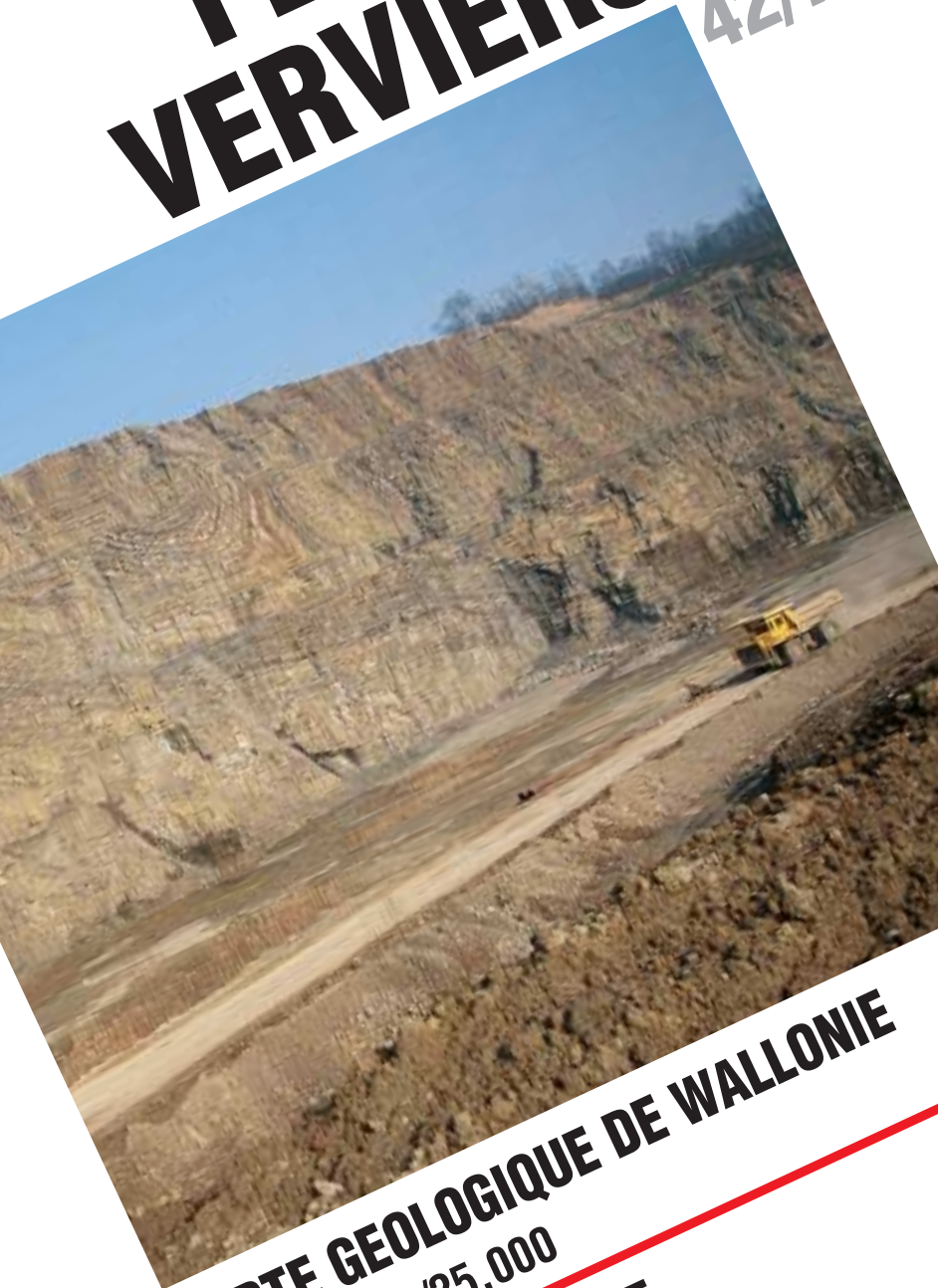


# FLÉRON VERVIERS



42/7-8



**CARTE GEOLOGIQUE DE WALLONIE**  
**ECHELLE : 1/25.000**  
**NOTICE EXPLICATIVE**

# FLÉRON - VERVIERS

Martin Laloux  
Service géologique de Belgique  
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Léon Dejonghe  
Service géologique de Belgique  
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Pierre Ghysel  
Service géologique de Belgique  
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Luc Hance  
Service géologique de Belgique  
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Photographie de couverture :  
Vue sur la Carrière de Trooz.  
Synclinal déversé d'En Gelivau dans les grès, schistes  
et dolomies de Montfort-Evieux (ME).

**NOTICE EXPLICATIVE**

1996



## **1. Résumé**

*La feuille Fléron-Verviers est située au centre est de la province de Liège. C'est une région aux aspects contrastés et assez divers liés aux grandes structures de son socle ainsi qu'aux allures particulières de la Vesdre qui la traverse de part en part. L'ossature du territoire est constituée par les terrains paléozoïques qui s'étagent depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Westphalien, exploité par les charbonnages dans le nord de la feuille jusqu'en 1974. Ces dépôts, plissés et faillés par l'Orogenèse varisque, appartiennent au Synclinorium de Verviers.*

*Ils sont recouverts en discordance par les sédiments du Crétacé supérieur dans le triangle NW de la carte. Ils constituent une portion de la crête du Pays de Herve.*

*Les sables tertiaires se distribuent en placages cantonnés sur les plateaux ou préservés au creux des dépressions karstiques. Les dépôts quaternaires sont représentés par des alluvions déposées par la Vesdre et ses affluents dans les vallées ou laissées sur des terrasses qui trahissent parfois d'anciens méandres abandonnés.*

*Le Synclinorium de Verviers est constitué du Massif de Herve, du Massif de la Vesdre et de la Fenêtre de Theux. Ces grandes unités affleurent sur la feuille où deux accidents majeurs, la faille de Theux au sud, à faible pente vers le nord, et la faille du Tunnel au nord, à faible pente vers le sud, définissent une vaste nappe limitée à sa base par une faille plate. Cette constatation est appuyée par les divers sondages profonds, les travaux miniers et les profils sismiques réalisés sur la feuille. C'est le Massif de la Vesdre amendé ici en ce qui concerne sa limite septentrionale. C'est une nappe complexe formée de plusieurs unités délimitées par des grandes failles ondulantes, à pente générale vers le sud ou vers le nord. Celles-ci découpent toutes les structures et circonscrivent diverses fenêtres tectoniques de plus petite dimension.*

*Au nord, et sous la nappe, les couches namuro-westphaliennes du Massif de Herve, inclinant vers le sud, définissent le flanc normal d'un grand pli ennoyé vers l'ouest, découpé en une série d'écaillés imbriquées.*

*Au sud, la Fenêtre de Theux s'inscrit dans une vaste dépression axée sur la vallée de la Hogne. Il s'agit d'une fenêtre tectonique, circonscrite par la faille de Theux. Elle montre un ensemble dévono-carbonifère aux couches retournées, dessinant un antiforme synclinal à coeur namurien dont le flanc sud est très faiblement incliné vers le sud (au sud de Pépinster) alors qu'à la Havée (coin SE) les couches en position normale sont inclinées vers le nord. Elles constituent une portion du flanc inverse d'un grand pli, déformé et cisailé en plusieurs écaillés par la faille de Theux et ses failles satellites.*

*Les effets d'une tectonique plus récente se superposent à la déformation varisque sous forme d'un réseau assez dense de fractures et de failles subverticales, de direction NNW-SSE ou N-S à NNE-SSW dans le gisement charbonnier. Ces failles découpent l'ensemble des structures en une succession de horsts et grabens transversaux dont le plus important est le Graben de La Minerie, au creux duquel se logent les entités urbaines de Verviers et de Dison.*

*L'extraction du charbon et dans une moindre mesure des minerais de fer, plomb ou zinc, et l'exploitation de certains niveaux calcaires ou gréseux à des fins ornementales ou industrielles ont constitué un secteur important de l'économie au cours des siècles passés. Seuls les grès famenniens et les calcaires carbonifères sont encore exploités à l'heure actuelle.*

## **2. Introduction**

### **1. Etablissement de la carte**

Le levé de la feuille 42/7-8 Fléron-Verviers a été commandé par le Ministère de la Région Wallonne dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de la Wallonie, financé par la Région Wallonne, en collaboration avec le Service géologique de Belgique, l'Université Catholique de Louvain, l'Université Libre de Bruxelles, l'Université de Liège et la Faculté Polytechnique de Mons. Le levé a été réalisé, à l'échelle du 1/10 000, par divers géologues, L. Dejonghe et L. Hance pour le Dévonien inférieur et moyen et le Frasnien, P. Ghysel et M. Laloux pour le Dévonien moyen et supérieur, le Carbonifère et le Crétacé et J. M. Graulich pour le Carbonifère supérieur.

La carte a été élaborée suivant le principe lithostratigraphique, en suivant les règles du Code Stratigraphique International (HEDBERG, 1976). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre au souhait du plus grand nombre d'utilisateurs.

Les affleurements sont nombreux, essentiellement concentrés sur les versants des cours d'eau, les talus de route ou de chemin de fer et dans quelques exploitations anciennes ou récentes. Leur qualité est cependant très variable d'un point à l'autre, suivant le degré d'altération. Au total, près de 3200 points d'affleurements ont été recensés auxquels s'ajoutent des rapports inédits de J. M. Graulich sur la géologie de l'autoroute Battice-Prüm entre Dison et Ensival et sur le projet de recouvrement de la Vesdre à Verviers et les documents d'archives des diverses sociétés ayant exploité le charbon ou les minerais métalliques sur la feuille (cartes, coupes).

Parmi ces données figurent un certain nombre de forages profonds exécutés par les Sociétés houillères et le Service géologique de Belgique, les forages de reconnaissances effectués pour le tracé des autoroutes Liège -Aachen et Battice-Verviers-Prüm et les descriptions des puits et galeries d'exploitation et de prospections minières. Les descriptions des sondages de reconnaissance pour le tracé du T.G.V. nous ont aimablement été communiquées par le Laboratoire de Géologie de l'Ingénieur et d'Hydrogéologie de l'Université de Liège (Prof. A. Monjoie) et par la Direction Géotechnique du M.E.T. avec l'accord de la société Tucrail. Deux grandes tranchées ont traversé de part en part la feuille, la tranchée d'adduction d'eau Eupen-Seraing, d'est en ouest, et la tranchée d'adduction de gaz Visé-Bastogne, du nord au sud.

L'exploitation des données de la carte pédologique, l'analyse des caractères géomorphologiques, les renseignements fournis par les photos aériennes et l'inventaire des phénomènes karstiques ont permis, suivant les cas, de préciser certains tracés dans des zones pauvres en affleurements.

A cet éventail des données, il faut ajouter cinq profils de sismique réflexion qui ont traversé une portion de la feuille (fig. 1). La définition obtenue dans les faibles profondeurs s'est avérée d'une information insuffisante à la cartographie (DEJONGHE et al., 1989).

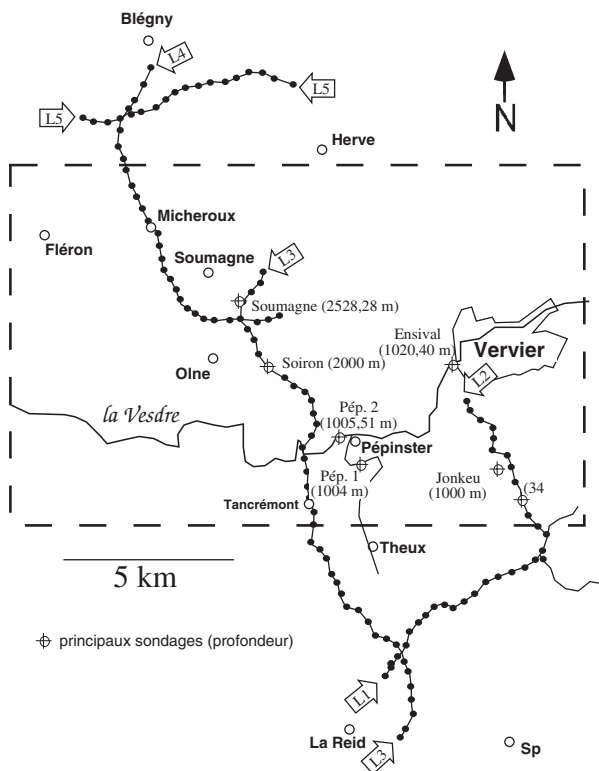


fig. 1 : Plan de situation des 5 profils sismiques avec situation des grands sondages (Pép. = Pépinster).

