al.* (21 auteurs) 2005. - Geologie von Rheinland-Pfalz. Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Edit.), Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart : 1-400.

Brasser, T. 1977. - Zur Geologie der Mulde von Wiltz in Raum Tarchamps - Bavigne (NW - Luxemburg). Diplomkartierung, Universität Mainz : 1-36.

Bredden, H. 1963. - Über die neue "Geologische Karte dernördlichenEifel1:100000(Hochschulumgebungskarte Aachen)" des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen. Geologische Mitteilungen 3 : 129-142.

Bultynck, P. & Dejonghe, L. 2001. - Devonian lithostratigraphic units (Belgium). In : Bultynck & Dejonghe (eds), Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium. Geologica Belgica 4/1-2 : 39-69.

- Cambier, G. & Dejonghe, L. 2012. - Systematic inventory and ordering of faults in Belgium. Part 2. Professionnal Paper, Service Géologique de Belgique 2012/2, 312 : 1-215.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. 2016. The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36/04 : 199-204. <http://www.stratigraphy.org>
- Colbach, R. 2003. - Carte géologique du Luxembourg, feuille n°7, Redange à l'échelle de 1/25 000, Ministère des Travaux publics, Administration des Ponts et Chaussées, Service géologique de l'Etat.
- Dejonghe, L. 2013. - Geology of the Ardenne Anticlinorium, in the Amberloup - La Roche-en-Ardenne - Houffalize sector. The faults of the La Roche Syncline and the overturned Taverneux Anticline. *Geologica Belgica* 16/3 : 196-205.
- Dejonghe, L. 2018. - Carte géologique du Luxembourg, feuille n°1 Troisvierges au 1:25 000. Ministère de la Mobilité et des Travaux publics, Administration des Ponts et Chaussées, Service géologique de l'Etat.
- Dejonghe, L. 2019. - Carte géologique du Luxembourg. Notice explicative de la carte Troisvierges n°1 au 1:25 000. *Bulletin du Service géologique du Luxembourg* 18 : 5-40.
- Dejonghe, L. 2020a. - Carte géologique du Luxembourg, feuille n°3 Clervaux au 1:25 000. Ministère de la Mobilité et des Travaux publics, Administration des Ponts et Chaussées, Service géologique de l'Etat.
- Dejonghe, L. 2020b. - Carte géologique du Luxembourg. Notice explicative de la carte Clervaux n°3 au 1:25 000. *Bulletin du Service géologique du Luxembourg* 19 : 5-43.
- Dejonghe, L., Colbach, R. & Goemaere, E. 2017. - The lithostratigraphy of the Lower Devonian formations of the Eisleck area (northern Luxembourg). Comparison with their Belgian lateral equivalents. *Geologica Belgica* 20/1-2 : 33-42.
- Dejonghe, L., Dumoulin, V. & Blockmans, S. 2008. - La Formation de Jupille, nouvelle formation dans le Dévonien inférieur de la Haute-Ardenne (Belgique). *Geologica Belgica* 11 : 71-81.
- Dejonghe, L. & Hance, L. 2001. - Notice explicative de la carte Champlon - La Roche-en-Ardenne 60/1-2. Ministère de la Région wallonne, Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement : 1-44.
- Delsate, D., Blicq, A. & Steemans, P. 2004. - A psammosteid heterostracan (Vertebrata : Pteraspido-morphi) from the Emsian (Lower Devonian) of the Grand Duchy of Luxembourg. *Geologica Belgica* 7/1-2 : 21-26.
- Demoulin, A., Barbier, F., Dekoninck, A., Verhaert, M., Ruffet, G., Dupuis, Ch. & Yans, J. 2018. - Erosion Surfaces in the Ardenne-Oesling and their Associated kaolinic weathering : 63-84. In : Demoulin, A. (editor). *Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg*, Springer : 1-424.
- Dumont, A. 1848. - Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. Mémoire de l'Académie royale des Sciences de Belgique XX-XXII : 1-613.
- Dumont, A. 1853. - Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines représentant les terrains qui se trouvent au-dessous du limon hesbayen et du sable campinien. Neuf feuilles. 1:160 000.
- Dürkoop, A. 1992. - Geologie im Raum Wiltz (Lux.) unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie und der Sedimentpetrographie der bunten Schichten von Klerf (Unter-Ems) und des Quartzzits von Berlé (Ober-Ems). Rheinische Friedrich-Wilhelms Universität, Bonn, Diplomarbeit : 1-104.
- Faber, A. 1982. - Contribution à la géologie du flanc méridional du synclinal de Wiltz. Université libre de Bruxelles, mémoire de licence : 1-58.
- Fourmarier, P. 1964. - La raison d'être des fronts de schistosité dans les séries plissées. Publication du Service géologique de Luxembourg 14 : 165-182.
- Franke, Ch. (Edit) 2006a. - Beiträge zur Paläontologie des Unterdevons Luxemburgs. *Ferrantia* 46 : 1-115.
- Franke, Ch. 2006b. - Die Klerf-Schichten (Unter-Devon) im Großherzogtum Luxemburg, in der Westeifel (Deutschland) und im Gebiet von Burg Reuland (Belgien) : fazielle und biostratigraphische Deutungen. *Ferrantia* 46 : 42-96.
- Franke, Ch. 2010. - Marine Fauna der Wiltz-Schichten (Ober-Emsium, Unter-Devon) der Mulde von Wiltz und der Daleider Mulden-Gruppe (Luxemburg, Deutschland), Teil 1. *Ferrantia* 58 : 5-62.
- Franke, Ch. 2012. - Marine Fauna der Wiltz Schichten (Ober-Emsium, Unter-Devon) der Mulde von Wiltz und der Daleider Mulden-Gruppe (Luxemburg, Deutschland), Teil 3 : Craniida. *Ferrantia* 68 : 133-147.
- Franke, Ch. 2016. - Die Fauna der Berlé - Quartzite in Luxemburg und West-Eifel. *Ferrantia* 73 : 5-110.
- Furtak, H. 1965. - Die Tektonik der unterdevonischen Gesteinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. *Geologische Mitteilungen Aachen* 4/3 : 273-332.
- Godefroid, J. 1980. - Le genre *Brachyspirifer* Wedekind, R. 1926 dans le Siegenien, l'Emsien et le Couvinien du bord méridional du Synclinorium de Dinant. *Bulletin*

