

68/1-2

SPW | Editions



ASSENOIS ANLIER

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

**NOTICE
EXPLICATIVE**



Plus d'infos concernant la carte géologique de Wallonie :

- ▶ <http://geologie.wallonie.be>
- ▶ cartegeologique@spw.wallonie.be

Un document édité par le Service public de **Wallonie**,
Agriculture, Ressources naturelles et Environnement.

Dépôt légal : D/2022/11802/81

ISBN : 978-2-8056-0419-5

ISSN : 2795-8213 (P)

Éditeur responsable : Bénédicte HEINDRICHS, Directrice générale,
SPW ARNE - Avenue Prince de Liège, 15 - B-5100 Namur.

Reproduction interdite.

SPW | *Éditions*, CARTES

▶ *N° vert* : 1718 (*informations générales*) - 1719 (*germanophones*)

▶ *Site* : www.wallonie.be

ASSENOIS ANLIER

Pierre GHYSEL

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

Photographie de la couverture: +
l'église de Léglise sur son éperon de phyllade à végétaux +
fossiles du sommet de la Formation de Mirwart. +
(P. Ghysel)

NOTICE EXPLICATIVE 2022 +

Dossier complet déposé: janvier 2012 +
Accepté pour publication: octobre 2012

CARTE N° 68/1-2 ASSENOIS - ANLIER

■ RÉSUMÉ

La planche Assenois-Anlier 68/1-2 correspond à la portion du territoire belge située dans le sud de la province de Luxembourg et dans la partie méridionale de l'Ardenne; elle touche à la Gaume ou la Lorraine belge.

L'aire investiguée occupe un terrain dominé par le socle paléozoïque ardennais plissé sur lequel reposent en discordance quelques îlots limono-graveleux, vestiges d'une couverture sédimentaire mésozoïque non plissée, déposée en bordure nord du Bassin de Paris.

Le Paléozoïque de la carte en question est constitué de roches sédimentaires siliciclastiques bien contrastées, à dominance schisteuse, datées du Lochkovien sommital à l'Emsien inférieur. Elles se superposent de bas en haut selon les formations lithostratigraphiques suivantes :

- la Formation de Mirwart (MIR) est constituée d'épaisses séries récurrentes de phyllade gris foncé à noir, de quartzophyllade et de bancs de grès argileux et de quartzite pâles. Au sommet, se manifestent de fréquents horizons schisteux à végétaux fossiles chloritisés ;*
- la Formation de Villé (VIL) comprend principalement un grès argileux micacé limonitique, brunâtre à rouille, fortement bioturbé, localement carbonaté et fossilifère. Il est entrecoupé par des bancs de siltite et de quartzophyllade foncés ;*
- la Formation de La Roche (LAR) est décrite comme un phyllade micacé foncé à nodules silteux carbonatés limonitiques fréquemment cariés, souligné de lamines silteuses souvent pâles et de bancs minces de quartzite. À la base, le Membre de Martelange (MTL) se singularise par un important corps lenticulaire irrégulier formé d'un phyllade très fin (un schiste ardoisier) uniforme, gris foncé à noir, ponctué de nodules silteux et de pyrite. Ce matériau très homogène et quasi dépourvu de structures sédimentaires a fait la renommée industrielle des bassins ardoisiers locaux d'Herbeumont, Warmifontaine, Neufchâteau et Martelange.*

Plis et failles ont organisé ces formations autour du Synclinorium de Neufchâteau chevauché par l'Anticlinorium de Givonne par le biais de la faille d'Herbeumont. Ces deux plis de premier ordre aux dimensions plurikilométriques, associés à une schistosité régionale, ont été structurés lors de l'orogénèse varisque. Ces grandes ondulations sont généralement modulées par des plis mineurs plus serrés dans une disposition classique en feuille de chêne, figure que l'on perçoit à grande échelle.

La Formation de La Roche, cantonnée dans la partie nord de la planche, occupe le cœur du Synclinorium de Neufchâteau et les Formations de Villé et de Mirwart, au centre, en ceignent le flanc sud qui dans une allure dressée à renversée amorce l'anticlinal de Léglise. Ce dernier pourrait probablement être la charnière principale de l'Anticlinorium de Givonne dont le flanc sud est essentiellement constitué des séries de la Formation de Mirwart (MIR) en stampe normale et tient sur la moitié sud de la planche.

Ce dernier flanc est découpé en une série d'écaillés supportées par les failles chevauchantes et/ou décrochantes de Nadrimont, Rancimont et Herbeumont-Martelange.

L'envoyage général est à nord-est et le déversement nord des plis s'accompagnent d'une schistosité qui leur est plan-axiale, pour l'essentiel de pente sud, à l'exception d'une structuration antithétique localisée dans un secteur réduit au coin sud-est de la planche et isolée par un rétro-chevauchement.

L'ensemble de ces structures - plis, schistosité et failles - subissent à hauteur du méridien d'Assenois un fléchissement qui accompagne une dernière génération d'accidents décrochants transversaux aux grandes déformations régionales.

Ajoutons enfin qu'un métamorphisme léger pré- à synorogénique s'est établi dans des conditions anchi-épizonales.

Le Mésozoïque, qui délimite ici la frontière entre l'Ardenne et la Gaume, ou Lorraine belge, et clôtüre la bordure nord du Bassin de Paris, apparaît dans le bas de la planche sous forme d'une couverture sédimentaire sub-tabulaire d'âge triasique. Son tracé est très irrégulier, découpé en dentelles et morcelé en îlots épars.

Cette couverture comprend la Formation d'Habay (HAB), faite d'argile et de gravier rouge bordeaux, issus de la décomposition d'un conglomérat argileux, et la Formation de Mortinsart (MOR) au contenu gravelo-sableux brunâtre plus prononcé. Tous deux sont les vestiges résiduels de sédiments continentaux et marins altérés, reposant en discordance sur le socle paléozoïque pénéplané.

Enfin, les alluvions modernes (AMO) des fonds de vallées, en se superposant au réseau hydrographique actuel, complètent la série lithologique.

■ NOTE DE L'ÉDITEUR

+ ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de la carte Assenois - Anlier (feuille n° 68/1-2) a été effectué dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été commandité et financé par le Service public de Wallonie Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, en application d'une décision du Gouvernement wallon du 9 avril 1992, faisant suite à un programme pilote, qui avait débuté en 1990, et qui s'est terminé en 2019.

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

La Carte géologique de Wallonie comprend 142 feuilles à 1/25 000, le découpage étant celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (IGN).

La carte Assenois - Anlier à l'échelle du 1/25 000, succède à la feuille n° 214 de la Carte géologique à 1/40 000 réalisée par DORMAL (1897). Plus d'un siècle sépare donc les deux parutions.

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

- deux cartes d'affleurements à l'échelle du 1/10 000 ;
- des fiches descriptives archivées de ces affleurements ;
- deux cartes géologiques manuscrites détaillées à l'échelle du 1/10 000 dont la synthèse aboutit à la carte géologique présente à 1/25 000.

La totalité de ces documents peuvent être consultés sur rendez-vous au SPW Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Service géologique de Wallonie).

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

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

▶ <http://geologie.wallonie.be>

ou via le Géoportail de la Wallonie :

▶ <http://geoportail.wallonie.be>

+ MÉTHODOLOGIES ET AVERTISSEMENTS

► Méthodologie de levé

La nouvelle Carte géologique de Wallonie a été levée et élaborée sur base lithostratigraphique, en suivant les règles du Code stratigraphique international (HEDBERG, 1956). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre aux besoins du plus grand nombre d'utilisateurs.

Cette carte géologique est le fruit d'observations d'affleurements rocheux effectuées lors des levés de terrain durant les années 2008-2009 par Pierre Ghysel, géologue attaché à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique). Ces affleurements sont inscrits sur un fond topographique à 1/10.000 et leur description est transcrite dans une base de données. Celle-ci collectionne désormais plus de 680 points décrits qui complètent ou révisent les points déjà archivés, comptant ainsi au total plus de 1.250 données géologiques.

La mise à jour de la carte s'appuie également sur de nombreux documents et études tels que :

- les minutes archivées au Service géologique de Belgique ;
- les différentes recherches, études et publications existantes, singulièrement celles d'ASSELBERGHS (1927, 1946).

► Méthodologie de tracé de la carte

Cette carte est couverte par une épaisseur de limon dont les cartes pédologiques donnent les principales caractéristiques. Le tracé de la carte géologique ne tient pas compte de cette couche superficielle. Elle représente un écorché des formations paléozoïques présentes sous la couverture limoneuse.

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

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

► Avertissements

Certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et non exhaustif. C'est en particulier le cas pour les captages, les carrières, les puits de mines, les phénomènes karstiques, etc. Il s'agit en général d'ouvrages ou de phénomènes remarquables ou utiles à connaître. Des renseignements plus

complets sur ces différentes couches d'informations peuvent être obtenus auprès de l'Administration régionale ainsi que sur son site Internet.

La Carte géologique de Wallonie est un document scientifique sans valeur légale. C'est une interprétation du sous-sol à un moment donné, susceptible d'évoluer après acquisition de nouvelles données.



LÉGENDE

	Couverture méso-cénozoïque		Parautochtone brabançon
	Carbonifère		Massif du Brabant sous couverture
	Dévonien		Écaillés et massifs renversés Haine-Sambre-Meuse
	Silurien		Allochtone ardennais
	Ordovicien		
	Cambrien		
	BANDE DE SAMBRE ET MEUSE MASSIF DU BRABANT MASSIF DE ROCROI MASSIF DE GIVONNE MASSIF DU SERPONT MASSIF DE STAVELOT		
	Assenois - Anlier		

Fig. 2. Localisation de la carte Assenois - Anlier dans le cadre géologique général de la Belgique.

Le plissement de ces séries sédimentaires, opéré au cours de l'orogénèse varisque, se décline en une succession de grands anticlinoria et synclinoria, rompus par des failles de charriage (fig. 2).

Les massifs cambro-siluriens, plissés une première fois par l'orogène calédonien au cours du Silurien, percent en surface dans quelques boutonnières logées à hauteur des grands anticlinoria varisques, y compris le Massif du Brabant.

Ces ensembles forment l'Allochtone ardennais charrié sur le Parautochtone brabançon par la faille du Midi, auquel on associe la zone écailleuse de Haine-Sambre-et-Meuse, le tout reposant sur les contreforts sud du Massif du Brabant.

Ces déformations font partie intégrante de la zone rhéno-hercynienne (fig. 1) qui ceinture le front septentrional de l'orogène varisque en Europe occidentale, orogène qui résulte du raccourcissement du socle continental selon une direction moyenne SSE-NNW opéré durant le Silésien.