La révision de la carte a abouti à la constitution d'un dossier contenant :

- une minute détaillée des points d'affleurements, réactualisant les données figurant dans le dossier "Minutes de la carte géologique de Belgique", archivé au Service géologique de Belgique;
- deux cartes géologiques détaillées à 1/10 000;
- deux cartes d'affleurements à 1/10 000.

Ce dossier peut être consulté :

- A la Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement, Ministère de la Région Wallonne, Service de documentation, avenue Prince de Liège 15, 5100 Namur, tél. 081/32.59.73;
- Au Service géologique de Belgique, rue Jenner 13, 1000 Bruxelles, tél. 02/627 03 50.

## 2. Précédentes éditions

Le levé de la feuille n°136 Fléron-Verviers de la première édition de la carte géologique de Belgique à 1/40 000, publiée par la Commission Géologique de Belgique en 1898, est l'oeuvre de H. FORIR.

En outre d'autres cartes géologiques plus ou moins détaillées couvrent en tout ou en partie le territoire de la feuille. Nous ne retiendrons ici que les principales :

- DUMONT (1832) : carte géologique de la province de Liège (jointe à son mémoire);
- DUMONT (1855) : carte géologique de la Fenêtre de Theux;
- FOURMARIER (1901, pl. I) : carte géologique de la Fenêtre de Theux illustrant la partie sur la feuille avec localisation des affleurements;
- FOURMARIER (1904, pl. V) : carte géologique détaillée de la feuille;
- FOURMARIER (1905, pl. IV) : carte géologique de l'ensemble du Massif de la Vesdre et de la partie septentrionale de la Fenêtre de Theux;
- FOURMARIER (1906, pl. V et VI) : même carte plus carte géologique de la Fenêtre de Theux;
- HUMBLET (1941, pl. II) : esquisse géologique du Bassin houiller de Liège à la cote -200 m sous le niveau de la mer avec les structures de la feuille;
- HUMBLET (1942, pl. I) : esquisse géologique du Houiller sur la feuille de Fléron;
- ASSELBERGHS (1944, pl. 1) : carte géologique de l'Éodévonien du Massif de La Vesdre. Cette carte est reprise, à plus petite échelle dans son travail de synthèse en 1946;
- CHAUDOIR & ANCION (1950, pl. I) : esquisse cartographique du gisement houiller exploité sur la feuille aux cotes 0, -128, -385 et -485 m sous le niveau de la mer;
- GRAULICH (1975, pl 1) : carte géologique du tronçon Dison-Verviers de l'autoroute Battice-Verviers;
- GRAULICH (1976, pl 1 à 5) : carte géologique détaillée du Houiller sur la feuille de Fléron.

## 3. Cadre géographique et géologique général

La feuille Fléron-Verviers couvre 160 km<sup>2</sup> au centre est de la province de Liège. C'est une région aux aspects contrastés et assez divers liés aux grandes structures de son

socle ainsi qu'aux allures particulières de la Vesdre qui la traverse de part en part. Le point culminant (356 m) se situe à 400 m au NE de la Croix de Fays, sur la feuille de Verviers et le point inférieur dans la vallée de la Vesdre, à Prayon (90 m).

Au-delà des particularités locales, l'aire étudiée s'étend sur trois sous-régions séparées par des frontières naturelles nettes : la crête du Pays de Herve, la vallée de la Vesdre et les contreforts de l'Ardenne liégeoise. Ces trois bandes, à peu près parallèles, s'organisent selon l'orientation WSW-ENE des structures géologiques.

Au nord, le Pays de Herve se singularise par un réseau particulier de prairies bocagères, que de longues traditions de cultures fruitières et pastorales ont façonnées et qui subsistent encore aujourd'hui en dépit des profondes transformations socio-économiques. C'est un paysage de plateau - ou de ce qu'il en reste - qui se manifeste par une crête dominante, prolongée par des ramifications septentrionales, vestige d'une ancienne structure tabulaire monoclinale dont il ne subsiste qu'une vague cuesta aux allures profondément échancrées par l'érosion. Cette crête a définitivement fixé la ligne de diffluence des écoulements superficiels entre le bassin versant de la Meuse vers le nord et celui de la Vesdre vers le sud.

Le bord sud de la carte forme, sous l'apparence d'une bande longitudinale, les contreforts du massif grésoschisteux ardennais, aux reliefs adoucis et dont les traditions sylvo-pastorales ont modelé le paysage en un damier de bois et de prairies parfois lâche et même déstructuré. La Fenêtre de Theux s'y singularise par une vaste dépression ouverte au sein du plateau ardennais : elle y abrite un paysage de type condrusien, sculpté en alternance par des reliefs et des creux, aux frontières bien tranchées au nord, plus incertaines au sud. Elle laisse entrevoir une infime partie de l'extrême complexité des structures géologiques qui définissent les soubassements du Synclinorium de Verviers, à propos duquel tant de générations de géologues ont disserté.

La Vesdre a creusé un profond sillon enclavé entre ces deux reliefs résistants. La largeur de son lit majeur coïncide avec l'extension du soubassement schisto-calcaire des formations du Dévonien moyen et supérieur. Dans la région de Verviers, le cours d'eau a élargi sa vallée sur un substrat schisteux plissé et faillé très étendu (Frasnien-Famennien). A Pépinster, la vallée se réduit à la bande des schistes rouges de la Formation de Pépinster et à l'ouest, la Vesdre réduit la largeur de son lit majeur à la bande restreinte des schistes et des calcaires giveto-frasniens. Le relief de cette unité morphologique s'apparente peu à la morphologie condrusienne telle qu'on la connaît dans le Synclinorium de Dinant, caractérisée par une alternance de bombements au droit des



anticlinaux gréseux fameniens et de dépressions au coeur des synclinaux calcaires dinantiens. Ici cette correspondance peut non seulement ne pas refléter la nature géologique mais encore s'inverser. Ainsi, par exemple, l'imposante barre longitudinale famenienne qui s'exprime au travers de toute la feuille supporte un synclinal calcaire perché à Andrimont, alors qu'elle s'approfondit sous le synclinal calcaire de La Saute. La région de Vaux-sous-Orne voit même une inversion du relief d'un versant à l'autre du "Couloir de Nessonvaux"

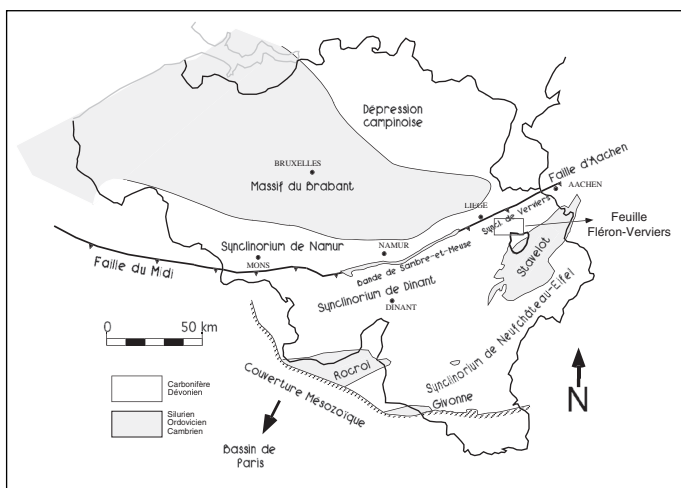


fig. 2 : Schéma structural du Paléozoïque de la Belgique.

Les terrains s'échelonnent du Dévonien inférieur au Westphalien inférieur exploité par les charbonnages, recouverts en discordance par des dépôts crétacés au nord, et des dépôts meubles cénozoïques et quaternaires. Les séries paléozoïques ont été plissées et faillées par l'Orogenèse varisque et appartiennent au Synclinorium de Verviers (GRAULICH et al. 1984), prolongement oriental du Synclinorium de Dinant.

Le Synclinorium de Verviers est limité à sa base par un décollement majeur dont l'émergence en surface coïncide avec une faille de charriage nommée suivant les tronçons, faille Eifelienne, faille des Aguesses-Asse et faille d'Aachen en Allemagne.

Le Synclinorium de Verviers est subdivisé en trois unités qui sont du nord au sud : le Massif de Herve, le Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux. Une zone d'écaillage dont le toit est formé par une faille nommée selon les tronçons considérés, faille de Magnée, faille de Soumagne, faille de Soiron ou faille de Fossey, sépare les deux premières unités en surface. Cette faille se rattache à la faille de Theux. Le Massif de la Vesdre est donc une nappe de charriage interne au Synclinorium de Verviers. En pratique, il est à son tour subdivisé en plusieurs sous-unités sur la feuille du fait,

notamment, des fenêtres tectoniques reconnues (Soiron, Olne, Chant des Oiseaux et Fond des Trois-Bois) et amendé quant à sa limite nord.

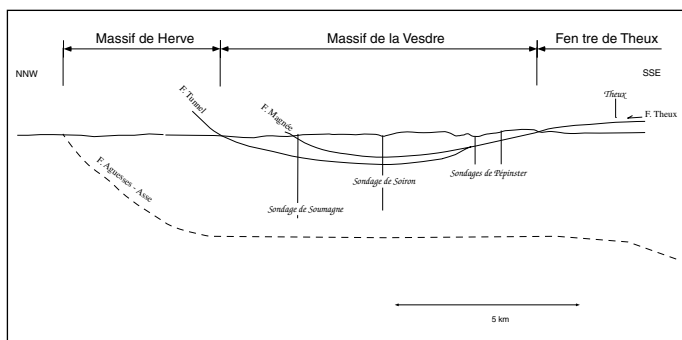


fig. 3 : Structure simplifiée du Synclinorium de Verviers (voir fig. 22 et coupe b-b')

Cette conception du Synclinorium de Verviers n'est pas partagée par MICHOT (1980,1988,1989). Le désaccord porte sur l'importance qu'il faut accorder à la faille des Aguesses-Asse : charriage majeur limitant le Synclinorium de Verviers au nord (GRAULICH, 1984) ou chevauchement interne au Synclinorium de Herve (MICHOT). Les différents points de vues sur la question ont été développés par COEN (1986, 1989), GRAULICH (1986), GRAULICH & DEJONGHE (1986), MICHOT (1980, 1988, 1989) et HOLLMANN & WALTER (1995).

Aux déformations liées au raccourcissement varisque s'est superposé un réseau de failles transversales, globalement orientées NNW/SSE et liées au système d'effondrement du Graben du Rhin. Elles semblent avoir pris naissance au Permien et ont été réactivées à diverses périodes du Mésozoïque et du Cénozoïque. Certaines étaient encore actives au cours du Quaternaire récent, ainsi qu'en témoignent les travaux de FORIR (1906), GRAULICH (1959,1969) et DEMOULIN (1988). Ce réseau de failles est encore susceptible de mouvements actuels comme l'indique la disposition des zones d'intensité macrosismique maximale relevées pour divers tremblements de terre enregistrés dans l'est de la Belgique depuis le début du siècle, et le contrôle de l'activité sismique d'octobre 1989 à avril 1990 (CAMELBEECK, 1990; BLESS et al., 1991).