de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre 52 : 1-102

Godefroid, J., Blicq, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., Meilliez, F., Stainier, P. & Steemans, P. 1994. - Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique 38 : 1-144.

Godefroid, J. & Stainier, P. 1982. - Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belgian Siegenien on the south and south-east borders of the Dinant Synclinorium. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg 55 : 97-134.

Goemaere, E. & Dejonghe, L. 2005. - Paleo-environmental reconstruction of the Mirwart Formation (Pragian) in the Lambert Quarry (Flamierge, Belgium). Geologica Belgica 8/3 : 37-52.

Gosselet, J. 1885. - Aperçu géologique sur le terrain dévonien du Grand-Duché de Luxembourg. Annales de la Société géologique du Nord 12 : 260-300.

Gosselet, J. 1888. - L'Ardenne. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris : 1-881.

Graidson, E. 2005. - Inventaire et caractérisation des sites calaminaires de la région wallonne. Natura Mosa 58/4 : 83-124.

Güdemann, R. 1976. - Zur Geologie des unteren Devons (Ems) der Wiltzer Mulde zwischen Weidingen und Eischweiler in Luxemburg. Diplomkartierung, Universität Mainz : 1-45.

Guillien, Y. 1964. - Grèzes litées et bancs de neige. Geologie en Mijnbouw 43/3 : 103-112.

Hedberg, H. 1976. - International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure, John Wiley & Sons : 1-200.