La faille d'Herbeumont est un accident impliquant une faille de chevauchement régionale dont on suit partiellement la trace en surface sur un parcours d'ouest en est d'environ 100 km depuis la France jusqu'au Grand-Duché de Luxembourg où il rejoint la faille de Martelange. Cet accident post- ou tardi-varisque empile sur un rejet au moins kilométrique l'Anticlinorium de Givonne sur le Synclinorium de Neufchâteau, deux grands plis complexes de premier ordre et d'amplitude plurikilométrique.

À la limite sud de la carte géologique, apparaissent des îlots limono-graveleux, reliques de dépôts triasiques quasi tabulaires, non plissés et s'appuyant en discordance sur le socle paléozoïque plissé et pénéplané. Cette couverture constitue la bordure nord du Bassin de Paris que la tectogenèse alpine n'a pas atteinte.

■ 1.2. CADRE GÉOGRAPHIQUE

La planche embrasse un plateau de 160 km² confiné dans la partie sud de la province de Luxembourg, c'est une région qui appartient géographiquement à l'Ardenne schisteuse méridionale et touche quelque peu à la Lorraine belge mésozoïque.

Il n'existe pas de relation nette entre les composantes des formations géologiques du socle et la géomorphologie locale. Les contrastes lithologiques ne sont pas suffisamment prononcés pour s'imprimer dans le relief.

D'un point de vue paysager, c'est d'un couvert forestier qu'il s'agit, composé de grands peuplements mixtes de hêtraies-chênaies et de pessières dont les forêts d'Anlier, de Rulles et de Neufchâteau sont les principaux massifs.

Ce couvert végétal est découpé en une mosaïque de grandes clairières où se sont implantés des villages et des hameaux à caractère rural prédominant dont Léglise, Assenois, Mellier et Anlier figurent parmi les plus importantes bourgades.

Le relief est formé d'un plateau moyennement accidenté dont l'altitude s'établit autour de 450 m avec une légère déclivité vers le sud. Le lieu-dit «*Longue Fontaine*» culmine à 515 m d'altitude au coin nord-est de la planche. Il délimite la crête de partage des eaux Rhin-Meuse par le biais des bassins versants de la Sûre et de la Moselle au nord et au sud par celui de la Semois dont les affluents constituent vers 370 m d'altitude les points bas de la planche.

L'essentiel du réseau hydrographique se répartit entre les sous-bassins versants de la Vierre du côté ouest et de la Rulles du côté sud, qui à leur tour alimentent la Semois, principal axe drainant régional.

Le plateau est entaillé par un réseau d'écoulement développé en un treillis plus ou moins orthogonal peu ramifié (STRAHLER, 1957), étiré Nord-Sud et dont l'ossature est formée par des chenaux principaux d'allure parallèle et plus ou moins rectiligne.

Les cours d'eau s'écoulent en grande majorité vers le sud transversalement aux structures tectoniques du socle. Cette inadaptation apparente est le résultat du maintien d'un système hydrographique hérité d'une configuration originelle établie au Tertiaire sur une pénéplaine épivarisque, puis surimposé lors de son encaissement dans le socle.

Les principaux axes drainants sont la Civane, le ruisseau de Mellier relayé par ceux de Coustumont et de Léglise, la Mandebbras, les ruisseaux d'Anlier et d'Arlune.

Se basant sur divers travaux antérieurs (DUMONT, 1848, GOSSELET, 1888a et b), la légende de la carte géologique n° 214 à 1/40 000 levée par DORMAL (1897), présente déjà les divisions essentielles du Dévonien inférieur (fig.3), avec toutefois une lacune pour le Hundsrückien supérieur.

Dumont 1848	Carte géologique de Belgique Bayet <i>et al.</i> , 1900	Légende de la carte Assenois-Anlier Dormal, 1897	Asselberghs, 1946 Ardenne méridionale	Godefroid <i>et al.</i> , 1994 Synclinorium de Dinant	Carte géologique Assenois-Anlier Ghysel	Carte géologique G.-D. Luxembourg Lucius, 1950
Burnolien	Schiste rouge (...) de Burnot Bt		moy. Assise de Clervaux E2	Formation de Chooz		Schistes bigarrés de Clervaux E2
Coblentzien Hundsrückien	Ahrien	Quartzophyllades, grauwackes, psammites et grès d'Houffalize Cb2a	inf. Faciès de Vireux E1	Formation de Vireux	Formation de La Roche LAR	Quartzophyllades de Schuttbourg E1b
	sup. Assise sup. Phyllade à grands feuillets Cb2b		sup. Faciès de La Roche et de Neufchâteau S3	Formation de Pesche		Phyllades de Stolzenbourg E1a
	inf. Assise inf. Grauwacke d'Houffalize Cb2a	Siegentien	moy. Faciès de Bouillon et de Longlier S2	Formation de Pérnelle	Membre de Martelange MTL	Schistes grossiers Sg3
	Taurusien	Phyllade d'Alle Cb1b	inf. Quartzites et quartzophyllades d'Anlier S1	Formation de Jupille(*)	Formation de La Roche	Faciès local d'ardoises Sg3a
			Praguien	Formation de Villé	Formation de Villé VIL	Grès et schistes gréseux Sg2
			Lochikox	Formation de Mirwart	Formation de Mirwart MIR	

Fig.3. Relations entre les différentes formations du Dévonien inférieur établies par divers auteurs. * DEJONGHE *et al.*, 2008.

En effet, sur cette carte l'auteur n'a reconnu que les Assises du Cb1b, *phyllades d'Alle*, et du Cb2a, *grauwacke d'Houffalize*, qu'il place symétriquement de part et d'autre d'un axe synclinal distordu et inexact passant par le village de Léglise. Cette représentation est due à la confusion entre les Assises phylladeuses regroupées du Cb2b et Cb3 avec celle du Cb1b qu'il a figurée erronément au coin nord-ouest de la carte.

Plus tard, dans son étude sur l'Éodévoniens de l'Ardenne et des Régions voisines, ASSELBERGHS (1946) a revu le découpage de cette série stratigraphique en adoptant de nouvelles dénominations cette fois plus spécifiques au contexte de l'Ardenne méridionale.

La carte géologique de la présente édition adopte pour les trois formations éodévoniennes des appellations qui ont été définies au bord sud du Synclitorium de Dinant par la Commission Nationale de Stratigraphie du Dévonien (GODEFROID *et al.*, 1994). Les lithologies concernées comportent dans leur généralité des similitudes suffisantes, en dépit des formations supplémentaires de Pèrnelle/Jupille, Pesche et Vireux qui n'ont pu être identifiées dans le contexte sud-ardennais. Pas plus que les subdivisions stratigraphiques luxembourgeoises de l'Emsien inférieur (E1) utilisées par LUCIUS (1950), faute de niveaux marqueurs convaincants.

■ 2.1. LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

MIR

FORMATION DE MIRWART

✚ **Origine du nom :** originellement reconnue par HEBERT (1855) comme le grès d'Anor, comme les phyllades d'Alle par DORMAL (1897), puis comme faciès d'Anlier (S1) par ASSELBERGHS (1946), un nouveau stratotype de la formation a été défini par GODEFROID *et al.* (1994) à Mirwart (province de Luxembourg), le long de la ligne de chemin de fer Namur - Arlon, sur les rives de la Lhomme.

✚ **Description :**

La formation montre généralement une alternance de lamines plus ou moins régulières et plus ou moins espacées de grès fins et de quartzites pâles avec des siltites fines et des phyllades foncés, qui donnent à la roche un aspect zébré typique, que l'on appelle quartzophyllade.

Ces horizons gréseux et quartzitiques, généralement pâles, peuvent renfermer des lamines, des lits ondulants, des rides et des lentilles connectées ou isolées (*wavy et lenticular beddings*), caractéristiques des sédiments littoraux.

Les siltites fines et les phyllades sont gris bleuté à noirs et peuvent être homogènes sur de fortes épaisseurs. Ils sont parfois micacés et ponctués de microcristaux de pyrite.

On trouve, d'autre part, des bancs décimétriques à plurimétriques de grès et de quartzites généralement pâles, parfois foncés, en paquets ou isolés dans la masse phylladeuse.

Tantôt massifs ou hachurés par une schistosité fruste, les grès et les quartzites montrent des stratifications parallèles, obliques et entrecroisées, incluant occasionnellement à leur base des surfaces ravinantes, des figures de charge (*load casts*) et des clastes remaniés de phyllades (*chips*, « galets mous »).

Les différentes lithologies de la formation renferment sporadiquement des horizons carbonatés généralement en plages irrégulières de dimensions variables.

Vers le sommet, les grès, enrichis en limonite, brunissent et se chargent de bioturbations (dérangements, pistes, terriers de vermidiens, etc.) annonçant le faciès typique de la Formation de Villé sus-jacente.

Les couches de la Formation de Mirwart ont en général un contenu en fossiles animaux pratiquement inexistant. En revanche, les gisements de fossiles végétaux se distribuent de manière sporadique sur toute la hauteur de la formation, le plus souvent dans les niveaux phylladeux. Ils se présentent sous forme d'empreintes végétales, de débris accumulés de tiges chloritisées (« paille hachée ») ou de languettes foliaires parallèles ou parfois entrelacées dont *Taeniocrada decheniana* et *Rhenorenselaeria crassicosta* sont les plus représentées.

Plusieurs de ces horizons à plantes se condensent au sommet de la formation dans des niveaux phylladeux, anthraciteux, homogènes ou quartzophylladeux. Dans le prolongement lointain des « Phyllades d'Alle » (Bouillon), ils constituent un bon repère régional.

Par le jeu des rejets cumulés dus à la faille d'Herbeumont-Martelage et ses failles satellites et par sa position encadrant les deux flancs de l'Anticlinorium de Givonne, la Formation de Mirwart couvre plus de la moitié sud de la carte géologique.

- ✦ **Épaisseur** : estimée à 1 000 m à Bertrix par ASSELBERGHS (1946) et à près de 3 000 m sur base de la construction de la coupe.
- ✦ **Âge** : la palynologie de la Formation de Mirwart dans la région d'Herbeumont (STEEMANS, communication personnelle) et de Chiny (STEEMANS, 1989) révèle qu'elle débute dans la biozone d'intervalles Z et E, ou de la zone d'Oppel BZ du Lochkovien supérieur et monte dans le Praguien (fig. 4).
- ✦ **Utilisation** : naguère, il y avait des petites carrières disséminées dans la région d'où l'on extrayait du granulats pour l'empierrement des chemins, des dalles et des moellons pour la construction traditionnelle locale.

Aujourd'hui, l'extraction de la pierre de cette formation n'a plus cours.