La couverture crétacée affleure dans la partie nord de la feuille. Elle est subtabulaire (inclinaison très faible vers le NW) et recouverte par une épaisseur variable d'argile à silex plus ou moins consolidée. La couverture tertiaire semble avoir été piégée dans des poches de dissolution des calcaires et de la craie. Les alluvions et dépôts de terrasse sont surtout développés dans les vallées et sur les rives de la Vesdre, de la Hogne et de la Magne. Enfin, les limons couvrent des étendues considérables notamment sur substratum calcaire.

#### 4. Hydrologie.

Le tracé de la Vesdre dans la région suit grossièrement la limite des terrains dévono-calédoniens de la retombée nord de l'Anticlinorium de Stavelot, plus précisément dans une dépression schisto-calcaire et giveto-frasnienne périphérique de l'Ardenne.

Déjà formé au lendemain du retrait des mers oligocènes, le cours de la Vesdre se serait surimposé dans le socle paléozoïque tout en s'adaptant aux différences de résistances locales des roches. L'encaissement le plus facile du cours d'eau se marque par un couloir qui coïncide assez bien avec la bande des schistes et des calcaires giveto-frasniens à structure verticale.

A cette règle, il convient de relever quelques exceptions, la Vesdre effectuant trois "incursions" famenniennes de grande ampleur. Dans la première, après être sortie de l'encaissement du massif calcaire des Croisiers à l'est, elle s'ouvre sur un thalweg élargi qui forme le soubassement du centre de Verviers, tout en s'encaissant au pied des contreforts fameniens depuis Rénoupré et les Dardanelles jusqu'à Lambermont. La seconde incursion, tout comme la troisième, plus à l'ouest, voit la Vesdre traverser et s'encaisser à travers toute la succession des terrains gréseux fameniens de Goffontaine à Nessonvaux puis de Trooz à Prayon. Ces différentes incursions seraient le résultat de la surimposition du cours tertiaire de la rivière dans le socle, guidé par les accidents tectoniques transversaux qui affectaient déjà la couverture.

Par ailleurs, les méandres du cours d'eau sont préférentiellement orientés et étirés selon une direction localement constante, perpendiculaire à la schistosité et à la stratification des roches schisteuses fameniennes et giveto-frasniennes, dont on admet que la résistance à l'érosion est bien plus faible lorsqu'elles sont attaquées perpendiculairement à la schistosité.

## **2. Lithostratigraphie**

### **1. Introduction**

Les formations utilisées ont été définies ou précisées dans divers travaux :

- Dévonien inférieur : GODEFROID et al. (1994);
- Dévonien moyen : BULTYNCK et al. (1991);
- Dévonien supérieur : COEN-AUBERT & LACROIX (1979) et THOREZ & DREESEN (1986);
- Carbonifère : PAPROTH et al. (1983a), PAPROTH et al. (1983b);
- Crétacé : FELDER (1975), ALBERS & FELDER (1979).

- 1) Des regroupements de 2 ou plusieurs formations se justifient lorsque les conditions d’affleurement sont mauvaises ou lorsque les épaisseurs sont insuffisantes.
- 2) Des modifications ont été apportées aux canevas lithostratigraphiques existants avec l’approbation des Commissions nationales de Stratigraphie : de nouveaux termes de rangs différents (groupes, formations, membres) ont été créés et certaines limites, non strictement lithostratigraphiques, ont été redéfinies.

Les particularités locales propres à chaque unité tectonique seront soulignées s’y il a lieu, y compris le parautochtone rencontré dans les grands sondages sous la faille de Theux.

Les noms de lieux cités dans le texte ont été orthographiés selon la carte IGN et non suivant l’usage local.

### **2. Description**

#### **Formation de Marteau (MAR)**

Origine du nom de la formation :

Lieu-dit à l’ouest de Spa.

La formation est essentiellement formée d’une alternance de schistes (siltites) et de grès fins, bordeaux et bigarrés, avec de nombreux niveaux cellulux (aspect donné par la dissolution de nodules carbonatés). Sur la feuille 43/5-6 Limbourg-Eupen, le sommet de la formation présente un faciès de transition qui annonce la Formation du Bois-d’Ausse avec

intercalations de grès grossiers, kaolineux, parfois graveleux, voire conglomératiques. Les grès vert olive ne sont bien développés que dans la région de Pépinster au sommet de la Formation. Ils annoncent le changement latéral de faciès vers la Formation de Fooz du bord nord du Synclinorium de Dinant à large dominante verdâtre.

Sur la feuille, la base de la formation est tronquée par la faille de Theux.

**Epaisseur :** de 50 à 350 m.

**Age :** La formation est datée par palynologie du Lochkovien (voir HANCE et al., 1992).

**Utilisation :** locale (niveaux gréseux, voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- versant à l'est de la route Pépinster - Theux, au lieu-dit Chinhé, après le pont sur le chemin de fer.

Pour en savoir plus :

**FOURMARIER (1958)**

**HANCE et al. (1992)**

**GODEFROID et al. (1994)**

Légende de la carte 1898		Légende générale de la carte 1928		Asselberghs 1946		Hance et al. 1992	
BURNŌTIEN	Bt (pars) Poudingue à la base	EMSIEN-Cb2	Cb2 Poudingue de Burnot	EMSIEN	E3 Burnot	VIC Formation de Vicht	
	Cb3 Grès de Wépion		Cb2a Grès de Wépion		E1-E2 Wépion - Winemme	ACO Formation d'Acoz	
COBLENCIEN -Cb	Cb2 schistes, psammites et grauwackes, grès d'Acoz	SIEGÉNIEN - Cb1	Cb1c Grès d'Acoz	SIEGÉNIEN	S3b Complexe gris du Bois de Fraispoint	SOL F. de Solières	PRAGUIEN
	Cb1 Grès du Bois d'Ausse		Cb1b Grès et grauwacke à <i>Rensselaria</i>		S3a Couches d'Acoz	NON F. de Nonceveux	
			Cb1a Grès du Bois d'Ausse		Cb1a Grès du Bois d'Ausse	S1 Faciès du Bois d'Ausse	
GEDINNEN - G	Gdb schistes bigarrés de Fooz	GEDINNEN	schistes de Saint-Hubert et du Marteau	GEDINNEN	G2 Assise de Fooz	MAR Formation du Marteau	
						LOCHKOVIEU	

fig. 4 : Position lithostratigraphique des Formations du Dévonien inférieur et comparaison avec les interprétations précédentes.

Formation du Bois d'Ausse (BAU)

Origine du nom de la formation :

Lieu-dit Bois d'Ausse, à l'est de Sart-Bernard (bord nord du Synclinorium de Dinant).

La base de la formation est placée à la base de la première barre plurimétrique de grès grisâtres grenus et souvent quartzitiques qui font suite à la série à dominante bordeaux de la Formation de Marteau. Plusieurs niveaux

conglomératiques à cailloux de quartz sont répartis dans la partie inférieure. Les grès grenus kaolineux à galets de schiste (shale) foncé sont particulièrement caractéristiques. Les couches bordeaux ont un faible développement. Certains niveaux renferment des nodules carbonatés. Plusieurs niveaux ont livré une riche macroflore. Étant donné la dominante grés-quartzitique, la formation est aisément cartographiable et repérable dans la topographie.

**Epaisseur :** de 120 à 250 m.

**Age :** La formation est datée par palynologie du Lochkovien supérieur et de la base du Praguien (Hance et al., 1992).

**Utilisation :** locale (pierre à bâtir, voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *talus de la route de Pépinster à Banneux, au lieu-dit Hauts Sarts;*
- *les traces d'anciennes exploitations sont bien visibles sur les versants de la Hogne, au sud de Pépinster.*

Pour en savoir plus :

**HANCE et al. (1992)**

**GODEFROID et al. (1994)**

Formation de Nonceveux (NON)

Origine du nom de la formation :

Nonceveux, dans la vallée de l'Amblève entre Remouchamps et Trois-Pont (bord oriental du Synclorium de Dinant).

La formation n'est présente que dans l'Unité structurale de Goé (voir Tectonique). Elle présente un caractère rythmique prononcé, avec l'empilement d'au moins une dizaine de séquences. L'épaisseur des séquences varie de 1,75 à 14 m. Des quartzites de tonalité claire, en bancs métriques à plurimétriques passent à des grès argileux puis à des schistes (siltites) gris, bordeaux ou beiges.

**Epaisseur :** elle ne peut être estimée qu'à partir d'une coupe géologique (maximum 120 m).

**Age :** Lochkovien supérieur à Praguien sur base de la palynologie.

**Utilisation :** locale (barres de quartzite, voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *la formation n'est bien exposée que dans la tranchée de chemin de fer Pépinster - Spa, de part et d'autre de la borne K1.*

Pour en savoir plus :

**MONSEUR (1959)**

**HANCE et al. (1992)**

**GODEFROID et al. (1994)**

### Formation de Solières (SOL)

Origine du nom de la formation :

hameau de Solières (Ben-Ahin - Huy, bord nord du Synclinorium de Dinant).

La formation n'a été observée que dans l'Unité structurale de Goé (voir Tectonique). Elle est formée de grès quartzitiques et de grès beiges, verdâtres et gris bleu alternant avec des schistes (shales et siltites) de teinte grise dominante. Les niveaux à macrofaunes marines sont bien présents, mais leur découverte nécessite une investigation attentive. Il n'y a pas de caractère rythmique prononcé. Le développement des teintes grises et les niveaux à faune marine différencient la formation de celles qui l'encadrent.

**Epaisseur :** elle ne peut être estimée qu'à partir d'une coupe géologique (maximum 200 m).

**Age :** Lochkovien supérieur à Praguien sur base de la palynologie.

**Utilisation :** locale.

### Affleurements représentatifs :

- *versant droit de la Hogne à l'est de la station de Pépinster : affleurements situés dans les talus d'un chemin serpentant depuis le chemin du Bois-Robert jusqu'au bas du versant;*
- *lieu-dit Chant des Oiseaux : plusieurs affleurements sur le versant droit du ruisseau de Fréri.*

Pour en savoir plus :

**HANCE et al. (1992)**

**GODEFROID et al. (1994)**

### Formation d'Acoz (ACO);

Origine du nom de la formation :

versants de la vallée de la Bième à Acoz (Gerpinnes, bord nord du Synclinorium de Dinant).

La formation est à large dominante de schistes (shales, siltites) bordeaux qui incorporent des barres métriques plus gréseuses, voire quartzitiques et souvent de teinte claire.

Remarque : les grès et siltites bordeaux avec bancs de grès blancs qui constituent le sommet de l'Éodévien à Prayon (carr. de la Rochette) sont attribués à la Formation d'Acoz, avec

réserves. Le faciès ne correspond ni à la Formation de Burnot, ni à celle de Wépion et la datation palynologique doit être précisée (voir HANCE et al., 1992, fig.7).

**Epaisseur :** dans le Massif de la Vesdre, elle est extrêmement variable suivant le niveau d'érosion atteint avant le dépôt du Conglomérat de Vicht. A Pépinster, elle est de l'ordre de 50 m.

**Age :** La formation est datée par palynologie du Praguien (Hance et al., 1992).

**Utilisation :** locale (barres de quartzites, voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *affleurements le long du chemin qui serpente depuis la station de Pépinster jusqu'à la Cité en haut du versant.*

Pour en savoir plus :

**HANCE et al. (1992)**

**GODEFROID et al. (1994)**

Formation de Vicht (VIC)

Origine du nom de la formation :

vallée de la Vicht, dans la localité du même nom (Allemagne, SE de Stolberg).