Heurtz, F. 1933. - Der Quartzit von Berlé. Bulletin de la Société des Naturalistes Luxembourgeois 3 : 74-76.

International Commission on Stratigraphy (2021). <https://stratigraphy.org/chart>

Jansen, U. 2016. - Brachiopod faunas, facies and biostratigraphy of the Pridolian to lower Eifelian succession in the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). In : Becker, R. T., Königshof, P. & Brett, C. E. (Eds.): Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. Geological Society, London, Special Publications 423 : 45-122. On line: <http://sp.lyellcollection.org/OrtaDoguTeknikUniversitesi> on April 4, 2016.

Jongmans, D. & Cosgrove, J.W. 1994. - Observations structurales dans la région de Bastogne. Annales de la Société géologique de Belgique 116 (1993/1) : 129-136.

Karathanassopoulos, S. 1971. - Zur Geologie des Unterdevons (Ems) im Bereich der Südflanke der Wiltzer Mulde zwischen Alscheid und Enscherange. Diplomarbeit Universität Mainz : 1-43.

Konen, J. & Scheffen, J.-L. 2015. - Bergwerke. Luxemburgs vergangene Industrie unter Tage. Jérôme Konen productions, ISBN: 978-9-99598-201-0 : 1-256.

Konrad, H.-J. & Wachsmut, W. 1973. - Zur Lithologie und Tektonik des Unterdevons im südlichen Oesling Luxemburgs. Bulletin du Service géologique du Luxembourg 5/1973 : 1-20.

Kräusel, R. & Weyland, H. 1930. - Die Flora des deutschen Unterdevons. Abhandlungen Preussisches geologisches Landesanstalt 131 : 1-92.

Krupp, R.E. 1976. - Geologische Untersuchungen im Zentralteil der Wiltzer Mulde zwischen Nothum und Doncols in Luxemburg, Diplomkartierung, Universität Mainz : 1-38.

Leblanc, Ed. 1923. - Le contour oriental de l'anticlinal de Bastogne et ses relations avec le flanc sud de l'anticlinal de Stavelot. Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain II (1921-1923) : 287-399.

Lambert, A. & Bellière, J. 1976. - Caractères structuraux de l'Eodévonien aux environs de Bastogne. Annales de la Société géologique de Belgique 99 : 83-297.

Legrand, R. 1970. - L'ancienne mine de Longvilly. Professionnal Paper, Service Géologique de Belgique 1970/13 : 1-6.

Leidhold, C. 1913. - Die Quartzite von Berlé in Luxemburg, ihre Verbreitung und stratigraphische Stellung. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 36/2 : 232-369.

Lippert, H. 1937. - Unterkoblenz-Fundpunkte im Norden und Westen der Sötenicher Mulde. Senckenbergiana 19 : 282-288.

Lippert, H. 1939. - Geologie der Daleider Mulden-Gruppe. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschende Gesellschaft 445 : 1-66.

Lucius, M. 1913. - Die Tektonik des Devons im Grossherzogtum Luxemburg. Mitteil. Ges. Luxemb. Naturfreude. Beil. : 1-104.

Lucius, M. 1937. - Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten. Publication du Service de la Carte géologique du Luxembourg 1 : 1-176.

Lucius, M. 1940. - Die Entwicklung der geologischen Erforschung Luxemburgs (Erster Teil). Beitr. Geol. Luxemburg 2 : 131-339.