✚ **Affleurements représentatifs :**

- Mellier, rue de la Gare : carrière située à l'arrière-fond des jardins privés ;
- Thibessart : paroi rocheuse de la rue de la Grotte ;
- Légglise : paroi rocheuse de la rue du Moustier est taillée dans les niveaux à plantes des «Phyllades d'Alle» du sommet de la formation ;
- Habay-la-Neuve : la coupe du ruisseau d'Arlune suit plus ou moins les niveaux à plantes des «Phyllades d'Alle» ;
- Habay-la-Neuve : la carrière de Champ Gillot est ouverte dans les niveaux à plantes des «Phyllades d'Alle».

✚ **Pour en savoir plus :** ASSELBERGHS (1921, 1922, 1924, 1927)
GODEFROID, STAINER (1982)

VIL

FORMATION DE VILLÉ

✚ **Origine du nom :** d'abord reconnue, à la suite de STAINER (1896), comme grès d'Houffalize Cb2a par DORMAL (1897) sur la carte géologique au 40 000^e, puis comme quartzophyllades ou faciès de Longlier (S2) par ASSELBERGHS (1946), la Formation de Villé a été redéfinie par GODEFROID *et al.* (1982) dans le Synclinorium de Dinant. Le stratotype se situe à Villé (province de Luxembourg) le long de la route de La Roche-en-Ardenne à Maboge (GODEFROID *et al.*, 1994).

✚ **Description :**

La Formation de Villé évolue sous des faciès variés qu'ASSELBERGHS (1946) a définis sous différentes appellations selon les régions concernées : ainsi en est-il du *faciès de Bouillon*, un quartzophyllade rythmé par de fréquents passages de calcaire crinoïdique franc. Il évolue vers une phase pélitique plus développée, par endroit carbonatée, associée à la disparition des bancs calcaires : c'est le *faciès de Longlier* reconnu dans les limites de la carte géologique.

La transition entre les Formations de Mirwart et de Villé s'y fait parfois de manière progressive, ce qui, à défaut de l'horizon repère à végétaux du sommet de la première, se traduit par une appréciation malaisée de la limite et son tracé imprécis.

Ici d'emblée, c'est un faciès arénacé qui s'impose dans l'ensemble : grès fins, gris moyen à rouille, limonitiques, argileux et micacés, délités par une schistosité généralement

fruste et irrégulière qui masque souvent la stratification. Ils alternent parfois avec des niveaux de quartzophyllades fréquemment limonitisés. D'intenses bioturbations peuvent les affecter : affouillements, pistes et terriers de vermiens.

Le matériau est par endroit carbonaté et revêt un aspect ruiforme par altération. C'est la seule formation de la carte qui ait un contenu fossilifère significatif, mais inégalement réparti : des niveaux, surtout riches en crinoïdes, comportent une faune marine composée de brachiopodes, de rugueux solitaires et de tabulés rameux, généralement disséminés dans la masse rocheuse ou, plus rarement, accumulés dans des horizons lenticulaires.

Enfin, moins fréquemment, s'intercalent des bancs décimétriques à plurimétriques de grès argileux limonitisé et de quartzite massif, parfois boudinés ainsi que des passages de phyllade homogène gris foncé.

Estimé à près de 8 000 m, l'extrême étalement de la formation s'explique par sa position axiale sur une série d'anticlinaux faillés de faible ennoyage nord-est.

En revanche, la Formation de Villé ne se réduit plus qu'à une bande large de 800 m sur son parcours occidental le long du dressant sud du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel.

✦ **Épaisseur :** de 400-500 m selon ASSELBERGHS (1946) elle pourrait s'étendre à 700 m.

✦ **Âge :** Les brachiopodes confèrent à la Formation de Villé un âge praguien (GODEFROID *et al.*, 1994).

✦ **Utilisation :** naguère, l'on comptait nombre de petites carrières disséminées, ouvertes dans la formation, d'où l'on extrayait du granulat pour l'empierrement des chemins locaux et des moellons pour la construction traditionnelle locale.

✦ **Affleurements représentatifs :**

- l'ensemble des parois rocheuses, parfois spectaculaires, qui ponctuent les versants de la Côte Jacob et des Eaumonts au sud-ouest d'Assenois ;
- Naleumont : la paroi devant la gare de Lavaux et son prolongement méridional dans une carrière désaffectée ;
- Xaimont, rue des Ecoliers, au nord immédiat de Légglise : anciennes petites carrières alignées à flanc de colline ;
- Louftémont : petites carrières fossilifères disséminées au cœur du massif forestier situé au nord-est du village.

✦ **Pour en savoir plus :** GODEFROID, STAINIER (1982)

✚ **Origine du nom :** une coupe de référence située à la sortie de la ville de La Roche-en-Ardenne développe la partie inférieure de la formation, le long de la route de Hotton, tandis que la partie supérieure est exposée au sud de Jupille au carrefour de la route de Hodister (GODEFROID *et al.*, 1994).

✚ **Description :**

La première carte géologique publiée à 1/40 000 (DORMAL, 1897) présente une erreur (fig. 3) dans le tracé des formations coblenciennes *Cb1b* et *Cb2a* à la suite d'une confusion entre une unité particulièrement phylladeuse, en réalité sus-jacente à l'Assise de Houffalize *Cb2a* et les phyllades d'Alle *Cb1b*, de l'assise sous-jacente qui est aujourd'hui rapportée à la Formation de Mirwart.

De plus, le faciès emsien dit «Faciès de Vireux E1» d'ASSELBERGHS (1946), fort semblable à celui de La Roche (S3) sous-jacent, y a été intégré faute de repères bien marqués et fiables.

Enfin, la stratigraphie du Grand-Duché de Luxembourg (LUCIUS, 1950) ne permet pas de mieux nous y retrouver. En effet, les bancs gréseux repères qui délimitent les formations de Stolzembourg (E1a) et de Schuttbourg (E1b) font défaut dans les limites de la carte.

C'est ainsi que l'on a intégré à la Formation de La Roche ces différentes unités (S3, E1, E1a, E1b), pour ne former désormais qu'un seul ensemble lithologique régional cohérent, formé de séries schisteuses essentiellement foncées à noires qui tranchent sur celles des formations qui l'encadrent: d'une part à la base, le «faciès rouille» de la Formation de Villé, et, d'autre part, les schistes bigarrés de la Formation de Clervaux (ASSELBERGHS, 1946, LUCIUS, 1950) située au sommet. Cette dernière n'apparaît pas dans les limites de cette carte géologique.

Passant sans transition de la Formation de Villé sous-jacente, plutôt arénacée et limonitique, celle de La Roche présente un phyllade gris foncé, micacé. Ce dernier est entrecoupé de laminations silteuses pâles et de bancs décimétriques, isolés ou groupés en paquets, de quartzites et de grès limonitiques, parfois boudinés, dont la fréquence est croissante vers le haut de la formation.

Ce sont les caractères types du «Faciès de La Roche» d'ASSELBERGHS (1946) et de la «Formation de La Roche» de GODEFROID *et al.* (1994) dans le Synclinorium de Dinant.

Des nodules silteux, carbonatés et limonitiques, parfois cariés et cellulés, surviennent de manière disséminée ou, plus rarement, soulignent la stratification.

La Formation de La Roche déborde des limites ouest et nord de la planche en couvrant plus de 6 000 m de largeur en surface, par l'effet cumulé de plusieurs plis mineurs structurant le cœur du Synclinorium de Neufchâteau. Elle se réduit à près de 1 200 m de largeur dans la bande la plus resserrée du dressant sud du même synclinorium.

MTL

► *Membre de Martelange*

Origine du nom : commune de la Province de Luxembourg.

Description :

Il se compose exclusivement d'un phyllade homogène, compact, gris foncé à noir et ponctué de pyrite millimétrique, qui se présente en surface sous la forme d'une bande irrégulière et discontinue. Ce membre, d'environ 400 m d'épaisseur, est inséré à la base de la Formation de la Roche.

Les lamines silteuses pâles, aussi rares que les bancs de quartzite, rompent parfois la monotonie en soulignant la stratification. C'est le «Faciès de Neufchâteau» (fig. 3) qu'ASSELBERGHS (1946) intègre parmi les faciès méridionaux du Siegenien supérieur (S3). Il est l'équivalent de la Formation de Martelange (Sg3a) que LUCIUS (1950) met en exergue à la base des «schistes grossiers Sg3».

Localement, la roche peut adopter un faciès silteux fin ou quartzeux et cassant. Des insertions plus ou moins prononcées de calcschiste sont courantes.

Les fossiles sont plutôt rares ou mal conservés: on y a recueilli notamment des empreintes de crinoïdes et, localement vers la base du membre, des orthocères.

Il s'y développe généralement une schistosité ardoisière, serrée à pénétrative. Celle-ci est par endroit déformée par des bandes de *kinks* (Voir la géologie structurale), un système de flexures anguleuses organisées en bandes étroites parallèles dans lesquelles la schistosité a basculé.

Ces bandes sont à l'origine d'importantes surfaces de discontinuité de pente nord, plus ou moins perpendiculaires à la schistosité, que les carriers utilisent avantageusement pour extraire d'une pièce de gros blocs rocheux.

✦ **Épaisseur :** plus de 3 000 m pour l'ensemble de la Formation de La Roche (LAR) dont 400 m environ pour le Membre de Martelange (MTL).

- + **Âge** : Praguien (GODEFROID *et al.*, 1994) à la base de la formation et probablement Emsien inférieur vers le sommet.
- + **Utilisation** : autrefois, ce matériau fournissait l'ardoise des toitures ou les moellons pour la construction locale et, il y a peu, pour l'empierrement des voies de circulation. Aujourd'hui, ces secteurs locaux d'activités ne sont plus porteurs.
- + **Affleurements représentatifs** :
 - Nivelet, Wittimont, Narcimont et au-delà : une dizaine d'anciennes carrières jalonnent la même veine ardoisière à orthocères ;
 - Cousteumont et Bernimont : les bas-côtés de la voie ferrée montrent le passage de la charnière du Synclinorium de Neufchâteau - Eifel dans la formation.
- + **Pour en savoir plus** : ASSELBERGHS (1921, 1924, 1927, 1946)
 DUFOUR (1998)
 GODEFROID, STAINIER (1982)

■ 2.2. LES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES

HAB

FORMATION D'HABAY

- + **Origine du nom** : appellation abrégée représentant les communes réunies d'Habay-la-Vieille et d'Habay-la-Neuve en Province de Luxembourg. Nom attribué par BOULVAIN *et al.* (2000).
- + **Description** :
 Limon argileux rouge bordeaux à charge graveleuse qui est un résidu de conglomérat altéré à éléments de quartz et de quartzite dans une matrice argileuse rouge (GHYSEL, 2002 ; GHYSEL, BELANGER, 2006).
- + **Âge** : Trias supérieur probable. L'âge de cette formation fait débat faute d'espèces guides. Selon l'école allemande (BOCQ, 1989), que nous suivons ici, la formation s'intégrerait dans le Keuper moyen du Trias supérieur (Carnien/Norien) et comprendrait peut-être une partie du Trias Moyen (Lettenkohle ou Ladinien) ou tout au plus le sommet du Muschelkalk). Selon MAUBEUGE (1998), en revanche, elle ferait partie du Permien supérieur. Jusqu'ici, aucun autre indice sérieux ne permet d'étayer l'une ou l'autre de ces corrélations ;

✚ **Utilisation :** aucune sur cette carte.