Le Conglomérat de Vicht marque le retour de la sédimentation du Dévonien moyen après une lacune qui, selon les endroits, englobe le sommet du Praguien, l'Emsien et la partie inférieure de l'Eifelien. Il s'agit d'un conglomérat à éléments ovaïres à pugilaires de quartz et de quartzite et qui incorpore localement des bancs lenticulaires de grès. Les variations latérales de faciès de cette formation ont été étudiées par KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969 pp. 342-344). Le Conglomérat de Vicht constitue un excellent repère cartographique dont le tracé est parfois bien visible dans la topographie lorsque les couches sont en dressants.

**Epaisseur :** de quelques mètres à 21 m.

**Age :** La formation, fortement diachronique, est datée par palynologie de l'Eifelien supérieur à Eupen et du Givetien inférieur à Heusy (Hance et al., 1989, 1992).

**Utilisation :** locale.

Affleurements représentatifs :

- *Pépinster : le conglomérat forme un dressant remarquable, visible sur les 2 rives de la Hogne et connu sous le nom de "Mur de Diable". Les observations sont plus faciles sur la rive est, à l'extrémité du sentier qui serpente depuis la gare de Pépinster jusqu'à la cité en haut du versant (fig. 5).*



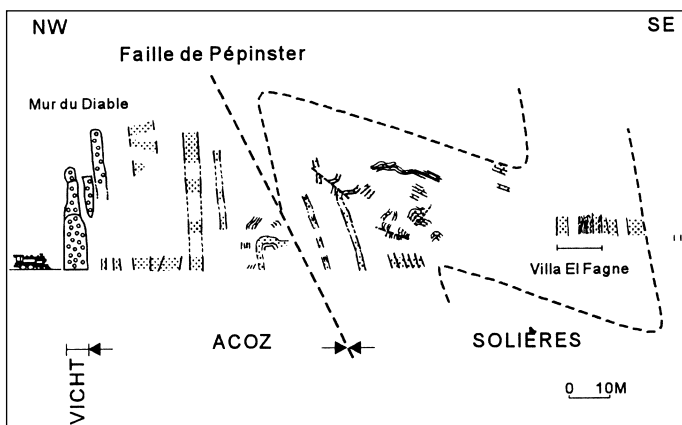


fig. 5 : Croquis schématique du contexte géologique du "Mur du Diable" à Pépinster.

Pour en savoir plus :

**KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)**

**BULTYNCK et al. (1991)**

**HANCE et al. (1996)**

Formation de Pépinster (PER)

**Stratotype :**

localité de Pépinster, affleurements répartis sur les deux rives de la Hogne.

Cette formation englobe la série terrigène encadrée par le Conglomérat de Vicht à la base et les calcaires de la Formation de Névremont au sommet. Elle est particulièrement bien exposée dans la localité type où elle a une épaisseur de 95 à 97 m environ, qui se répartissent comme suit, de bas en haut :

- 1,5 m de schistes (siltites) verts, bigarrés au sommet;
- 10 à 12 m de schistes (siltites) rouges à nodules de carbonates et de barite, avec localement des grès fins très argileux, grisâtres à rouges;
- **Membre d'Heusy** : 24 m de grès verts à débris de plantes qui incorporent 3 niveaux conglomératiques dans les 7,5 m de la base; le niveau supérieur est carbonaté et fossilifère (rhyntonelles, tentaculites...);
- 60 m environ de schistes (shales et siltites) et de grès fins, de teinte rougeâtre dominante. Dans la partie supérieure, on note l'installation progressive de faciès carbonatés fossilifères qui annoncent le passage à la Formation de Névremont sus-jacente. *Strincocephalus burtini* est présent au sommet.

A l'ouest de Fraipont, on note le développement progressif, dans la partie supérieure de la formation, d'une barre de quartzites blancs, conglomératiques. Dans les vallées du ruis-

seau de Targnon et du Ry de Mosbeux, cette barre atteint une épaisseur d'une dizaine de mètres. Les grès conglomératiques de Pépinster, qui affleurent dans la coupe du promontoire sous la tour des Mazures sur une épaisseur de 3,65 m (COEN-AUBERT, 1969) pourraient en être l'équivalent latéral. Dans la coupe de la gare de Pépinster, il ne reste qu'un niveau d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, visible une dizaine de mètres sous les calcaires de la Formation de Névremont. Il a été choisi par FORIR (1898) comme base de l'étage givetien du fait de la présence de *Stringocephalus burtini* et d'*Hexagonaria quadrigemina*.

**Epaisseur :** 95 à 97 m à Pépinster.

**Age :** Eifelien supérieur - Givetien. A Heusy, l'âge est Givetien indiquant donc un important diachronisme latéral.

**Utilisation :** locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *Pépinster : tranchée de chemin de fer de la ligne Pépinster - Spa, au nord de la station de Pépinster;*
- *Pépinster : versant ouest de la Hogne, au lieu dit Mousset;*
- *le talus nord de la route Liège-Verviers, au lieu-dit Louhau (grand virage à l'ouest de Pépinster) montre le sommet de la formation;*
- *Heusy : la tranchée de l'autoroute Verviers-Prüm a été illustrée par Hance et al. (1989).*

Pour en savoir plus :

**LIÉGEOIS (1953)**

**COEN-AUBERT (1969)**

**COEN-AUBERT (1974)**

**HANCE et al. (1989)**

**BULTYNCK et al. (1991)**

**HANCE et al. (1996)**

La description et la distinction des cinq formations suivantes (Névremont, Roux, Presles, Lustin, Aisemont) sur la feuille sont l'oeuvre de COEN-AUBERT (1974), sous d'autres appellations, leurs noms ayant été introduits par après.

Il est cependant nécessaire de rappeler que les premières tentatives de canevas lithostratigraphique pour les couches assignées à ces formations sont l'oeuvre de FOURMARIER (1954a) et de DUBRUL (1954).

Dans l'angle SE de la feuille affleurent des couches frasniennes dans la partie septentrionale de la Fenêtre de Theux. GRAULICH (1979) a publié une colonne lithostratigraphique complète des couches rencontrées lors des travaux du Viaduc de Polleur (feuille 49/4 Spa). Les Formations de Pépinster, de Roux, de Névremont, de Presles, de Lustin, d'Aisemont, de

Lambermont et de Hodimont y ont été recoupées. Sur la feuille, seules les Formations de Lustin et d'Aisemont affleurent.

Parmi des grands sondages, seul le sondage de Soumagne a traversé des couches frasnienne dans le parautochtone. Les 3,5 m de calcaire gréseux à stromatopores massifs surmontant les couches du Dévonien inférieur sont attribués à la Formation de Lustin.

### Formation de Névremont (NEV)

Origine du nom de la formation :

hameau de Névremont à l'W d'Aisemont dans la commune de Fosses-la-Ville (Prov. de Namur).

Cette formation carbonatée s'individualise pour la première fois dans la vallée du Ry de Mosbeux, au sud de Trooz. Elle est formée, à la base, de quelques mètres de calcaires fins, laminaires, puis de dolomies finement ou grossièrement recristallisées, à rares bioclastes (crinoïdes) et quelques bancs plus gréseux. Cet ensemble, épais d'une vingtaine de mètres, surmonte une alternance de grès plus ou moins graveleux et de schistes rouges de la Formation de Pépinster. A l'ouest, dans la carrière de Prayon (rive nord de la Vesdre), il n'existe que 4 m de schistes et calcaires entre des grès blancs du sommet de la formation de Pépinster et les calcaires de la Formation de Lustin. Aucun affleurement significatif ne permet d'illustrer cette quasi disparition de la Formation entre ces deux observations distantes de 2,8 km. Elle semble déjà ne plus exister au lieu-dit Les Croisettes, 800 m à l'ouest du Ry de Mosbeux.

Dans la région de Nessonvaux, la formation peut être subdivisée en deux unités caractéristiques :

- une unité inférieure, épaisse de  $\pm 20$  m, formée de calcaire gris clair, généralement fin, à fenestreae, souvent laminaire et parfois bréchiq. La dolomitisation affecte l'ensemble à des degrés divers. Des *Stringocephalus burtini*, des coraux (*Hexagonaria*) et des tabulés sont localement présents;
- une unité supérieure, épaisse de 20 à 30 m, formée de calcaire mal stratifié à massif et riche en organismes récifaux, stromatopores massifs et branchus, coraux divers (rugueux, *Hexagonaria*) et tabulés (*Alveolites*, *Thamnopora*, *Caliapora*, *Scoliopora*). C'est la phase récifale de la formation qui peut être localement envahie par la dolomitisation. Les *Stringocephalus burtini* peuvent être abondants. Des niveaux légèrement gréseux ou argileux sont toujours présents.

Ces deux unités peuvent s'observer jusqu'à l'extrémité orientale de la feuille, dans la région de Stembert-Renoupré.

Dans la région d'Andoumont, au sud de la feuille, seuls quelques petits pointements dispersés fournissent des témoins de ces 2 unités.

- Epaisseur :** environ 40 à 50 m lorsqu'elle existe.
- Age :** Givetien sur base de la macrofaune.
- Utilisation :** pierre de taille (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *le versant est du Ruisseau de Mosbeux (Ry de Mosbeux) offre une coupe continue des Formations de Névremont, Roux et de la partie basale de la Formation de Lustin à ± 1 km au sud du carrefour avec la route Liège-Verviers;*
- *les talus nord de la route Liège-Verviers montrent de nombreux pointements au nord de Pépinster depuis le grand virage de Louhau jusqu'à l'entrée de Verviers (ancienne carrière du Purgatoire);*
- *la grande coupe du promontoire sous la tour des Mazures est difficile d'accès mais elle montre toute la formation. Une ancienne carrière située au sud de la tour, sur le promontoire, permet d'en observer la partie inférieure.*

Pour en savoir plus :

**D'HEUR (1970)**

**COEN-AUBERT (1974)**

**COEN-AUBERT et al. (1985)**

**DEJONGHE (1987)**

Formation du Roux (ROU)

Origine du nom de la formation :

Village du Roux dans la commune de Fosses-la-Ville (Prov. de Namur).

Tout comme la formation précédente, la Formation du Roux s'individualise pour la première fois dans le Ry de Mosbeux. Elle est absente à Prayon, à moins qu'elle ne soit confondue avec celle de Névremont dans l'intervalle schisto-calcaire signalé. Elle montre déjà toutes les unités qui la caractériseront sur toute l'étendue de la feuille, hormis les épaisseurs qui s'accroissent d'ouest en est :

- à la base, un épisode terrigène formé de grès micacé, plus ou moins carbonaté, avec des débris de végétaux. Cette unité, épaisse de 4 à 5 m sur toute l'étendue de la formation, passe latéralement à des schistes (shales) carbonatés entre Pépinster et Ensival (Verviers);
- une unité calcaire, formée dans le Ry de Mosbeux de calcaires fins et clairs, bréchoïdes (ép. 3,3 m). Cette unité s'enrichit progressivement en organismes constructeurs (stromatopores, coraux, tabulés) et passe latéralement dans la région de Renoupré, à l'est sur la feuille 43/7-8 Limbourg-Eupen, à un niveau de calcaire construit (stromatopores massifs, rugueux massifs et solitaires, tabulés accompagnés de nombreux Stringocéphales), épais de ± 8 m;

- une unité essentiellement dolomitique, formée de dolomie finement à grossièrement recristallisée, grisâtre s'altérant en jaunâtre, et de calcaire dolomitisé, interrompue près de la base par deux niveaux de calcaire dolomitisé partiellement construits par des stromatopores massifs ( $\pm 4$  m). L'épaisseur de cette unité varie de  $\pm 9$  m dans le Ry de Mosbeux à  $\pm 30$  m dans la région de Renoupré (20 m à Pépinster).

Dans la région d'Andoumont, au sud de la feuille, quelques pointements épars de dolomie, situés entre les calcaires à stringocéphales au nord et les calcaires biostromaux de la Formation de Lustin, au sud, témoignent de la présence de la formation.