- Lucius, M. 1947. - La terre luxembourgeoise. In : Le Luxembourg, Livre du Centenaire : 509-563.
- Lucius, M. 1949. - Carte géologique du Luxembourg. Feuille N°8 Wiltz au 1:50 000. Service géologique de Luxembourg.
- Lucius, M. 1950a. - Das Oesling. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Publication du Service géologique de Luxembourg VI : 1-175.
- Lucius, M. 1950b. - L'allure des plis hercyniens de l'Oesling (Grand-Duché de Luxembourg). III^e Congrès national des Sciences, Bruxelles 1950 : 124-132.
- Lucius, M. 1955. - Les traits fondamentaux de l'allure tectonique du Dévonien de l'Oesling. Société des Naturalistes Luxembourgeois 59 : 17-50.
- Macar, P. & Antun, P. 1950. - Pseudo-nodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inférieur de l'Oesling (Grand-Duché de Luxembourg). Annales de la Société géologique de Belgique 73 (1949-1950) : B121-150.
- Maillieux, E. 1931. - La faune des Grès et Schistes de Solières (Siegenien moyen). Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique 51 : 1-90.
- Maillieux, E. 1937. - La faune et l'âge des quartzophylades siegeniens de Longlier. Mémoire du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique 73 : 1-140.
- Maquil, R., Mosar, J. & Thein, J. 1984. - Unterdevon-Stratigraphie und variskischer Gebirgsbau im Eislek/Nord-Luxemburg (Exkursion D am 26. und 27. April 1984). Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 66 : 57-75.
- Marx, S. 2016. - Les sols au GD de Luxembourg. Carte des sols, cartes thématiques, monitoring des sols. Etat des lieux et perspectives. La Carte numérique des sols de Wallonie, 4^{ième} journée d'étude, Gembloux, 14 décembre 2016. En ligne à l'adresse : <https://docplayer.fr/83312880-Les-sols-au-gd-de-luxembourg.html>.
- Michel, J., Boulvain, F., Philippo, S. & Da Silva, A.C. 2010. - Palaeoenvironmental study and small-scale correlations using facies analysis and magnetic susceptibility of the Mid-Emsian (Himmelbaach quarry, Luxembourg). *Geologica Belgica* 13/4 : 447-458.
- Michel, J. 2012. - Lithostratigraphie, sédimentologie et analyse séquentielle du Quartzite de Berlé (Emsien supérieur), Grand-Duché de Luxembourg. Thèse, Université de Liège : 1-209.
- Michot, P. 1980. - Belgique. In : Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg. Dunod : 485-576.
- Minten, V. 1997. - Les formations du Dévonien inférieur de l'Ardenne luxembourgeoise. Service géologique du Luxembourg, inédit : 1-16.
- Moërynck, R. 1984. - La mine de plomb de Longvilly. Cercle d'histoire de Bastogne : 1-79.
- Mosar, J. 1987. - Schistosité et métamorphisme hercyniens dans les Ardennes luxembourgeoises. *Sci. Géol. (Strasbourg)* 40/3 : 231-243.
- Muller, A. 1980. - Luxembourg. In : Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg. Dunod : 577-594.
- Müller, P. & Alberti, M., 2010. *Burmeisterella vixarmata* aus der Klerf-Formation in Nord-Luxemburg (Trilobita, oberes Unter-Devon). *Ferrantia* 58 : 63-71.
- Müller, P. & Franke, Ch. - 2012. Neue Daten zu *Spiniscabrella* und *Scabrella (Scabrella)* aus dem Unter-Devon von Deutschland, Luxemburg und Marokko. *Ferrantia* 68 : 117-132.
- Nyssen, J., Van Nieuland, J., Vandenberghe, D., Juilleret, J. & Terhorst, B. 2016. - *Grèzes litées* and their genesis : the site of Enscherange in the Rhenish-Ardennes Massif as a case history. *Die Erde, Journal of the Geographical Society of Berlin* 147/1 : 1-14.
- Paepe, R. & Vanhoorne, R. 1967. - The stratigraphy and paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium. Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique 8 : 1-96.
- Philippo, S. & Kronz, G. 2007. - Une seconde occurrence mondiale de gravellite et une première occurrence nationale d'or, Schimpach, Grand-Duché de Luxembourg. *Ferrantia* 49 : 101-110.
- Pissart, A. 1995. - L'Ardenne sous le joug du froid : le modelé périglaciaire du Massif ardennais. In : Demoulin, A. (édit.) *L'Ardenne, essai de géographie physique : hommage au professeur Albert Pissart*. Département de géographie physique et quaternaire, Université de Liège : 136-154.
- Plusquellec, Y. & Franke, Ch. 2010. - Présence précoce du genre *Kerfoneidictyum* représenté par *K. oeslingensis* n. sp. (Cnidaria, Tabulata) dans l'Emsien inférieur du Grand-Duché de Luxembourg. *Ferrantia* 58 : 72-80.
- Ribbert, K.-H. 2007. - Lithostratigraphische Einheiten Deutschlands : Klerf-Formation. *LithoLex, Lithostratigraphisches Lexikon Deutschland*, http://litholex.bgr.de/gesamt_ausgabe_neu.php?id=7016035
- Ribbert, K.-H. 2008. - Unterdevon zwischen der Venn-Antiklinale und dem Westrand der Eifeler Kalkmuldenzone. In *Deutsche Stratigraphische Kommission (ed.), Stratigraphie von Deutschland VIII: Devon*. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 52 : 287-296.
- Riezebos, P.A. 1987. - Relic stratified screes occurrences in the Oesling (Grand-Duchy of Luxembourg), approxi-