✚ **Affleurements représentatifs :**

Ce faciès n'affleure que par placages isolés en Forêt de Rulles au sommet des plateaux ou sur les versants attenants en limite sud de la carte géologique. Il a été observé par sondage à la tarière ou par examen du contenu des souches d'arbres déracinés.

✚ **Pour en savoir plus :** MAUBEUGE (1998)
HENDRICKS (1982)

MOR **FORMATION DE MORTINSART**

✚ **Origine du nom :** Village de l'entité d'Étalle en Province de Luxembourg (DUMONT, 1849)

✚ **Description :**

Limon sableux brun à charge graveleuse composé d'éléments de quartz le plus souvent ; c'est un produit issu de l'altération d'un conglomérat sableux (GHYSEL, 2002 ; GHYSEL, BELANGER, 2006).

✚ **Âge :** Rhétien, Trias supérieur, par la présence du fossile guide *Rhaetavicula contorta* (lamellibranche) repéré dans les sédiments marins des niveaux supérieurs (hors carte).

✚ **Utilisation :** aucune sur cette carte.

✚ **Affleurements représentatifs :**

Ce faciès n'affleure que par placages isolés au sommet des plateaux en Forêt de Neufchâteau et de Chiny ou sur les versants attenants, à la limite sud de la carte géologique. Il a été observé par sondage à la tarière ou par examen du contenu des souches d'arbres déracinés.

✚ **Pour en savoir plus :** MAUBEUGE (1955)
MAUBEUGE, DELSATE (1997)

■ 2.3. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Ces dépôts couvrent des étendues considérables sur les plateaux et les versants à pente douce en formant un manteau relativement continu qui masque le tracé des terrains sous-jacents. Ils sont issus du mélange de produits de désintégration du substrat et de limons éoliens : argile, limon et sable dans des proportions variées, avec un contenu variable en éléments

grossiers. Leur épaisseur ne peut être estimée avec précision en l'absence de renseignements fournis par les sondages, tranchées ou fouilles de bâtiments implantés dans le substrat. Faisant l'objet d'investigations pédologiques, ils ne sont pas représentés sur la carte géologique.

AMO

ALLUVIONS MODERNES

Il s'agit d'argiles, silts, sables et graviers ou cailloux des dépôts fluviatiles de fonds de vallées. Ces dépôts alluvionnaires délimitent généralement le lit majeur des cours d'eau. Ils ont été cartographiés d'après la géomorphologie locale.

3

SCHÉMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

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

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

Le socle paléozoïque compte trois formations toutes comprises dans le Dévonien inférieur :

- **la Formation de Mirwart** (MIR) est intégrée dans le Praguien en englobant les biozones d'intervalles E, Po et W de STEEMANS (1989) et touche localement à la biozone Z du Lochkovien (STEEMANS, comm. pers.);
- **la Formation de Villé** (VIL) plus riche en fossiles, crinoïdes, bivalves, coraux et brachiopodes (ASSELBERGHS, 1946, GODEFROID *et al.*, 1982), est intégrée dans le Praguien, bien qu'elle n'ait pas livré de faunes marqueurs ni fourni aucune spore typique ;
- on attribue à **la Formation de La Roche** (LAR) un âge praguien pour l'essentiel, mais, faute de fossiles guides présents dans la région, on peut supposer que son sommet atteint l'Emsien inférieur par analogie à la Formation de Vireux définie dans le Synclinorium de Dinant (Emsien, GODEFROID *et al.*, 1982) et à celles de Stolzenbourg et de Schuttbourg réunies du Grand-Duché de Luxembourg (E1a, b LUCIUS, 1950).

Les formations précédentes ont été plissées par la tectogenèse varisque dont l'apogée se situe au Silésien (Carbonifère supérieur), tectogenèse faisant ainsi émerger le continent européen que l'érosion aplanit ensuite en une vaste pénéplaine.

Il s'ensuit dès le Permo-trias une subsidence du socle pénéplané ouvrant ainsi le Bassin de Paris au dépôt de sédiments d'abord continentaux puis marins transgressifs, disposés à plat en discordance sur le socle. La carte géologique n'en garde que les premiers sous leurs formes résiduelles, les Formations d'Habay (HAB) et de Mortinsart (MOR), datées du Trias supérieur.

SYSTEMES		ZONES D'INTERVALLE ET PHYLOZONES											
SÉRIES	ÉTAGES	ZONES D'ASSEMBLAGES		SPORES ESPÈCES TYPES	FORMATIONS								
DÉVONIEN	DÉVONIEN INFÉRIEUR	(1)	(2)	?	?	Clervaux (CLE)							
		Emsien	E2				Emsien	AB	<i>Emphanisporites annulatus</i> <i>Dictyotriletes bellatulus</i>				
			E1	Su	<i>Dictyotriletes subgranifer</i>	?				La Roche (LAR)			
		Siegenien	S3				Praguien	PoW	<i>Acinosporites bellus</i> <i>Camarozono triletes parvus</i>		?	pas de données	
			S2	β	<i>Dibolisporites wetteldorfensis</i> <i>Verrucosporites polygonalis</i>	Martelange (MTL)							
			S1	Pa						W			MIR
				S1									
		Gedinien	G2b				Lochkovien	Z	E		?	<i>Dictyotriletes emsiensis</i>	
				Z	BZ	<i>Emphanisporites zavallatus</i> v.z.							

~500 m

Fig.4. Position des formations éodévoniennes en regard des unités chrono- et biostratigraphiques (STEEMANS, 1989). Les colonnes (1) et (2) reprennent l'ancienne terminologie stratigraphique (ASSELBERGHS, 1946).

4

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'Ardenne *sensu stricto*, qui occupe la Haute Ardenne, comprend des sédiments siliciclastiques à dominance pélitique d'âges cambro-siluriens à éodévoniens. Après leur enfouissement sous de puissantes séries marines accumulées dans un bassin subsident jusqu'au Carbonifère supérieur, plis, failles et schistosité ont progressivement pris place et déformé ces sédiments au cours de l'orogénèse varisque qui s'ensuivit. C'est durant cette période, dont le paroxysme se situe au Silésien, que s'opère le raccourcissement crustal, principalement dans un mouvement SSE-NNW, qui aboutit à l'émergence continentale des sédiments plissés dans un contexte de chaîne montagneuse.

■ 4.1. LES PLIS

Dans le périmètre de la planche Assenois-Anlier, les couches géologiques du socle dévonien se plissent en s'articulant autour de deux grands plis de premier ordre, de dimension plurikilométrique, et d'ennoyage régional est : l'Anticlinorium de Givonne chevauchant le Synclinorium de Neufchâteau par le biais de la Faille d'Herbeumont.

Ces grands plissements de premier ordre sont modulés par l'enchaînement de plis d'ordres secondaires, de longueurs d'onde inférieures, qui s'ordonnent généralement selon une disposition classique en « feuille de chêne » que l'on peut percevoir de haut (fig. 5). Ces plis sont systématiquement déversés vers le nord (vergence nord) et combinés à une schistosité régionale plan-axiale de pendage sud.

Le Synclinorium de Neufchâteau est un synclinal complexe de premier ordre, dont le cœur s'ouvre sur les phyllades de la Formation de La Roche. Il est doté d'un méga flanc nord, d'allure dite « normale » et de faible pendage sud, apparaissant dans le coin nord-ouest de la planche, et d'un flanc sud la plupart du temps dressé et renversé, flanqué de la Formation de Villé dans un parcours quasi diagonal sur la carte géologique.

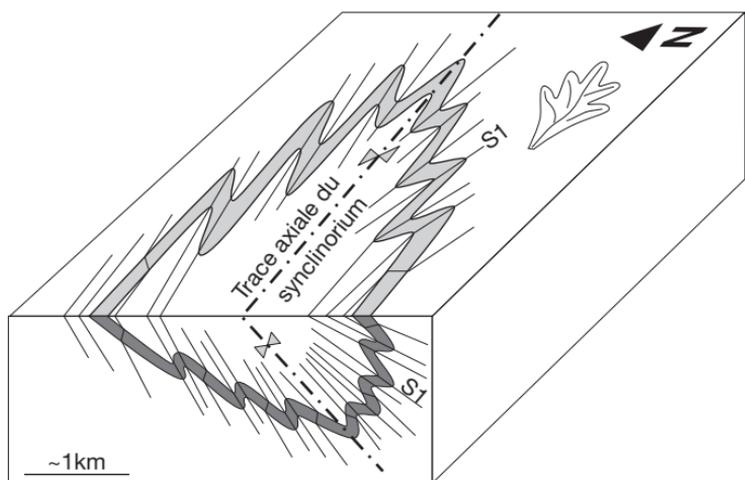


Fig. 5. Bloc diagramme d'un synclinerium idéalisé. Un banc de quartzite (n gris) est représenté au sein d'un schiste affecté d'une schistosité S1 de pente sud, quasi parallèle au plan axial du plissement.

La trace de la surface axiale principale du Synclinerium de Neufchâteau traverse la bourgade de Nolinfaing dans une direction E-W, puis dès le hameau du Sart s'infléchit vers le nord-est vers Cousteumont.

Deux anticlinaux faillés englobent le village de Léglise et le hameau de Rancimont. Ils assurent la transition entre le synclinerium précédent et l'Anticlinorium de Givonne dans une disposition dressée à renversée des couches, rompue par la Faille d'Herbeumont.

Sur le flanc sud de l'Anticlinorium de Givonne, s'enchaîne un train de plis mineurs déjetés à droits, brisé par les failles de Rancimont et de Nadrifontaine. La trace axiale principale passe aux confins sud de Léglise et rejoint probablement celle qui longe les environs de Mellier, au-delà de la faille d'Herbeumont.