**Epaisseur :** D'ouest en est, l'épaisseur passe d'environ 17 m à 45 m (lorsqu'elle existe).

**Age :** Givetien supérieur sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).

**Utilisation :** locale (voir Ressources minérales et fossiles).

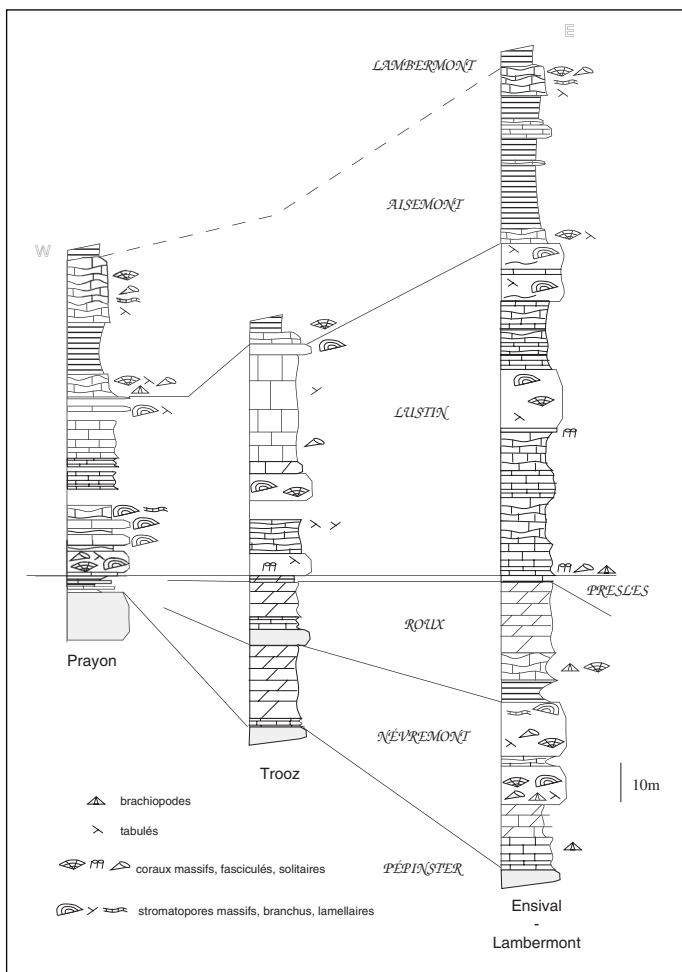


fig. 6 : Variations d' W en E des Formations de Névremont, Roux, Presles, Lustin et Aisemont.

### Affleurements représentatifs :

- *mêmes coupes que pour la formation précédente;*
- *la plus méridionale des 2 anciennes carrières situées sur le versant est du ruisseau de Targnon, à ± 300 m au sud de l'embranchement avec la route Liège-Verviers, montre le contact avec la Formation de Lustin.*

### Pour en savoir plus :

**D'HEUR (1970)**

**COEN-AUBERT (1974)**

**COEN-AUBERT et al. (1985)**

**DEJONGHE (1987)**

### Formations de Presles

Origine du nom de la formation :

Presles entre Namur et Charleroi.

Cette formation a été introduite pour désigner l'ensemble peu épais qui sépare les épisodes carbonatés du sommet du Givetien de ceux du Frasnien. C'est une unité relativement argileuse caractérisée par un développement important des calcaires argileux et de dolomies, souvent imprégnés d'hématite oolithique.

A l'ouest de la feuille, dans le Ry de Mosbeux, elle est formée de calcaire dolomitisé ou argileux, à brachiopodes et rugueux, ferrugineux avec des ooïdes brisés. A partir de Goffontaine, et surtout Pépinster, s'intercalent, à la base, de minces niveaux de schiste (shale) à hématite oolithique (0,20 à 0,30 m) surmontés de niveaux pluricentimétriques de schiste (shale), de calcaire dolomitisé et de calcaire argileux fort crinoïdique.

Cette formation est cartographiée avec la Formation de Lustin sus-jacente, du fait de sa trop faible épaisseur.

**Epaisseur :** 2 m.

**Age :** Frasnien basal sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).

### Affleurements représentatifs :

- *la formation n'est plus visible aujourd'hui hormis dans des propriétés privées (ancienne carrière des Golettes) ou des coupes d'accès difficiles (Mazures).*

### Pour en savoir plus :

**D'HEUR (1970)**

**COEN-AUBERT (1974)**

**COEN-AUBERT et al. (1985)**

**DEJONGHE (1987)**

## Formation de Lustin (LUS)

Origine du nom de la formation :

Lustin dans la vallée de la Meuse, au sud de Namur.

La Formation de Lustin possède des caractères lithologiques et fossilifères similaires à ceux de la partie supérieure de la Formation de Névremont (termes récifaux, calcaires laminaires, subnoduleux ou bréchoïdes) ce qui, en l'absence de coupes continues, peut amener l'observateur à confondre ces deux unités. Elle a été subdivisée en plusieurs unités faciétales par COEN-AUBERT (1974).

Elle débute sur l'ensemble de la feuille par un niveau mal stratifié voire massif constitué de calcaire organoclastique riche en rugueux (*Disphyllum goldfussi*), rugueux solitaires (*Macgeaa*), tabulés (*Thamnopora*, *Alveolites*) et quelques stromatopores lamellaires et branchus. Cette unité est surmontée d'alternances de termes biostromaux (stromatopores massifs, rugueux solitaires et massifs dont *Hexagonaria*, tabulés) et de termes de calcaire fin, gris foncé, souvent subnoduleux et argileux, à faune plus clairesmée.

La partie supérieure est formée de calcaires fins gris clair, en bancs moyens à épais (0,20 à 0,50 m) souvent laminaires (laminations algaires), avec des fenestreae, des niveaux bréchoïdes avec quelques bancs à stromatopores massifs et *Hexagonaria*. Le nombre de ces bancs augmente de l'ouest vers l'est où l'on peut observer dans la région des Surdents, à l'est sur la feuille 43/5-6 Limbourg-Eupen, une alternance sur 45 à 50 m d'épaisseur de bancs à stromatopores massifs (avec *Hexagonaria* et tabulés) et de calcaires fins et clairs, laminaires et bréchiqes.

L'ensemble est chapeauté par une unité biostromale à stromatopores massifs, nombreux et volumineux à la base, plus petits et plus rares au sommet, lui conférant un aspect noduleux typique.

Dans la région d'Andoumont, au sud de la feuille, et dans la Fenêtre de Theux, quelques pointements de calcaires biostromaux ou des blocs tirés des fondations des maisons témoignent de la présence de la formation. Dans la Fenêtre, les sondages du viaduc de Polleur (NE de la feuille 49/4 Louveigné) ont montré que la formation est formée de 12,3 m de dolomies grises ou ocres surmontées de 30 m de calcaires fins, gris clair à violacés, souvent laminaires, à coraux et stromatopores et de calcaires fins, noirs, et noduleux.

- Epaisseur :** de ± 45 à 50 m à l'ouest (Prayon) à 80 m à l'est (région des Surdents).
- Age :** Frasnien sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).
- Utilisation :** pierre de taille (voir Ressources minérales et fossiles).

### Affleurements représentatifs :

- l'ancienne carrière située à Prayon, sur le versant ouest de la route Prayon-Fléron au-dessus d'anciennes usines est exceptionnelle pour analyser les unités biostromales de la formation;
- coupe du Ry de Mosbeux;
- ancienne carrière du Targnon;
- mur d'escalade le long de La Vesdre en contrebas de la gare de Goffontaine;
- coupe sous la tour des Mazures;
- ancienne carrière Taminon (ou Jaminon) à Pépinster, actuellement école d'escalade;

### Pour en savoir plus :

**COEN-AUBERT (1974)**

**COEN-AUBERT et al. (1985)**

**CNUUDE et al. (1986)**

**DEJONGHE (1987)**

### Formation d'Aisemont (AIS)

Origine du nom de la formation :

village d'Aisemont dans la commune de Fosses-la-Ville.

Cette formation comporte 2 niveaux calcaires, biostromaux (respectivement appelés 1er et 2e biostrome par COEN-AUBERT, 1974) qui encadrent une unité schisteuse plus ou moins carbonatée. Ces biostromes sont caractérisés par l'apparition et la succession des rugueux massifs des genres *Frechastraea* et *Phillipsastrea*, précisée par COEN et al. (1976).

1. La formation débute à la base du 1er biostrome. Il s'agit d'un niveau de calcaires organoclastiques, subnoduleux surmontant immédiatement les bancs à stromatopores et *Hexagonaria* du sommet de la Formation de Lustin. Il est reconnaissable par la présence d'une semelle montrant de nombreux *Frechastraea* rubanés. Les débris fossilifères abondants, peu remaniés, se composent de tabulés, de coraux branchus et solitaires et de brachiopodes. L'épaisseur globale de l'unité est variable sur la feuille (6 m à Prayon, 2 m dans le Ry de Mosbeux, 3 m à Pépinster, 6 m à Renoupré-Bellevaux).
2. Cette unité est surmontée par un intervalle argileux puis argilo-carbonaté s'épaississant rapidement d'ouest en est (< à 20 m à Prayon, ± 35 m à Pépinster, 67 m à Renoupré-Bellevaux). Il s'agit de schistes plus ou moins carbonatés avec de nombreux brachiopodes, surtout à la base, avec des passées carbonatées (nodules carbonatés, bancs de calcaires subnoduleux). Ces dernières acquièrent un plus grand développement dans la région d'Ensival-Lambermont, avec quelques niveaux épais (de 1 à 10 m) de calcaire fin, argi-



leux, noir, de calcaire subnoduleux gris et de calcschistes (shales carbonatés) avec des brachiopodes situés au sommet de l'unité (entre 6 et 10 m sous le 2e biostrome).

3. Le 2e biostrome est formé d'une masse de calcaire organoclastique subnoduleux, gris clair, riche en organismes généralement remaniés (*Frechastraea*, *Phillipsastrea*, rugueux solitaires, tabulés, localement stromatopores lamellaires et brachiopodes). Son épaisseur varie de 17 m à l'ouest (Prayon) à  $\pm 7$  m à l'est (Renoupré-Bellevaux). Cette unité constitue un bon repère cartographique. Elle présente localement, dans la région comprise entre Pépinster et Ensival-Lambermont, une composition plus complexe sous forme d'une masse carbonatée qui peut atteindre 25 m d'épaisseur, subdivisée par 1 ou 2 intervalles schisteux irréguliers. Les lentilles carbonatées supérieures ont une extension latérale limitée et ne sont pas continues.

Dans la Fenêtre de Theux, les sondages du viaduc de Polleur montrent les 1er et 2e biostromes (1,65 et 6,65 m), séparés par 17,1 m de schistes gris avec des niveaux de calcschistes et de calcaires fins, noirs, avec des brachiopodes. Aucun affleurement n'a été reconnu sur la feuille.

La composition de la formation dans le sondage de Soumagne a été détaillée par COEN-AUBERT (1974).

**Epaisseur :** de 25 à 100 m.

**Age :** Frasnien supérieur sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).

#### Affleurements représentatifs :

- *le versant ouest de la route Prayon-Fléron au nord de l'ancienne carrière signalée pour la Formation de Lustin montre de nombreux pointements du 2e biostrome;*
- *le talus de la route Liège-Verviers au nord de la gare de Goffontaine montre les schistes à brachiopodes suivis vers l'ouest de pointements du 2e biostrome;*
- *la plus septentrionale des carrières du Targnon montre ce 2e biostrome dans un environnement tectonique complexe;*
- *talus nord de la rue des Combattants à Hodimont, à l'est du passage sous l'autoroute;*
- *l'échangeur d'accès de l'autoroute à Lambermont (talus ouest et sous l'autoroute) montre un coeur anticlinal formé du 2e biostrome.*

-Pour en savoir plus :

**COEN-AUBERT (1974)**

**DEJONGHE (1987)**

Une importante phase schisteuse assez uniforme surmonte le dernier épisode récifal de la Formation d'Aisemont. Elle a été divisée en deux unités sur une base biostratigraphique : un

ensemble inférieur, frasnien, nommé “Schistes supérieurs” (COEN-AUBERT, 1982) ou “Schistes de Matagne” (DREESSEN, 1988) et un ensemble supérieur, famennien, nommé “Schistes de la Famenne” dans les différents travaux de DREESSEN (voir références par après). Hormis sur les niveaux d’hématite, aucune étude lithostratigraphique régionale et détaillée n’a été présentée sur ce dernier ensemble.