mate age and some fabric properties. Travaux scientifiques du Musée d'Histoire naturelle de Luxembourg 12 : 1-69.

Schäfer, P. 1976. - Geologische Untersuchungen in der Wiltzer Mulde zwischen Wilwerwiltz und Selcheid. Diplomkartierung, Universität Mainz : 1-29.

Schranz, H. 1976. - Zur Stratigraphie und Tektonik im Unterdevon (Ems) der Wiltzer Mulde zwischen Wilwerwiltz und Clervaux in Luxemburg. Diplomkartierung, Universität Mainz : 1-33.

Schultz, G. 1968. - Eine unterdevonische Mikroflora aus den Klerfer Schichten der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge), Palaeontographica Abt. B 123 : 5-42.

Solle, G. 1937. Geologie der mittleren Olkenbacher Mulde. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschende Gesellschaft 436 : 1-72.

Sondag, F., Lecomte, P. & Martin, H. 1972. - Détection du filon de galène de la mine de Longvilly (Bastogne) par la géochimie de surface, distribution du plomb et du cuivre dans les sols et cartographie de leurs isoteneurs. Annales de la Société Géologique de Belgique 95/2 (1972) : 413-424.

Sondag, F. & Martin, H. 1974. - Géochimie de surface et minéralisations dans le Cambrien et le Dévonien de Belgique. Professional Paper, Service géologique de Belgique 1974/10 : 1-18.

Sondag, F., Denudt, G., & Martin, H. 1974. - Prospection du zinc et du cuivre dans les sols et les plantes au voisinage de l'ancienne mine de Longvilly près de Bastogne (Belgique). Accumulation de zinc chez *Taraxacum officinale*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris 279/3 : 219-222.

Stainier, X. 1896a. - Carte géologique n°197 de Longvilly - Longchamps - ois-Champart à l'échelle de 1:40 000.

Stainier, X. 1896b. - Carte géologique n°205 de Bastogne - Wardin à l'échelle de 1:40 000.

Stainier, P. 1994. - Formation de La Roche. In : Godefroid et al., 1994 : 53-58.

Stemmans, P. & Brasseur, O. 1999. - Rapport d'analyse de 60 échantillons de l'Emsien du nord du Grand-Duché

de Luxembourg, inédit, 1-19 ; annexe 1, 1-45 ; annexe 2, 1-74 ; annexe 3, 1-300 ; annexe 4 : 1-11.

Steingötter, K. 1976. - Zur Geologie im Zentral-Teil der Wiltzer Mulde im Bereich von Wiltz - Luxemburg. Diplomkartierung, Universität Mainz : 1-59.

Steininger, M. 1828. - Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. Mémoire couronné par l'Académie royale des Sciences et des Belles-Lettres de Bruxelles 7/1 : 1-88.