Les plis dans les niveaux phylladeux sont généralement fermés (angle des deux flancs d'un pli $< 30^\circ$). Ils présentent des allures semblables par aplatissement et étirement des flancs et leur charnière est aiguë et épaissie. Les niveaux quartzitiques ou gréseux, plus cohérents, forment des plis isopaques avec leur charnière arrondie.

L'alternance de ces roches à compétence contrastée, en fait un matériau hétérogène au comportement anisotrope marqué qui tend à produire une dysharmonie (des irrégularités) dans le plissement.

La vergence nord (le sens du déversement) des plis est régionale et généralisée sur la carte et leur surface axiale accuse des pendages sud similaires à la schistosité. Le plissement est dit synschisteux, c.à.d. contemporain de la schistosité.

Il y a toutefois une exception que l'on découvre dans le coin sud-est de la planche où apparaît une structure antithétique locale, opposée à la structuration régionale. Cette particularité concerne des plis cette fois de vergence sud associée à une schistosité de pente nord. Cette zone, qui déborde largement sur les trois planches contiguës, se limite dans une écaille enserrée entre deux rétro-chevauchements de pente nord (voir la carte contiguë de Nobressart-Attert).

Les plis plongent dans leur grande majorité vers l'est et le sud-est selon des pentes généralement faibles (5° à 10°), mais ils peuvent s'inverser localement vers l'ouest. Ces vagues ondulations axiales peuvent expliquer l'extrême étalement en surface des formations géologiques concernées.

Si l'ensemble du plissement constitue la première et principale phase du plissement varisque, on observe toutefois, à hauteur du hameau de Les Fossés, un changement de direction de l'ensemble des structures en place.

Ce fléchissement, tardif dans la séquence tectonique, s'accompagne d'accidents transversaux, particulièrement marqués au contact des formations de La Roche et de Villé, deux formations aux compétences contrastées.

■ 4.2. LA SCHISTOSITÉ

Les roches pélitiques des formations éodévonienne de la carte géologique ont développé une schistosité qui s'exprime d'une manière régionale dans un pendage sud. Celle-ci se manifeste par un clivage ou un débit systématique de la roche en feuillets plus ou moins épais en fonction de la granulométrie des constituants ou de leur nature argileuse.

Les matériaux les plus fins présentent une schistosité de type ardoisier, une schistosité dite pénétrative lorsqu'elle concerne toute la masse de la roche. Elle reflète une réorientation des paillettes de micas parallèlement aux surfaces axiales des plis, répondant ainsi par aplatissement aux importantes contraintes tectoniques en jeu.

Dans les matériaux plus grossiers (grès, quartzite, etc.), la schistosité s'exprime de manière non pénétrative ou grossière par la formation de surfaces de pression-dissolution. Elle peut être absente dans les quartzites massifs.

Si le pendage de la schistosité varie dans une fourchette de 30° et 60° vers le sud dans les formations de Villé et de Mirwart, en revanche, celui des phyllades homogènes du Membre de Martelange, situés au cœur du Synclinorium de Neufchâteau, se resserre autour de 45° sud.

Dans les environs de Vlessart, au bord est de la carte géologique, apparaît une structure en *pop-up*, limitée par deux failles de chevauchement conjuguées, les failles d'Herbeumont et de Vlessart, dans laquelle s'installe une schistosité en éventail parallèlement à un changement de vergence des plis.

Dans le coin sud-est de la planche, apparaît une structure antithétique locale, opposée à la structuration régionale. Cette particularité concerne une schistosité de pente nord associée à des plis cette fois de vergence sud. Cette zone, qui déborde largement sur les trois planches contiguës, définit une écaille enserrée entre deux rétro-chevauchements de pente nord (voir la carte contiguë de Nobressart-Attert).

■ 4.3. LES FAILLES LONGITUDINALES DE CHEVAUCHEMENT

Ces accidents tectoniques à caractère chevauchant se résument pour la plupart à de simples surfaces striées, à un joint d'argile ou à un niveau de brèche qu'accompagnent parfois des plis parasites intenses et/ou une schistosité à proximité.

La Faille d'Herbeumont est un accident longitudinal majeur d'allure ouest-est dont le rejet vrai est évalué à environ 2 500 m à son extrémité occidentale. Elle a été reconnue par ASSELBERGHS (1921, 1927, 1946) grâce à une série d'observations ponctuelles faites sur près de 100 km, depuis Aiglemont en France, en passant par le sud de Bouillon, au pied du château d'Herbeumont, par Suxy, Lavaux, Thibessart, etc. où «... *sur une grande distance, les couches de l'anticlinorium de Givonne sont charriées sur des couches du synclinorium de Neufchâteau...*». Cet auteur la relie plus à l'est à la Faille de Martelange et l'appelle « Faille d'Herbeumont-Martelange ».

D'allure relativement plate à Bouillon, à l'ouest, cet accident se redresse progressivement vers l'est et à hauteur d'Herbeumont elle accuse un pendage sud de l'ordre de 45°.

Après un tronçon aveugle de près de 20 km sur la carte voisine, Herbeumont-Suxy 67/3-4 (GHYSEL, 2022), masquée sous la couverture limoneuse, la Faille d'Herbeumont ne réapparaît sur la planche qu'à partir de Thibessart. Elle se prolonge sur Louftémont et Vlessart et se prolonge par la Faille de Martelange. S'y branchent les failles de chevauchement de Rancimont et de Nadrifontaine qui dans une allure nord-est isolent une écaille particulière renfermant une enclave de la Formation de La Roche.

Ces accidents affectent principalement le niveau à plantes fossiles des « Phyllades d'Alle », niveau repère du sommet de

la Formation de Mirwart, en lui imprimant des rejets apparents totalisant plus de 12 km.

Par la rupture qu'elle provoque dans son parcours d'un flanc à l'autre de l'Anticlinorium de Givonne, la Faille d'Herbeumont induit un mouvement chevauchant « hors-séquence » et confirme un épisode compressif localement post-plissement, tardif dans la tectogenèse varisque.

D'ailleurs, les levés géologiques d'une des cartes voisines (Bouillon - Dohan 67/1-2, BELANGER, GHYSEL, 2017) soulignent que la Faille d'Herbeumont ainsi qu'une majorité des accidents longitudinaux, observés dans la région, s'installent dans une phase tardive du plissement varisque.

■ 4.4. LES FAILLES LONGITUDINALES NORMALES

Elles avaient déjà été mises en évidence localement et mentionnées plus largement en Ardenne méridionale par FOURMARIER (1906).

Il s'agit d'un système en relais de failles longitudinales à mouvement normal. La Faille de Noirefontaine, dont on évalue le rejet à près de 1000 mètres en affectant le flanc nord du Synclinorium de Neufchâteau, en est la figure emblématique (voir la carte géologique contiguë Herbeumont-Suxy 67/3-4. GHYSEL, 2022).

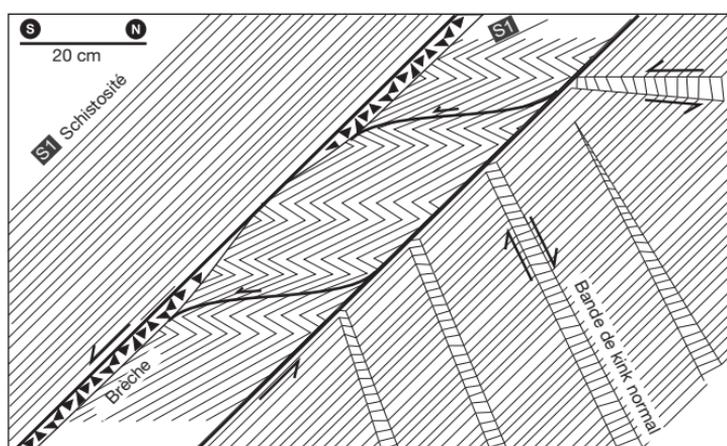


Fig.6. Représentation synthétique de chevrons asymétriques dans un duplex à mouvement normal parallèle à la schistosité, et système de bande de kinks normaux conjugués. Membre de Martelange (croquis d'un affleurement à Linglé - Herbeumont)

Ce dispositif, qui se maintient parallèlement aux structures préexistantes comme la schistosité et la stratification,

s'accompagne souvent de bandes de cisaillement en développant une panoplie de plissotements ou de chevrons asymétriques d'entraînement (fig. 6) selon la nature de la roche impliquée.

Ces failles sont présentes dans une aire d'environ 40 x 5 km² centrée sur les entités de Bouillon et d'Herbeumont et plus ou moins axée autour du cœur du Synclinorium de Neufchâteau, mais leur fréquence s'atténue drastiquement vers l'est.

Sur la carte qui nous concerne, un exemple typique d'une faille normale associée à une zone de cisaillement s'observe sur la paroi rocheuse de la rue des Vieux Prés au sud de Léglise.

Ces failles normales impliquent l'existence d'un épisode régional de déformation extensive et tardive dans la tectogenèse varisque, car elles affectent au moins la schistosité en place.

■ 4.5. LES FAILLES TRANSVERSALES

Il s'agit d'une génération de failles verticales, transversales à la direction des couches géologiques et dont les mouvements sont décrochants, conjugués sénestres et dextres, et les rejets hectométriques et plus. Elles se répartissent aux environs du hameau de Les Fossés à l'ouest de Léglise et autour du fléchissement du flanc sud du Synclinorium de Neufchâteau, fléchissement auquel elles sont structurellement liées en affectant le contact des formations de Villé et de La Roche, des formations aux comportements mécaniques contrastés.

■ 4.6. LES BANDES DE KINKS

Il s'agit d'un système organisé en bandes étroites, parallèles et régulièrement espacées, produites dans des matériaux généralement pélitiques (siltite et phyllade) par la flexure anguleuse de la schistosité et/ou de la stratification (*kink-bands*). On les assimile à des failles avortées où la rupture, qui ne s'est pas produite, est remplacée par le basculement de ces structures. Elles n'avaient pas été mises en évidence localement et quelque peu mentionnées en Ardenne méridionale (RONDEEL, 1971; FOURMARIER, 1906).

Elles marquent ici le plus fréquemment un mouvement de type normal (fig. 7) dans une inclinaison nord, quasi perpendiculaire au plan schisteux. Les bandes de kink inverses conjuguées sont en revanche peu fréquentes.

Dans un contexte régional, ces déformations, comme pour les failles normales précédentes, apparaissent en nombre sur une

aire de 40 x 5 km², centrée sur Bouillon et Herbeumont et axée sur le Synclinorium de Neufchâteau. Localement, elles sont plutôt cantonnées dans la moitié nord-ouest de la planche et leur fréquence tend à diminuer vers l'est.

Ces bandes de kinks sont conjuguées et contemporaines des failles normales et zones de cisaillement de pendage sud précédemment décrites. Ensemble, elles forment un réseau de déformations qui témoigne d'un épisode extensif régional particulier, au moins postérieur à la phase compressive responsable du plissement varisque.