Sur le terrain néanmoins, il n’est possible de distinguer facilement que deux ensembles aux caractéristiques propres.

- Une partie inférieure constituée de schistes (shales) à nodules calcaires et bancs minces de calcaire argileux avec de nombreux brachiopodes. L’élément le plus typique de cette unité est cependant un niveau biostromal, rougeâtre, à *Frechastraea* et *Phillipsastrea*, nommé par COEN-AUBERT (1982) “3e biostrome à *Phillipsastrea*”;
- Une partie supérieure caractérisée par la présence de plusieurs niveaux d’hématite oolithique au sein de sédiments schisteux (shales et siltites).

Dans les limites de la feuille, les Formations de Matagne, de Senzeilles et de Mariembourg ne sont pas reconnaissables. Le concept de Formation de Barvaux pourrait être utilisé pour l’unité inférieure mais elle présente des caractères propres (présence d’un biostrome). Les critères macroscopiques de discrimination retenus par les divers auteurs pour établir une distinction entre les schistes du Frasnien et du Famennien sont variables et souvent locaux (couleur, composition, granulométrie,...). En pratique, ces critères peuvent exister mais leur évolution est graduelle, sans que l’on puisse placer une limite précise. Deux nouvelles formations cartographiables, Lambermont et Hodimont, ont été créées sur base des deux ensembles signalés.

### Formation de Lambermont (LAM)

#### **Stratotype :**

Localité de Lambermont où est située la coupe type (talus ouest de la bretelle d’accès à l’autoroute, sortie n° 4, Lambermont).

La base de la Formation de Lambermont est constituée par le sommet du 2e biostrome de la Formation d’Aisemont. Elle se termine sous le premier niveau d’hématite oolithique.

Dans la coupe-type, la formation est exposée sur le flanc nord d’un anticlinal faillé dont le coeur est occupé par la partie supérieure du 2e niveau à *Phillipsastrea* (sommet de la F. d’Aisemont). Cette coupe est utilement complétée par les nombreux petits forages réalisés lors de la construction de l’autoroute Verviers-Prüm et pour le projet de canalisation de la Vesdre à Verviers. Ils ont recoupé l’entièreté de la formation (descriptions inédites de J. M. Graulich).

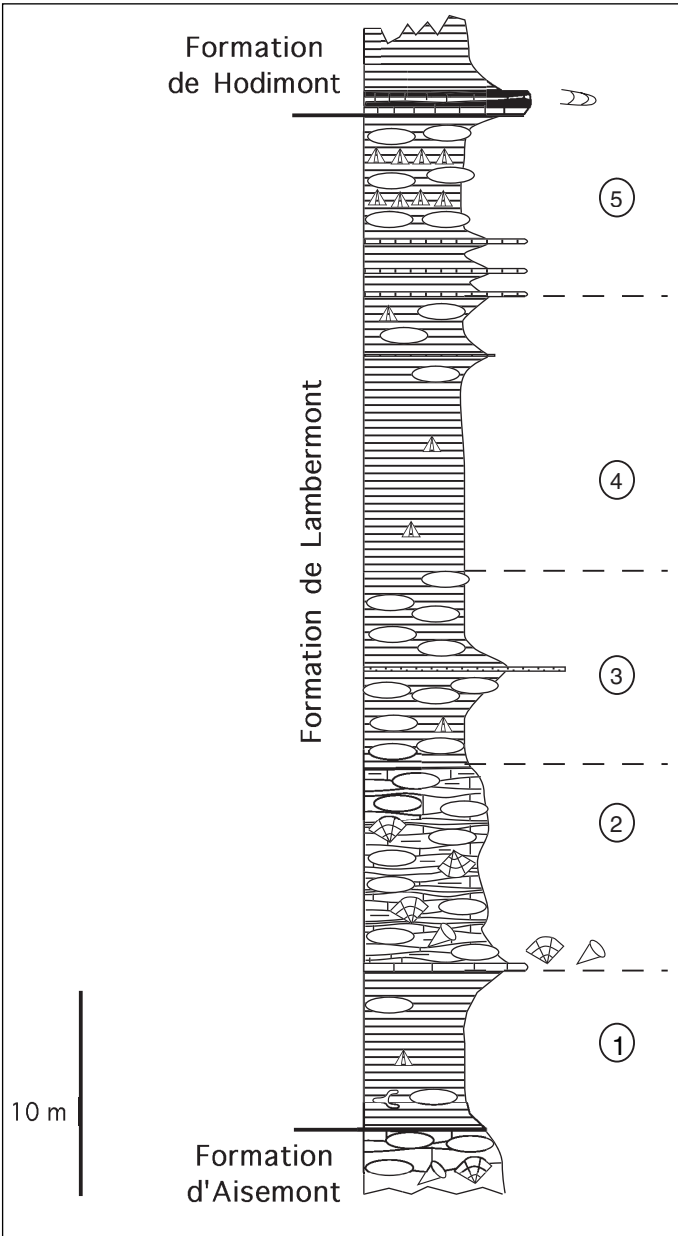


fig. 7 : La Formation de Lambermont à Lambermont

De bas en haut :

1. 8 m de shales verts et gris à rares nodules calcaires, brachiopodes et fenestelles (de 3 à 12 m dans les sondages);
2. 10 m de calcaires argileux, noduleux et de shales noduleux, rouges et verts, à bioclastes de *Frechastraea*, avec à la base, un banc biostromal à *Frechastraea* et *Phillipsastrea* (0,10 à 0,50 m) correspondant au 3e biostrome à *Phillipsastrea* (de 7,35 à 11,25 m dans les sondages);
3. 9,8 m d'alternances de shales et de calcaires noduleux verts, avec, à 4,6 m de la base, un mince lit de grès fin, micacé;

4. 13,7 m de shales gris à lingules et nodules calcaires dans la partie supérieure;
5.  $\pm$  9 m de shales verts, violacés et gris, avec, à la base, de minces lits de calcaires gris contenant de nombreux brachiopodes et, au sommet, de nombreux nodules calcaires et lits plus ou moins continus d'accumulations de brachiopodes. Ces shales sont couronnés par le premier niveau d'hématite oolithique.

L'épaisseurs des 3 derniers niveaux varie de 29 à 33 m dans les sondages.

L'élément le plus caractéristique de la formation est le 3e niveau à *Phillipsastrea* et les calcaires noduleux rouges et verts qui le surmontent. Cet ensemble rougeâtre, plus ou moins épais, est connu sur toute l'étendue de la feuille. Il est le mieux individualisé entre Pépinster et Les Surdents. Il est aussi rencontré dans la Fenêtre de Theux (ép. 12,60 m, situé 5,0 m au-dessus du 2e biostrome dans les sondages du Viaduc de Polleur) et le parautochtone du sondage de Soumagne.

L'intervalle schisteux séparant les 2 biostromes s'épaissit latéralement d'ouest en est. Il a une composition variable comme l'avait déjà souligné DUBRUL (1954 : «faciès de Chaudfontaine, Verviers et Eupen»). On y trouve des shales noduleux à nombreux grands brachiopodes, des shales à lits plus ou moins continus de calcaire, des shales ou siltites finement micacés à lits de nodules calcaires à brachiopodes ou des shales noirs à lingules avec tous les intermédiaires possibles.

La limite supérieure, constituée par le 1er niveau d'hématite oolithique est connue depuis Chaudfontaine jusqu'aux environs de Membach (niveau I de Dreesen, 1982, fig. 3) ainsi que dans la Fenêtre de Theux (DUSAR & DREESEN, 1976; GRAULICH, 1979).

- Epaisseur :** de 50 m à l'ouest de la feuille à 100 m à l'est.
- Age :** La transition entre le Frasnien et le Famennien est fixée dans l'intervalle compris entre ce "3e biostrome", frasnien, et le premier niveau d'hématite oolithique, famennien, sur base de conodontes (COEN-AUBERT, 1974; DREESEN, 1982). Dans la coupe type, MOURAVIEFF (inédit) a récolté les premiers conodontes famenniens dans un niveau carbonaté à une dizaine de mètres sous le sommet de la formation.
- Utilisation :** locale (murs, empièchement, etc...). Selon J. M. GRAULICH (inédit), il est très probable que les marbres colorés de Verviers exploités vis à vis du "Casino" et en "Crotte" (DUMONT et DAVREUX dans GROESSENS (1981) proviennent de la semelle calcaire du 3e niveau à *Phillipsastrea*.

### Affleurements représentatifs :

- coupe-type;
- rue de la Grappe à Dison, sous la Mission Protestante (3e biostrome);
- versant ouest du méandre de la Vesdre au nord de Francomont (multiples pointements);
- Drolenval, rive de la branche ouest du méandre de la Vesdre, au lieu-dit "Les Douwis (accès privé);
- talus nord de la rue des Combattants à Hodimont, à l'est de son passage sous l'autoroute;
- talus le long de la voie n°1 de la gare de Verviers;
- sentier public sur le versant boisé au pied de la Cité de l'Espoir à Renoupré.

### Pour en savoir plus :

**COEN-AUBERT (1974)**

**VANGUESTAINE et al. (1983)**

**DREESEN (1982)**

### Formation de Hodimont (HOD)

#### **Stratotype :**

Localité de Hodimont dans l'agglomération verviétoise où existent de nombreuses coupes représentatives. La coupe de référence est située sur le talus ouest de la rue de la Grappe à Dison (versant rocheux).

Cette unité est formée, à la base, d'environ 34 m de schistes (siltites) micacés, gris verdâtre, en bancs décimétriques à pluridécimétriques, avec localement, de nombreux nodules calcaires décimétriques à brachiopodes et goniatites et plusieurs niveaux d'hématite oolithique. Il s'agit de bancs souvent lenticulaires de calcaires gréseux, bigarrés, à crinoïdes, brachiopodes et céphalopodes avec des ooïdes ferrugineuses. Ils ne présentent pas tous une continuité latérale et leur épaisseur peut varier de l'ordre du décimètre au mètre. La première étude détaillée qui leur a été consacrée est l'oeuvre de MACAR & CALEMBERT (1938) qui en décrivent un certain nombre sur la feuille et les situent stratigraphiquement. Leur étude a été reprise par DREESEN (1982) qui les a analysés sédimentologiquement et biostratigraphiquement. L'étude sédimentologique détaillée montre que ce sont des niveaux de condensation paléontologique caractérisés par la présence de surfaces de ravinement, d'ooïdes, de pisolithes, d'oncoïdes et d'encroûtements algaires, ferrugineux et allochtones. DREESEN les a regroupés en quatre niveaux distincts nommés I, II et III, subdivisé en IIIa et IIIb, sur une base biostratigraphique. Ils forment de remarquables niveaux repères, chronostratigraphiques, dans l'ensemble du Massif de la Vesdre et, pour certains d'entre eux, dans les Synclinoriums de Dinant et de Namur.