Stets, J. & Schäfer, A. 2011. - The Lower Devonian Rhenohercynian Rift - 20 Ma of sedimentation and tectonics (Rhenish Massif, W-Germany). Zeitschrift der Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften 162/2 : 93-115.

Thein, J. 1975. - Ergebnis der geochemischen Bodenuntersuchungen über dem Bleiglanz- Zinkblende-Gang van Chifontaine sowie über der magnetischen Anomalie von Allerborn. Rapport au Service géologique du Luxembourg.

Thein, J. 1978. - Die Schwermetallverteilung in Bachwässern und -Sedimenten im Bereich des PbS-Ganges von Allerborn-Longvilly. Lettre du 26/02/1978 à J. Bintz.

Waterlot, G., Beugnies, A. & Bintz, J. 1973. - Ardenne Luxembourg. Guides géologiques régionaux, Masson & Cie : 1-205.

Wies, N. 1867. - Notices sur les terrains paléozoïques du Grand-Duché de Luxembourg. Soc. Sciences. Natur. IX.

Wies, N. & Siegen, P.M. 1877. - Carte géologique du Gr. Duché de Luxembourg à 1:40 000, Paris.

Wiese, B. 1969. - Die Terrassen des Ourtals. Publications du Service géologique du Luxembourg 18 : 1-129.

Ziegler, W. 1982 (eds). - On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish mountains and related Devonian matters. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg 55 : 1-498, Frankfurt a. M.

Annexe 1 : Noms de localités en français, en allemand et en luxembourgeois

Français	Allemand	Luxembourgeois
Berlé		Bärel
Boevange		Béigen
Brachtenbach		Bruechtebaach, Brotebaach
Clervaux	Klerf	Clierf, Cliärref
Dasbourg	Dasburg	Doosber
Doennange		Diänjen, Diënjen
Doncols		Donkels
Dorscheid	Duersch	Duerscht
Erpeldange		Ierpeldeng
Eschweiler		Eschweiler
Grümmelscheid, Gruemelscheid		Grëmmescht, Grëmelischt
Hamiville		Heesdref
Hoscheid		Houschent
Kautenbach		Kautebaach
Knaphoscheid		Knapphouschent
Lellingen	Lellgen	Lellgen
Longvilly	Lingsweiler	Lingser, Längsweller
Lullange		Lëllgen
Merkholtz		Mäerkels
Merscheid		Mierschent
Niederwampach		Nidderwampech, Nidderwampich
Nocher		Nacher
Nothum		Noutem
Obereisenbach		Uewereesbech
Oesling	Ösling, Isleck	Éislek, Eisleck
Pommerloch		Pommerlach
Putscheid		Pëtscht, Pëtschent
Roder		Rueder
Rodershausen		Rouderssen
Roullingen		Rulljen
Saint-Vith	Sankt Vith	Zënt/Sënt Väit, Sëm Vekt
Schimpach		Schëmpech, Schëmpich
Schleif		Schleef
Schuttbourg	Schüttburg	Schüttbuerg, Schibbreg
Sonlez		Soller
Stolzembourg	Stolzemburg	Stolzebuerg
Stubach	Stupbach	Stubach
Tarchamps	Ischpelt	Eeschpelt
Troisvierges	Ulflingen	Ëlwen
Troine		Tratten
Watrange		Walter
Weidingen		Wegdichen
Wiltz		Wolz, Wooltz
Wincrange		Wëntger
Winseler		Wanseler

Annexe 2 : Coordonnées WGS84 et LUREF des points d'observation de terrain cités dans le texte