Elles sont à l'origine de grands plans de discontinuité de la roche dont l'espacement quasi constant permet une découpe en blocs réguliers. Cette propriété a permis jadis d'exploiter l'ardoise en carrières souterraines par chambres et piliers obliques. Cela permet aujourd'hui, aux carriers d'extraire aisément des blocs rocheux en surface. Mais ces bandes peuvent parfois se resserrer au point de « froisser » le matériau et d'en faire un « pourri » stérile.

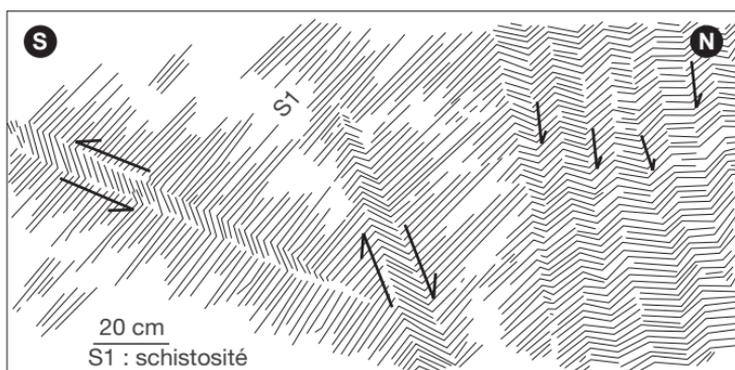


Fig. 7. Systèmes de bandes de kinks normaux parallèles et un de leur conjugué inverse. Membre de Martelange (croquis d'affleurement à Linglé - Herbeumont).

■ 4.7. LE BOUDINAGE

Le tronçonnage par étirement d'un banc compétent (un quartzite, par ex.) intercalé entre deux couches schisteuses incompetentes forme parfois un boudinage dans lequel s'aligne une série de « boudins », sorte de prismes allongés aux sections arrondies. Entre ces prismes, il peut y avoir bourrage, pincement par les niveaux incompetents voisins ou remplissage par cristallisation de quartz (fig. 8).

La direction des joints du boudinage est sensiblement parallèle aux axes d'ennoyage des plis ou aux linéations

d'intersection (L1) de la schistosité et de la stratification. On l'interprète comme une déformation par étirement des bancs compétents situés sur les flancs d'un pli durant sa formation, une structuration donc contemporaine de la tectonique varisque.

Le boudinage, généralement assez discret, s'observe sporadiquement dans des conditions d'affleurement favorable.

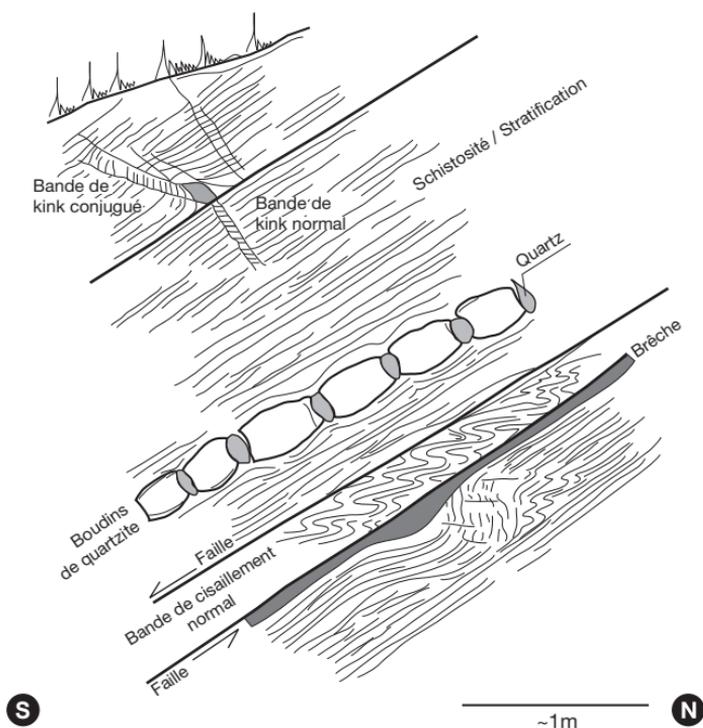


Fig. 8. Bandes de kinks conjugués, boudinage et bande de cisaillement normal avec plissements asymétriques internes. Formation de Villé (croquis d'affleurement à Poursumont - Herbeumont).

5

LE MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme en Ardenne-Eifel est un métamorphisme régional en grande partie pré-orogénique. Il a eu lieu avant le plissement varisque, engendré dans des conditions lithostatiques dont l'intensité est liée au degré d'enfouissement en profondeur des roches, sous de fortes épaisseurs de couverture (~10 000 m).

La carte géologique en question, comme l'ensemble de l'Ardenne méridionale, manifeste un métamorphisme régional léger, engendré dans des conditions anchizonaux (de faible intensité, 100-200°C et 1kbars. BEUGNIES, 1976). Ce métamorphisme s'exprime par l'aspect sériciteux des phyllades et par la formation de quartzites : cristallisation de nouveaux minéraux phylliteux (séricite, biotite, etc.) chez l'un et recristallisation des grains détritiques de quartz chez l'autre.

Cette anchizone ardennaise enserme une épizone, une zone d'un métamorphisme plus accentué, qui ne touche pas la planche Assenois-Anlier (fig.9). Cette dernière caractérise des roches qui ont été enfouies et soumises à des conditions de haute température et basse pression (jusqu'à 500°C et 2kbars). Elle apparaît en surface sous forme d'îlots elliptiques agencés sur près de 120 km de longueur et ancrés sur les flancs sud des grands anticlinoria dévoniens de l'Ardenne. Il affecte aussi bien le socle cambro-silurien des Massifs calédoniens de Rocroi, du Serpont et de Stavelot que la couverture éodévonienne de l'Ardenne méridionale.

Dans la région voisine de Paliseul, par exemple, (hors carte, BELANGER, GHYSEL, 2017), ce métamorphisme est à l'origine de porphyroblastes de magnétite, de biotite et d'ilménite observés dans les niveaux bigarrés des formations lochkoviennes d'Oignies et de Saint-Hubert.

Plus au sud, à la pointe orientale du Massif cambrien de Givonne (région de Muno - BEUGNIES, 1961), il se manifeste par l'apparition de la biotite et de la muscovite dans les phyllades siluriens de la Formation de Mondrepuis.

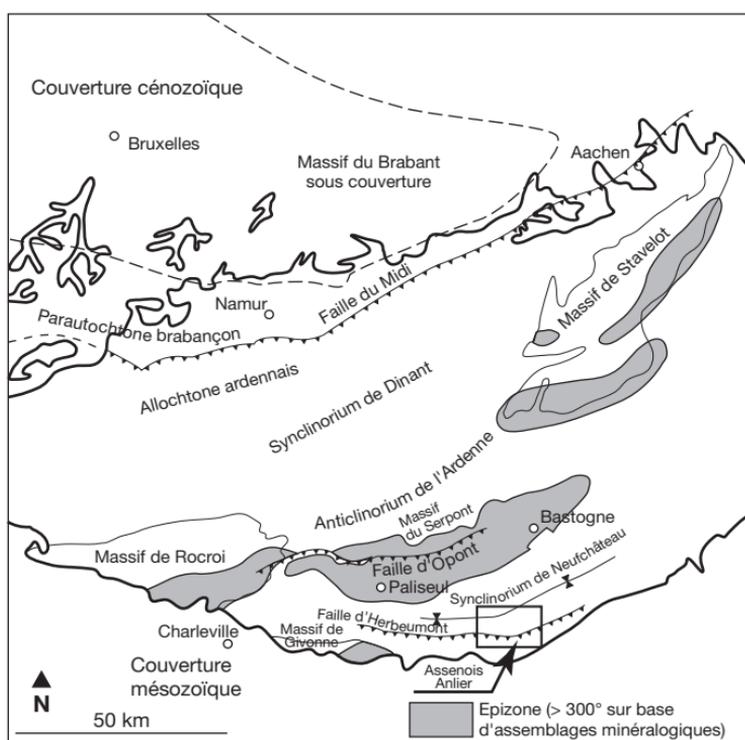


Fig. 9. Répartition des zones de métamorphisme épizonal en Ardenne (modifié d'après FIELTIZ et MANSY, 1999).

Ensuite, au cours du Silésien et ce dans un contexte dynamique de raccourcissement tectonique de mouvement SSE-NNW doublé d'une orogénèse et d'une surrection continentale, apparaît une schistosité régionale génétiquement liée au plissement varisque qui se charge d'une seconde phase de métamorphisme cette fois rétrograde.

Cette schistosité formée par la réorientation des minéraux argileux et micacés, contourne la plupart des porphyroblastes formés lors de la première phase de métamorphisme, laissant ainsi des « ombres de pression » occupées notamment par la chlorite, témoin d'un déséquilibre initié par la diminution des conditions de pression et de température des roches métamorphiques.

BEUGNIES (1976, 1988) voit aussi dans les phyllades reviniens du Massif de Givonne (région de Muno, BELANGER, GHYSEL, 2017) la rétomorphose de la chialstolite en pseudomorphose micacée et celle de la biotite en chlorite.