- Le premier d'entre eux (I) est le plus caractéristique par la taille moyenne de ses ooïdes (pisolithiques) et son épaisseur relativement constante (de l'ordre du mètre). La présence de brachiopodes et d'Orthoceratidae est à signaler;
- Le deuxième niveau (II) regroupe en réalité un certain nombre d'occurrences d'hématite oolithique, interstratifiées dans des calcaires gréseux, subnoduleux, gris bleuté, à brachiopodes et céphalopodes (Orthoceratidae et Cheiloceratidae), situés dans la même biozone de conodontes;
- Le troisième niveau comprend deux occurrences notées IIIa et IIIb dont la première, d'épaisseur métrique, est la plus notable. Elle est caractérisée par la présence de rhynchonelles et d'abondants céphalopodes (Cheiloceratidae).

Dans la Fenêtre de Theux, le contenu micropaléontologique (conodontes) des niveaux d'hématite a été décrit par DUSAR & DREESEN (1976). Ils y ont reconnu les niveaux I et II (DREESEN, 1982). Un très beau niveau à goniatites (III ?) a été repéré le long de la route Polleur-Jehanster, à proximité de La Havée.

DREESEN (1982, 1984, 1989) fixe le niveau IIIa comme base de la Formation d'Esneux, sur un critère biostratigraphique. Or, lithostratigraphiquement, le faciès schisteux se maintient au-dessus de ce banc marqueur sur une épaisseur variable suivant les endroits, avant d'atteindre le faciès "psammite stratoïde" typique. Il s'agit de schistes (siltites) micacés, en bancs épais soulignés ponctuellement par de minces horizons de nodules calcaires fossilifères, lumachelliques. Dans le contexte de plissement intense, ils montrent une schistosité bien marquée. Le nombre et l'épaisseur des lamines gréseuses tendent à s'accroître progressivement vers le sommet de cet ensemble.

**Epaisseur :** de 50 à 110 m.

- Age :**
- Le niveau I représente une condensation de la partie supérieure et de la partie inférieure des 2 premières biozones à conodontes du Famennien (*Palmatolepis triangularis* et *crepida*);
  - Le niveau IIIa représente une condensation de la dernière biozone du Famennien inférieur et de la première du Famennien supérieur;
  - Le niveau IIIb représente une condensation de la partie supérieure et de la partie inférieure des 2 premières biozones du Famennien supérieur.

La présence de la goniatite *Cheiloceras* dans ces 2 derniers niveaux en font un important niveau marqueur pour les corrélations internationales (DREESEN, 1989).

### Affleurements représentatifs:

- coupe-type;
- coupe-type de la Formation de Lambermont, au nord;
- Verviers, berge de la rive droite de la Vesdre en contrebas de la rue des Récollets (Renoupré);
- Verviers, aire de l'ancien "bassin de natation" devenu un terrain de motocross (quartier des Gris Chevrès);
- Basse-Fraipont, début du sentier pédestre du Thier de Hansé (El Chin'hotte);
- Lambermont, vallon du ruisseau de Fierain au pied du lotissement de Wazai.

### Pour en savoir plus :

**MACAR & CALEMBERT (1938)**

**DREESEN (1982)**

**DREESEN (1989)**

### Formation d'Esneux (ESN)

Origine du nom de la formation :

Village d'Esneux, dans la vallée de l'Ourthe.

Cette formation correspond aux "psammites stratoïdes" de la littérature. C'est une succession rythmique en bancs d'épaisseur relativement constante (pluricentimétriques à décimétriques, localement pluridécimétriques) de grès fins plus ou moins argileux, peu micacés, de couleur généralement gris olive, séparés par des joints argileux minces. Cette lithologie est le siège de plis serrés (plis en chevrons) affectés des stries de glissement banc sur banc. L'épaisseur de cette formation est de ce fait malaisée à évaluer.

Dans la région de Trooz existe un faciès particulier au sommet de la formation, constitué de bancs de grès quartzitiques, pluridécimétriques, avec un horizon de petits pseudonodules.

**Epaisseur :** de 25 m à l'ouest à 150 m maximum à l'est en considérant l'enveloppe du plissement.

**Age :** Cette formation peut être placée dans le Famennien supérieur sur base de la datation des formations qui l'encadrent.

### Affleurements représentatifs :

*Cet ensemble géologique homogène, résistant bien à l'érosion, marque d'une empreinte particulière les rives des cours d'eau par de longs et imposants développements rocheux de couleur brun rouge foncé à noire :*

- falaises escarpées sur la rive droite de la Vesdre, dominant de manière continue les villages de Trooz et de Prayon;

- *promontoires rocheux sur les deux versants de la route de Prayon à Fléron;*
- *escarpement rocheux le long de la rue du ruisseau à Nessonvaux ;*
- *talus sud puis ouest de la route Liège-Verviers dans le grand virage à l'est de Trooz sous le Château des Roches (faciès particulier);*
- *falaise le long de la route Liège-Verviers, à l'extrémité orientale du Bois de Longtra (magnifique anticlinal);*
- *extrémité nord du versant rocheux de la rue de la Grappe à Hodimont;*
- *“Chemin des Dardanelles” à Verviers;*
- *affleurements situés au fond du vallon au nord de la Chapelle de Renoupré.*

### Formation de Souverain-Pré (SVP)

Origine du nom de la formation :

Localité de Souverain-Pré dans la vallée de l'Ourthe.

Au sein de l'ensemble gréseux et schisteux du Famennien, se détache une formation particulière qui marque un arrêt provisoire de la sédimentation terrigène au profit d'un épisode carbonaté assez nettement tranché.

Il est caractérisé par la présence de nodules pluricentimétriques de calcaire fin, crinoïdique, gris bleuté, dans des grès fins ou des siltites argileuses. Les nodules sont alignés suivant la stratification et déformés suivant la schistosité. Les affleurements altérés ont un aspect cellulaire typique. Sur la feuille, la formation s'individualise dans la région de Trooz et s'épaissit graduellement pour atteindre environ 80 m à Andrimont. Elle atteint cependant sa puissance maximale ( $\pm$  100 m) sur le tronçon de Nessonvaux à Halinsart. La coupe montre 4 horizons carbonatés séparés par des épisodes gréseux similaires à ceux de la Formation d'Esneux.

Dans la partie NE de la Fenêtre de Theux sur la feuille, la formation, non observée, devrait présenter le même faciès que celui décrit sur la feuille 49/3-4 (FOURMARIER, 1949, DREESEN, 1978) : nodules calcaires dans une matrice schistogréseuse. Son épaisseur est de 6 m à Franchimont (feuille 49/4 Louveigné).

GRAULICH (1984) assigne à la formation les quelques mètres de dolomie fine à crinoïdes et gros noyaux d'anhydrite reconnus dans le sondage de Soumagne entre 1986,5 et 1990,04 m.

**Epaisseur :** 100 m maximum.

**Age :** Famennien supérieur par conodontes (biozone à *Palmatolepis marginifera* et base de la bio-



zone à *Scaphignathus velifer*). La présence de foraminifères est à signaler.

**Utilisation :** locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *l'assise du château des Roches à Trooz est taillée dans cette formation;*
- *les sentiers de promenade surplombant la voie de chemin de fer au sud d'Halinsart illustrent les 4 horizons décrits;*
- *le sentier promenade sur la rive ouest de la Vesdre, au nord de la ferme de Goffontaine, montre l'entière de la formation;*
- *l'affleurement situé aux pieds de la façade est de l'église de Dison est important. Il s'agit en effet d'un des niveaux qui ont été confondus avec les calcaires de la Formation de Dolhain lors du tracé de la carte par FORIR (1898, noté Fa2d). Il contient des foraminifères étudiés par BOUCKAERT, CONIL & THOREZ (1967) et se poursuit le long du talus de la voie d'accès de l'autoroute étudié par DREESEN (1975);*
- *route d'accès à la Cité de l'Espoir à Andrimont.*

Pour en savoir plus :

**BOUCKAERT, CONIL & THOREZ (1967)**

**DREESEN (1975)**

**DREESEN (1978)**

**DREESEN (1986)**

Formations de Montfort et d'Évieux (ME)

Origine du nom des formations :

Localités de Montfort et Évieux, dans la vallée de l'Ourthe.

Sous ce vocable sont regroupées les diverses unités de l'ensemble détritique terrigène compris entre la Formation de Souverain-Pré et les calcaires à stromatopores de la Formation de Dolhain.

Les études menées par THOREZ et ses collaborateurs ont conduit à diviser cet ensemble en 6 formations et une douzaine de membres. Ceux-ci s'organisent entre eux de manière complexe selon un modèle sédimentaire et paléogéographique de type littoral, caractérisé par de rapides variations de faciès. Leur reconnaissance nécessite une étude détaillée sur des affleurements relativement continus. La surface cartographiée n'offre pas de coupe continue. Les affleurements sont généralement localisés dans d'anciennes petites carrières, sur les talus de routes ou de chemins ou sur les versants des cours d'eau. L'application stricte du canevas lithostratigraphique de THOREZ et al. (1977) est donc très malaisée.

Sur la feuille, trois unités se dégagent sans qu'il soit possible d'en préciser les transitions.

Unité A : à la base existe une unité homogène de 10 à 15 m de puissance en bancs réguliers de grès fins micacés similaires à ceux de la Formation d'Esneux. Ils s'en distinguent toutefois par l'abondance des structures sédimentaires, laminations obliques, convoluées, et rides de courants;

Unité B : elle est formée de successions de couches massives et lenticulaires de termes gréseux micacés et feldspathiques, granoclassés et caractérisés par des laminations croisées, obliques ou parallèles et des structures en auge et mamelons. Ces successions sont interrompues par des épisodes silteux laminaires ou dolomitiques ou par des niveaux à nodules carbonatés organoclastiques (crinoïdes, brachiopodes). C'est dans cette unité qu'il est possible d'observer plusieurs niveaux spectaculaires de figures de charges et de pseudonodules (sensu MACAR, 1963). Sa partie sommitale est marquée, dans la carrière de Trooz, par la présence de bancs plurimétriques de quartzite gris bleu.

Unité C : elle est soulignée par l'apparition régulière de bancs de teinte bigarrée rougeâtre et verdâtre (grès ou schistes) dans un ensemble rythmique. La partie supérieure est la plus caractéristique. Il s'agit d'alternances de grès à feldspaths en bancs épais (pluridécimétriques à métriques), souvent lenticulaires et bioturbés, de schistes (siltites et shales), gris sombre à noir ou rougeâtre, avec intercalations de bancs carbonatés (grès dolomitiques, grès calcaires, calcaires gréseux, dolomies gréseuses, micacés, et dolomies finement cristallisées, noires) décimétriques à métriques. La fréquence des horizons carbonatés croît vers le haut de la série. Certains de ces bancs contiennent de nombreux ostracodes (dont *Cryptophyllus*) et de nombreux végétaux. Dans la carrière de Trooz, on peut aussi noter la présence de niveaux charbonneux (millimétriques à centimétriques).

D'importantes variations latérales de faciès existent cependant. Ainsi le flanc nord du Synclinal de Goffontaine-Nessonvaux est caractérisé par l'abondance des horizons carbonatés sous forme de niveaux noduleux, de bancs de grès carbonatés et dolomitiques, de calcaires gréseux ou de siltites carbonatées, souvent finement laminaires, avec des bioturbations nombreuses et variées et des passées riches en nombreux brachiopodes. Ce faciès affleure de manière discontinue sur le versant nord de La Vesdre entre Nessonvaux et Goffontaine. L'accès aux affleurements est toutefois difficile. Certains auteurs ont rattaché les parties les plus noduleuses de l'ensemble considéré ici à la Formation sous-jacente de Souverain-Pré. Il s'agit de bancs épais (métriques à plurimétriques) de grès argileux, souvent laminaires, avec de nombreux nodules calcaires (décimétriques à pluridécimétriques) alignés suivant la stratifi-

cation. Certains nodules montrent des laminations, sans qu'elles soient marquées dans la matrice, d'autres sont formés d'une accumulation de brachiopodes. Hormis leur caractère nodulaire, les faciès carbonatés ne ressemblent cependant en rien aux niveaux typiques de la Formation de Souverain-Pré.