Numéro	Longitude	Latitude	LUREF Est	LUREF Nord
C239	6.13009E	50.04167N	77276	123055
C285e	6.12929E	50.01778N	77218	120400
C649	6.03110E	49.97560N	70171	115716
W7	5.99215E	49.94371N	67369	112175
W12	5.96907E	49.96491N	65718	114537
W15	5.97033E	49.96809N	65810	114890
W18	5.95637E	49.97802N	64811	115998
W25	5.94063E	49.96729N	63678	114808
W28	5.95348E	49.96385N	64599	114422
W31	5.95659E	49.96122N	64822	114129
W35	5.96670E	49.96007N	65547	113999
W38	5.98389E	49.95801N	66780	113767
W46	5.97735E	49.99547N	66320	117932
W47	5.86262E	50.02889N	58109	121679
W48	5.86219E	50.02809N	58078	121591
W60	5.93687E	50.01751N	63426	120395
W81	5.87356E	50.06245N	58908	125409
W90	5.85907E	49.96524N	57826	114601
W91	5.86519E	49.95466N	58260	113422
W98	5.91731E	49.96574N	62005	114641
W99	5.91518E	49.96895N	61853	114998
W117	5.83317E	49.94219N	55956	112045
W123	5.82570E	49.95614N	55427	113599
W127	5.95993E	50.05782N	65091	124873
W179	5.84306E	49.96485N	56677	114562
W190	5.87588E	49.97146N	59034	115288
W192	5.86719E	49.97705N	58413	115912
W197	5.84951E	49.99541N	57154	117959
W199	5.84658E	49.99870N	56945	118326
W203	5.93114E	49.94968N	62991	112851
W210	5.94369E	49.97063N	63899	115178
W211	5.94225E	49.96941N	63795	115043
W213	5.94108E	49.96895N	63711	114992
W214	5.94268E	49.96791N	63826	114876
W223a	5.85113E	50.01498N	57279	120136
W240	5.93348E	49.97018N	63166	115131
W246a	5.94768E	49.96630N	64184	114696
W246b	5.94724E	49.96661N	64152	114731
W247	5.95870E	49.97643N	64978	115820

**Annexe 2 : Coordonnées WGS84 et LUREF des points d'observation de terrain cités dans le texte
(suite)**

Numéro	Longitude	Latitude	LUREF Est	LUREF Nord
W249	5.96142E	49.97452N	65172	115607
W262a	5.96122E	49.97348N	65158	115492
W262c	5.96140E	49.97294N	65170	115432
W263	5.96203E	49.97219N	65215	115348
W265	5.64070E	49.97117N	42162	115348
W267	5.96611E	49.96994N	65507	115097
W285	5.95638E	49.97709N	64812	115894
W291	5.85086E	49.94871N	57229	112764
W298	5.91727E	49.95977N	62000	113976
W302	5.90897E	49.96039N	61404	114047
W316	5.97130E	49.97800N	65882	115993
W319	5.88161E	49.95605N	59439	113572
W351	5.87997E	49.95136N	59319	113051
W351a	5.88173E	49.95191N	59446	113111
W351b	5.87853E	49.95076N	59216	112984
W354	5.90615E	49.95261N	61199	113183
W355	5.91100E	49.95421N	61547	113360
W371a	5.85267E	49.97037N	57369	115173
W372	5.85273E	49.97099N	57373	115242
W379	5.87022E	49.97837N	58631	116058
W410	5.86003E	50.03256N	57925	122088
W449	5.82197E	50.00068N	55182	118554
W457	5.94310E	49.96652N	63855	114721
W464	5.97162E	49.96219N	65900	114234
W465	5.97224E	49.96332N	65945	114360
W466	5.97235E	49.96445N	65953	114485
W475	5.90472E	50.02904N	61126	121685
Coupe Point A	5.95780E	49.98418N	64916	116683
Coupe Point A'	5.98469E	49.94753N	66834	112601
Coupe Point B	5.94150E	49.97980N	63745	116199
Coupe Point B'	5.96028E	49.95571N	65085	113515
Coupe Point C	5.88205E	49.97655N	59479	115852
Coupe Point C'	5.90704E	49.94200N	61258	112002
Coupe Point D	5.83338E	50.01099N	56005	119697
Coupe Point D'	5.86623E	49.98530N	58348	116830