6

SYNTHÈSE : HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de l'Ardenne s'inscrit dans un contexte géologique qui dépasse les frontières politiques actuelles. Dans la région, elle peut se résumer dans les grandes lignes de la manière suivante :

- 1 Dépôt de séries sédimentaires détritiques en milieu profond (turbidites) datées du Devillien et du Revinien (Cambrien supérieur) ;
- 2 Plissement calédonien : un premier cycle de plissement donne naissance à des reliefs émergés, accompagnés de leur cortège d'érosion et de pénéplanation ;
- 3 Au Silurien supérieur (Pridoli), dépôt d'un conglomérat fluviatile continental en discordance sur le socle cambrien pénéplané, suivi d'une transgression marine sur une plateforme subsidente avec dépôts sableux, argileux et calcaires qui s'accumulent sur plus de 10.000 m d'épaisseur durant le Dévonien et le Carbonifère (~ 100 millions d'années) ;
- 4 Mise en place du métamorphisme d'enfouissement, anchizonal à épizonal, qui affecte les sédiments les plus profondément enfouis. Dans la région, il va donner les quartzites et les phyllades des formations éodévonnienne ;
- 5 Plissement varisque au Silésien (Carbonifère sup.) : un second cycle orogénique plisse l'ensemble des sédiments en place, dont le front septentrional de déformation se limite à hauteur du sillon Sambre-et-Meuse. Une surrection continentale complète le cycle orogénique et constituera le socle ardennais *sensu lato*. Le plissement s'accompagne d'une schistosité régionale pour les terrains les plus anciens de la ceinture schisteuse ardennaise, l'Ardenne *sensu stricto*, en même temps que s'installe un métamorphisme rétrograde. Dans la région concernée par la planche, cet événement a développé notamment deux grands plis : les Synclinorium de Neufchâteau et Anticlinorium de Givonne ;

- 6 Ces mouvements se poursuivent par de grands chevauchements longitudinaux tardifs dont la faille d'Herbeumont-Martelange et ses failles satellites sont les principaux représentants. S'ensuit, dans la foulée, une phase locale de fléchissement des structures géologiques en place, centré sur Les Fossés et accompagné de décrochements ;
- 7 Le mouvement s'inverse: une phase d'extension locale se manifeste par des failles normales conjuguées à un système dense de bandes de kink ;
- 8 Sur la chaîne varisque émergée agit l'érosion continentale jusqu'à la pénéplanation généralisée de l'Ardenne et une mise au jour locale de boutonnières cambro-ordoviciennes à hauteur des Massifs de Givonne, Serpont, Rocroi et Stavelot ;
- 9 Au Permo-Trias, subsidence du Sud ardennais continental en bordure du Bassin de Paris et dépôt au Trias supérieur de sédiments continentaux et littoraux en discordance sur le socle paléozoïque. A l'Hettangien, transgression marine et dépôt des premiers sédiments marins (sables, marnes et calcaires) qui s'empileront dans le Bassin de Paris durant le Jurassique et le Crétacé et le Cénozoïque ;
- 10 Le Cénozoïque en Belgique enregistre plusieurs cycles de dépôts continentaux et marins (sables et argiles) d'origine septentrionale recouvrant quasi toute l'Ardenne ;
- 11 Au Cénozoïque supérieur, un dernier bombement tectonique soulève l'Ardenne qui émerge cette fois définitivement et réactive son érosion. Celle-ci en entamant les différentes couvertures sédimentaires révèle le socle paléozoïque plissé, laissant çà et là quelques poches sableuses cénozoïques résiduelles et la couverture méso-cénozoïque du Bassin de Paris. Dans le même temps, se dépose un limon périglaciaire qu'entaille le réseau hydrographique, lequel façonne le relief que nous connaissons aujourd'hui.

7

RESSOURCES DU SOUS-SOL

■ RESSOURCES MINÉRALES

► *QUARTZITE, GRÈS ET GRÈS ARGILEUX*

Le territoire encadré par la planche fourmille de vestiges d'exploitations anciennes et de carrières récentes ouvertes dans toutes les formations du Dévonien inférieur. On en a extrait du schiste, du grès et du quartzite principalement pour l'édification de monuments anciens et l'habitat traditionnel dont les nombreux témoins forment le patrimoine architectural rural de la région. Le granulat qui en était extrait servait à l'empierrement du réseau routier local et des voies ferrées. Ces carrières, témoins d'une activité économique naguère florissante, sont aujourd'hui laissées à l'abandon et parfois remblayées.

► *SCHISTE ARDOISIER*

Dans le périmètre de la planche, on compte plusieurs veines ardoisières exploitées, spécifiques du Membre de Martelage. Une série de carrières, souterraines ou non, jalonnent ces veines à la base de la Formation de La Roche sur près de 8 km, échelonnées depuis Chevaudos jusqu'au-delà de Narcimont.

Elles se situent dans le prolongement stratigraphique des ardoisières d'Herbeumont, Warmifontaine et Neufchâteau qui firent la réputation industrielle de la région dès le XVII^e siècle (DUFOUR, 1998). Par ailleurs, de vagues mentions historiques font état de la présence d'ardoisières à proximité des Forges de Mellier, cette fois dans les phyllades situées au cœur de la Formation de Mirwart.

On a utilisé l'ardoise pour divers usages liés à l'architecture traditionnelle de tous types, chapelles, églises paroissiales, habitations, etc. Elle fut employée en plaquettes pour la couverture en toiture et en grosses dalles selon les qualités, pour les encadrements d'ouvertures, les revêtements de sols ou pour l'édification de stèles funéraires.

Dans un passé récent, l'ardoise fut exploitée comme granulat dans certaines carrières qui sont aujourd'hui toutes fermées.

► **HYDROGÉOLOGIE**

La rareté des études hydrogéologiques dans la région et la complexité des systèmes aquifères de la ceinture schisteuse ardennaise rend l'analyse des potentialités aquifères délicate. En général, on considère que le socle ardennais ne renferme qu'une nappe superficielle libre, plus ou moins continue et restreinte à la tranche d'altération, éventuellement appuyée par un drainage local en présence d'un milieu fissuré accentué.

Dans cette nappe supérieure, la perméabilité est de type mixte car elle combine les propriétés hydrodynamiques de la tranche altérée à celles des milieux globalement fissurés et singulièrement dans les zones failleuses.

Par contre, dans les milieux plus profonds, quelques nappes, parfois captives, sont localisées dans des passages gréseux et quartzitiques où la perméabilité est exclusivement de type fissuré, nettement favorisée par la fracturation de ces bancs alors qu'elle est réduite dans les aquicludes pélitiques voisins plus ductiles.

À l'exception de la nappe de surface, quasi continue mais irrégulière, on discerne mal les aquifères potentiels dans les intercalations gréso-quartzitiques des ensembles pélitiques sains.

La perméabilité peut varier de façon imprévisible et de manière extrême d'un point à l'autre d'un même niveau lithologique donné et *a fortiori* entre les niveaux schisteux et gréseux.

Dans ces derniers, qui ont une conformation généralement lenticulaire, d'extension limitée et difficilement cartographiable, la perméabilité dépend non seulement du taux de fissuration ou de fracturation de la roche mais aussi du degré et de la nature du colmatage par les produits d'altération (argiles très peu perméables et sables de perméabilité plus importante).

Les aquifères gréso-schisteux ardennais affichent en général des capacités d'emmagasinement peu importantes et très variables, fortement influencées par les conditions météorologiques locales: leur tarissement et leur saturation alternent au gré des saisons.

Leur caractère libre, à proximité de la surface topographique, accroît leur vulnérabilité face à une pollution souvent liée aux multiples activités anthropiques, aux pratiques agricoles et à l'expansion de l'habitat.

Certains de ces réservoirs, bien que limités, méritent néanmoins un intérêt appuyé, car non seulement ils soutiennent

le débit d'étiage du réseau hydrographique, surtout en période post-estivale, mais peuvent aussi répondre à une consommation locale raisonnée.

Aucune formation géologique présente sur la planche d'Assenois-Anlier ne peut prétendre constituer un aquifère d'envergure. Le caractère plus arénacé de la Formation de Villé (VIL), que BOUEZMARNI et DENNE (2007) qualifient d'*aquitard à niveaux aquicludes*, accuse une transmissivité, malgré tout importante, à près de 10^{-3} m²/sec. Elle serait susceptible d'assurer un potentiel aquifère plus soutenu que les formations encadrantes de Mirwart et de La Roche, globalement plus schisteuses et réputées *aquicludes à niveaux aquifères*.

La répartition spatiale de l'ensemble des ouvrages captants, privés et publiques, ne semble montrer aucune tendance significative par rapport à la nature, à la structure ou à la capacité des roches réservoirs. Apparemment aléatoirement distribuée, elle répondrait plutôt à des nécessités locales et à des contraintes très diverses.

Parmi les 17 captages exploités dans le périmètre de la planche (voir l'Annexe), plus de la moitié relève de la distribution publique des agglomérations de Léglise et d'Habay-la-Neuve. Le reste bénéficie aux activités agricoles sous forme de puits traditionnels, puits forés, drains et sources à l'émergence. Ces ouvrages sont implantés dans les Formations de Villé et de Mirwart mais absents des phyllades de la Formation de La Roche.

Les données hydrochimiques (BOUEZMARNI, DENNE, 2007) des eaux prélevées dans deux de ces captages affichent une neutralité chimique (pH ~7) et une dureté totale étonnement basse (1 à 5 °F, degrés français), pour des niveaux aquifères inégalement carbonatés de la Formation de Villé. Les teneurs en nitrate d'origine anthropique sont également peu significatives.

Le lecteur intéressé par de plus amples informations concernant l'hydrogéologie de la région, son potentiel aquifère et son exploitation, est invité à consulter la carte hydrogéologique et les données hydriques qui l'accompagnent, sur le portail environnement du Service public de Wallonie à l'adresse suivante :

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

Remerciements

Nos remerciements vont aux membres de la Division Nature et Forêts (DNF/SPW) du Ministère wallon de l'Agriculture des cantonnements de Bertrix, Neufchâteau et Florenville pour nous avoir ménagé l'accès aux forêts domaniales qui sont de leur compétence.

BIBLIOGRAPHIE

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

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

ASSELBERGHS E., 1924. Mémoires. Les ardoisières du Dévonien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belgique*, 1037-1098.

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

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

BAYET L., BRIART A., CORNET J., DE BROUWER M., DE DORLODOT H., DELVAUX E., DE LA VALLÉE POUSSIN CH., DE WALQUE G., DORMAL V., FORIR H., FOURMARIER P., GOSSELET J., HALET F., MALAISE C., MOURLON M., PURVES A., SIMOENS G., SOREIL G., STAINIER X., VAN DEN BROECK E., VELGE G., 1900. Carte géologique de Belgique. D'après la carte géologique originale à l'échelle du 40.000^e, dressée par ordre du Gouvernement.

BELANGER I., GHYSEL P., 2017. Carte géologique de Wallonie à 1/25 000 Bouillon-Dohan et Muno n° 67/1-2 et 67/6. *Ministère de la Région wallonne. Service public de Wallonie, DGARNE*, 1 notice explicative de 60 p.

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

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

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

BOCK H., 1989. Ein Modell zur Beckenausdehnung und Fazieszonierung am Westrand der Eifeler Nord-Süd Zone während der Trias und zur Transgression des Unteren Lias am Ardennensüdrand. Dissertation inédite. Fakultät f. Bergbau, Hüttenwesen u. Geowiss. Rhein.-Westfäl. Techn. Hochsch. Aachen, 417 p.

BOUEZMARNI M., DENNE P., 2007. Carte Hydrogéologique de Wallonie à 1/25 000 Assenois-Anlier 68/1-2 (version provisoire : Février 2007). *Ministère de la Région Wallonne. Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement* 1 notice explicative de 50 p.

BOULVAIN F., BELANGER I., DELSATE D., GHYSEL P., GODEFROIT P., LALOUX M., TEERLINCK H., THOREZ J., 2000. Nouvelles données lithostratigraphiques, sédimentologiques et palynologiques sur le Mésozoïque de la Lorraine belge. *Geologica Belgica*, t. 3 /1-2, 3-33.

DEJONGHE L., DUMOULIN V., BLOCKMANS S., 2008. La Formation de Jupille, nouvelle formation dans le Dévonien de la Haute-Ardenne (Belgique). *Geologica Belgica*, 11, 71-81.

DORMAL M. V., 1897. Carte géologique de la Belgique à 1/40.000 Assenois - Anlier n° 214 (planchette 1-2 de la feuille LXVIII de la carte topographique).

DUFOUR S., 1998. Les ardoisières. Les vallées d'Aise et des Alleines. *Ed. resp. Alain Thomas - Centre culturel de Bertrix*. D/1998/8154/1.

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

DUMONT D., 1849. Rapport sur la carte géologique de la Belgique. *Bull. Ac. Roy. Belgique*, t. 16/2, p. 351.

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

FOURMARIER P., 1906. La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 1906-1907, 34 p.

FRANKE W., 1992. *Phanerozoic structures and events in central Europe*, in: BLUNDELL D.J.; FREEMAN R. & MUELLER S. (eds.): *A Continent Revealed - The European Geotraverse*, 297 p., Cambridge University Press, ISBN 052142948X, 164-179.

FRANKE W., 2000. *The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and*

plate tectonic evolution, Geological Society of London, Special Publications 179, 35-61.

GHYSEL P., 2002. Carte géologique de Wallonie à 1:25 000 Etalle-Tintigny 68/5-6. *Ministère de la Région wallonne. Service public de Wallonie. DGARNE*, 1 notice explicative de 41 p.

GHYSEL P., BELANGER I., 2006. Carte géologique de Wallonie à 1:25 000 Florenville-Izel-Villers-devant-Orval 67/7-8 70/4. *Ministère de la Région wallonne. Service public de Wallonie. DGARNE*, 1 notice explicative de 61 p.

GHYSEL P., 2022. Carte géologique de Wallonie à 1:25 000 Herbeumont-Suxy 67/3-4. *Ministère de la Région wallonne. Service public de Wallonie. DGARNE*, 1 notice explicative de 52 p.

GODEFROID J., STAINIER P., STEEMANS P., 1982. Gedinnian and Siegenian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. In: PLODOWSKI G., WERNER R. ET ZIEGLER W. (*Editors*), Field Meeting on Lower and Lower Middle Devonian stages in Ardenno-Rhenish type area. Guidebook: 3-79. *International Union of Geological Sciences. Subcommission on Devonian Stratigraphy*.

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

GODEFROID J., BLIECK A., BULTYNCK P., DEJONGHE L., GERRIENNE P., HANSE L., MEILLIEZ F., STAINIER P., STEEMANS P., 1994. Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mémoires pour servir à l'Explication des cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38, 144 p.

GOSSELET J., 1888a. L'Ardenne. *Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*. Paris. Baudry et Cie, éditeurs du Service de la Carte géologique détaillée de la France, 881 p.

GOSSELET J., 1888b. Carte géologique des terrains primaires de l'Ardenne. Echelle 1/320.000. Impr. Lemercier, Paris.

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

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

HENDRICKS F., 1982. Ein Modell der Rätsedimentation am Ostrand des Pariser Beckens; Untersuchungen zur Granulometrie, Schwermineralvergesellschaftung und Tongeologie. Diss. *Rhein.-Westfahl. Techn. Hochsch., Aachen*, 294 p. Dissertation inédite.

LUCIUS M., 1950. Geologie Luxemburgs. Das Oesling. *Publ. Serv. Géol. Lux.*, 6-174.

MATTE P., 2001. *The Variscan collage and orogeny (480±290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review*, *Terra Nova* 13, 122-128.

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

MAUBEUGE P.-L., 1998. Etudes sur le Permo-Trias du Luxembourg belge et du Grand-Duché de Luxembourg. *Bull. Acad. et Soc. Lorraines des Sc.*, t. 37, 1, 65-128.

MAUBEUGE P.-L., DELSATTE D., 1997. Paléogéographie des bordures ardennaises et vosgiennes au Rhétien. Les terres émergées à la fin de la période triasique. *Travaux scientifiques du Musée d'Histoire Naturelle du Luxembourg*, t. 27, 17-51.

RONDEEL H. E., 1971. About three sets of kink bands near Herbeumont (Belgian Ardennes). *Geologische Rundschau*, vol. 60, n° 3, 912-923.

STAINIER M. X., 1896. Carte géologique de la Belgique à 1/40.000 Champlon - Laroche n° 187 (planchette 1-2 de la feuille LX de la carte topographique).

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

STRAHLER A. N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology, *Transactions of the American Geophysical Union*, 8, (6), 913-920.

VON RAUMER J.F.; STAMPFLI G.M., BUSSY F. 2003. Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens, *Tectonophysics* 365, 7-22.

WALTER R.; 2003. *Erdgeschichte - Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, 325 p., Walter de Gruyter, Berlin (5th ed.).

WOUDLOPER, 2009. Hercynien. Contenu soumis à licence CC-BY-SA 3.0 de Wikipedia en français.

ANNEXE

Source : SPW - Département de l'Environnement et de l'Eau - Direction des Eaux souterraines - Avenue Prince de Liège, 15 B-5100 JAMBES
Situation au 05/10/2021

LOCALISATION DES PRISES D'EAU SOUTERRAINE EN EXPLOITATION				
Lambert X (m)	Lambert Y (m)	Commune	Nature d'ouvrage	Activité de l'exploitant
237724	50709	HABAY	Source à l'émergence	Distribution publique d'eau : communes
236957	51456	HABAY	Galerie accessible par puits	Distribution publique d'eau : communes
237416	50113	HABAY	Source à l'émergence	Distribution publique d'eau : communes
236825	51900	HABAY	Puits foré	Distribution publique d'eau : sociétés et intercommunales
236957	51456	HABAY	Galerie accessible par puits	Distribution publique d'eau : sociétés et intercommunales
236950	51860	HABAY	Puits foré	Distribution publique d'eau : sociétés et intercommunales
235350	52400	LEGLISE	Puits foré	Activité agricole (élevage)
235448	52462	LEGLISE	Puits foré	Activité agricole (élevage)
235320	53100	LEGLISE	Puits foré	Activité agricole (élevage)
235358	56178	LEGLISE	Puits traditionnel	Activité agricole (élevage)
235565	54394	LEGLISE	Puits foré	Activité agricole (élevage)
231742	55283	LEGLISE	Puits foré	Activité agricole (élevage)
231060	53695	LEGLISE	Puits foré	Activité agricole (élevage)
240117	55413	LEGLISE	Source à l'émergence	Distribution publique d'eau : communes
232648	50060	LEGLISE	Drain	Distribution publique d'eau : communes

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG - LEGENDE - LEGEND

- Gesteinsgrenze - *Formatiegrens* - Geological boundary
- Gesteinsgrenze verdeckt - *Formatiegrens onder bedekking* - Geological boundary under cover
- Verwerfung - *Breuk* - Fault
- - - - - Mögliche Verwerfung - *Vermoedelijke breuk* - Hypothetical fault
- - - - - Verwerfung verdeckt - *Breuk onder deklagen* - Covered fault
- ▼▼▼▼ Überschiebung - *Overschuiving* - Thrust fault
- ▼▼▼▼ Hypothetische Überschiebung - *Vermoedelijke overschuiving* - Inferred thrust fault
- ▼▼▼▼ Überschiebung verdeckt - *Overschuiving onder bedekking* - Concealed thrust fault
- ↘ a Schichtung: Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten Schichten - *Gelaagdheid: Strekking en helling (a) van normaal hellende lagen* - Bedding: Strike and dip (a) of inclined strata
- ↘ a Schichtung: Streichen und Fallen (a) der überkippten Schichten - *Gelaagdheid: Strekking en helling (a) van overhellende lagen* - Stratification: Strike and dip (a) of overturned strata
- ⊥ Schichtung: Streichen der vertikal gelagerten Schichten - *Gelaagdheid: strekking van verticale lagen* - Stratification: strike of vertical strata
- ⊕ Schichtung: horizontale Schichtung - *Gelaagdheid: horizontale gelaagheid* - Stratification: Horizontal strata
- a Intersektionslineation: Streichen und Fallen (a) - *Snijlijn belijning: strekking en helling (a)* - Intersection lineation: strike and dip (a)
- ↘ a Schieferung: Streichen und Fallen (a) - *Hellende druksplijting: strekking en helling (a)* - Cleavage: strike and dip (a)
- ⊥ a Vertikale Schieferung - *Verticale druksplijting: strekking* - Strike of vertical cleavage
- ↙ Steinbruch außer Betrieb - *Verlaten steengroeve* - Disused quarry



Aufgeschütteter Steinbruch - *Opge vulde steengroeve* - Filled quarry

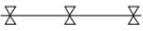
blau-blauw-blue ●

Wassergewinnung - *Waterwinning* - groundwater pumping station

STRUKTURGEOLOGISCHES SCHEMA - STRUCTUREEL SCHEMA – STRUCTURAL SCHEME



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



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

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	3
NOTE DE L'ÉDITEUR	5
Établissement de la carte	5
Méthodologies et avertissements	6
1. INTRODUCTION	8
1.1 <i>Cadre géologique</i>	8
1.2 <i>Cadre géographique</i>	10
2. LITHOSTRATIGRAPHIE	12
2.1. <i>Les formations paléozoïques</i>	13
Formation de Mirwart (MIR)	13
Formation de Villé (VIL)	15
Formation de La Roche (LAR)	17
Membre de Martelange (MTL)	18
2.2. <i>Les formations mésozoïques</i>	19
Formation d'Habay (HAB)	19
Formation de Mortinsart (MOR)	20
2.3. <i>Les formations superficielles</i>	20
Alluvions modernes (AMO)	21
3. SCHÉMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE	22
4. GÉOLOGIE STRUCTURALE	24
4.1. <i>Les plis</i>	24
4.2. <i>La schistosité</i>	26
4.3. <i>Les failles longitudinales de chevauchement</i>	27
4.4. <i>Les failles longitudinales normales</i>	28
4.5. <i>Les failles transversales</i>	29
4.6. <i>Les bandes de kinks</i>	29
4.7. <i>Le boudinage</i>	30
5. LE MÉTAMORPHISME	32
6. SYNTHÈSE : HISTOIRE GÉOLOGIQUE	34
7. RESSOURCES DU SOUS-SOL	36

Remerciements 39
Bibliographie 40
Annexe : prises d'eau souterraine 44
Farben - und zeichenerklärung - Legende - Legend 45