**Epaisseur :** ± 350 m.

**Age :** Cette formation est datée du Famennien supérieur sur base des microfaunes.

**Utilisation :** exploité dans la carrière de Trooz pour la production de granulats (voir Ressources minérales et fossiles).

#### Affleurements représentatifs :

- *l'observation du front de taille de la carrière de Trooz depuis la route Liège-Verviers montre la partie supérieure de l'unité cartographiée. La partie basale peut être observée le long du sentier menant de Trooz à En Mazouhé, au sud de la voie ferrée. Plusieurs affleurements quasi continus y montrent de remarquables niveaux à pseudonodules étudiés par MACAR (1963). D'anciennes carrières situées sur le versant ouest du chemin, au nord de la voie ferrée, permettent de compléter l'observation;*
- *le sentier promenade sur la rive ouest de la Vesdre, au nord de la ferme de Goffontaine, montre de nombreux affleurements significatifs;*
- *le versant escarpé du méandre de la Vesdre entre Goffontaine et Nessonvaux expose le long de la route de nombreux affleurements significatifs;*
- *les talus est et ouest de la rue Froidbermont menant de la vallée de la Haziëne à Olne ont été étudiés par CONIL (1964). Les affleurements illustrent la partie sommitale de la formation;*
- *Dison, talus du sentier de randonnée d'Al Pisseroule.*

#### Pour en savoir plus :

**CONIL & GRAULICH (1963)**

**MACAR (1963)**

**CONIL (1964)**

**DREESEN (1975)**

#### Formation de Dolhain (DOL)

Origine du nom :

Environs de Dolhain où la formation est la plus caractéristique (feuille 43/5-6 Limbourg-Eupen).

Cette formation est caractérisée par l'existence de 3 épisodes carbonatés, biostromaux (denses en organismes) qui tranchent au sein des séquences schisto-gréseuses (shales et siltites, micacés, gris olive, avec de fines lamines gréseuses) :

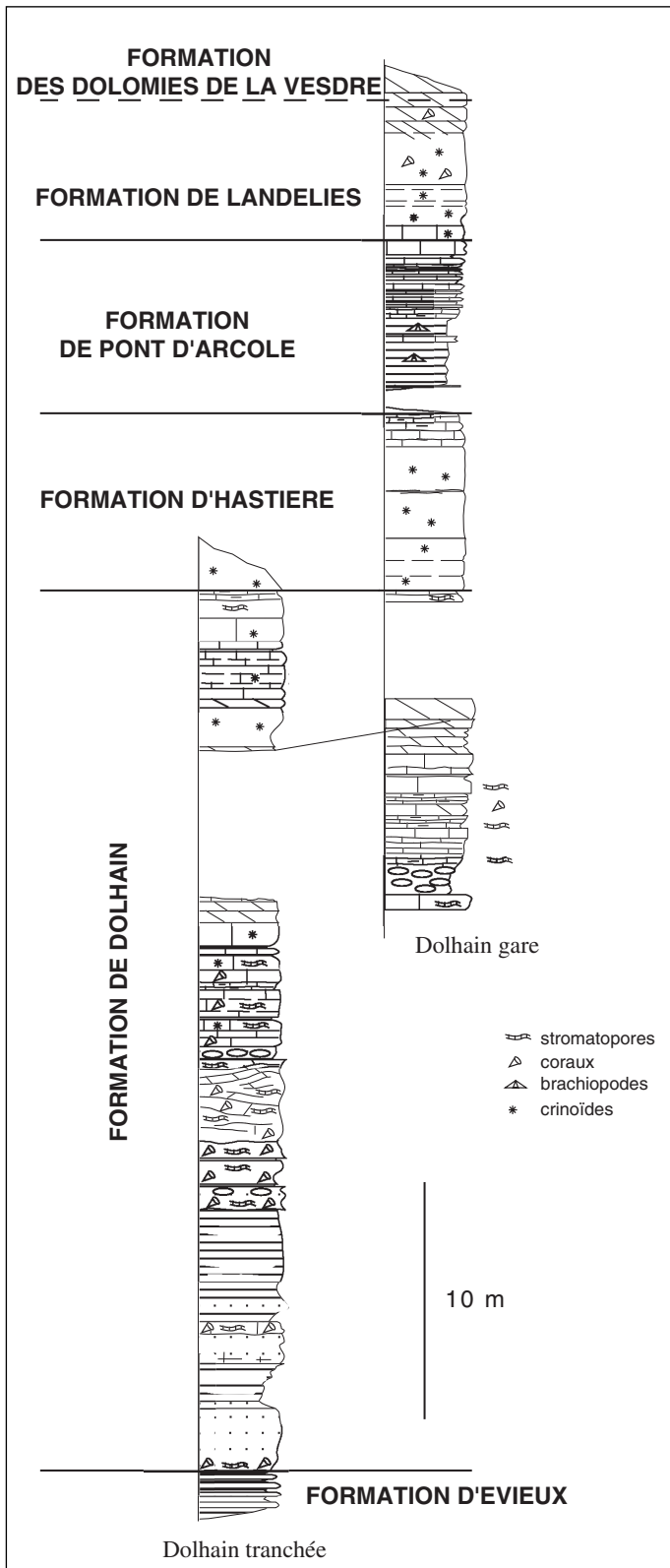


fig. 8 : La Formation de Dolhain, à Dolhain (feuille 43/5 Limbourg)

1. Le 1er biostrome est formé d'une couche de calcaire bioclastique de 0,50 m d'épaisseur située à la base ou au sommet d'un niveau gréseux d'environ 1,80 m. Il est reconnaissable par la présence de grands coraux (*Palaeosmilium aquisgranensis*) et de stromatopores lamellaires;
2. Le 2e biostrome est un grès calcaire, bioclastique, d'environ 2 m d'épaisseur, avec de nombreux stromatopores lamellaires et en boules et des coraux (*Palaeosmilium aquisgranensis*);
3. Le 3e biostrome («Biostrome principal de la Vesdre») est un ensemble de calcaires gréseux et noduleux surmontés de calcaires crinoïdiques, en bancs pluridécimétriques, entrecoupés d'intercalations argileuses. Les stromatopores (lamellaires et en boules), les coraux (*Palaeosmilium aquisgranensis*, *Campophyllum flexuosum*) et les tabulés (*Syringopora*, *Yavorskia*) sont abondants. Son épaisseur est d'environ 20 - 25 m. Il constitue un excellent repère cartographique.

Cette formation a été rencontrée à l'extrémité nord de la Fenêtre de Theux et dans les sondages de Fays et de Jonkeu, sous la faille de Theux. Elle n'a pas été reconnue dans les sondages de Soiron et Soumagne car les couches sous le niveau des shales de la Formation de Pont d'Arcole sont dolomitisées.

**Epaisseur :** de 30 à 40 m.

**Age :** La microfaune et la macrofaune indiquent un âge famennien supérieur («Strunien», sous-zone à foraminifères Df3).

**Utilisation :** pierre de taille (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- la coupe la plus complète est celle située rue Trauty à Dison, formant le talus nord d'un parking face aux bâtiments de la société Interlac (1er, 2e et 3e biostrome);
- quelques beaux affleurements sont encore visibles au pied de l'église de Soiron.

Pour en savoir plus :

**CONIL (1964)**

**FOURMARIER & CONIL (1964)**

**CONIL & GRAULICH (1970)**

**BOONEN & VAN STEENWINKEL (1980)**

Groupe de Bilstain (BIL)

**Origine du nom :**

Environs de Bilstain où les formations de base du groupe sont le mieux exposées (feuille 43/5-6 Limbourg-Eupen).

Les Formations d'Hastière, de Pont d'Arcole et de Landelies, très peu épaisses, ont été regroupées avec la Formation

des Dolomies de la Vesdre. Le groupe de Bilstain, ainsi défini, affleure sur toute l'étendue du Synclinorium de Verviers (les divers composants de ce groupe ont été rencontrés dans les sondages de Fays, de Jonkeu, de Soiron et de Soumagne sous la faille de Theux).

### Formation d'Hastière

Origine du nom :

Localité d'Hastière-Lavaux dans la vallée de la Meuse.

Cette formation est formée de calcaires (calcarénites), plus ou moins crinoïdiques, en bancs métriques à plurimétriques, gris bleu foncé, sur 5,75 m, surmontés par environ 1,50 m de calcaires plus argileux, en bancs pluridécimétriques, subnoduleux au contact de la Formation de Pont d'Arcole. Elle est très rarement visible.

**Epaisseur :** 7,25 m.

**Age :** La microfaune et la macrofaune indiquent un âge hastarien inférieur (Tournaisien, sous-zone à foraminifères Cf1 $\alpha$ ,  $\alpha'$ ).

**Utilisation :** locale (voir Ressources minérales et fossiles).

### Formation de Pont d'Arcole

Origine du nom :

grotte de Pont d'Arcole, sur la route reliant Hastière-Lavaux au hameau d'Insemont.

Aucun affleurement de cette formation n'est actuellement visible sur la feuille. Sa présence a été signalée par FOURMARIER (1928), le long de la route Nessonvaux-Olne, à hauteur du 1er carrefour vers l'ouest au nord du cimetière, et par GRAULICH (1975) lors des travaux de l'autoroute Verviers-Prüm sur la bretelle de la sortie vers Dison. Quelques pointements sont signalés dans les archives du Prof. CONIL à l'U.C.L. Ils ont été mis au jour lors des fouilles de la tranchée DISTRIGAZ (Visé-Bastogne) au droit du passage sous la rue de Xhendelesse à Soiron, Il s'agit d'un ensemble de schistes fins (shales), gris brun à noirs, de calcschistes avec des nodules calcaires et, au sommet, de bancs de calcaires, gris sombre, de plus en plus serrés.

**Epaisseur :**  $\pm$  7 m.

**Age :** La microfaune et la macrofaune indiquent un âge hastarien (sous-zone à foraminifères Cf1 $\alpha''$ ).

### Formation de Landelies

Origine du nom :

Commune des bords de la Sambre, au SW de Charleroi.

Les affleurements de cette formation sont actuellement réduits mais les traces de son exploitation sont nombreuses (dalles, seuils de fenêtres etc...). Elle est formée de calcaires (calcarénites), crinoïdiques, gris foncé, argileux à la base puis en bancs épais (pluridécimétriques à plurimétriques), de plus en plus dolomitisés au contact avec la formation suivante. La présence de cordons alignés montrant des articles de crinoïdes millimétriques, des coraux (dont *Syphonophylia*) et des brachiopodes brisés est une de ses caractéristiques. La partie supérieure est marquée par la présence de nombreux nodules centimétriques de calcite blanche. Il est malaisé d'en définir une limite supérieure du fait de la dolomitisation.

**Epaisseur :** de 4 à 10 m sur la feuille.

**Age :** La macrofaune et la microfaune indiquent un âge hastarien (sous-zone à foraminifères Cf1α’’).

**Utilisation :** pierre de taille (voir Ressources minérales et fossiles).

### Formation des Dolomies de la Vesdre

Origine du nom :

vallée de la Vesdre (BOONEN, 1979). L'auteur n'ayant pas indiqué de coupes de référence, sa base peut être définie dans la coupe à 500 m au nord de la gare de Dolhain. Son sommet peut être défini dans la carrière de Walhorn (feuille 43/2, Raeren) où son contact avec la Formation de la Brèche de la Belle-Roche est le plus caractéristique.

Il s'agit de dolomies et de calcaires plus ou moins complètement dolomitisés avec plusieurs niveaux de nodules de cherts, alignés parallèlement à la stratification, et de nombreux nodules de calcite, dolomite et quartz (cm à dm).

La base de la formation montre des dolomies grossièrement recristallisées, gris brun, parfois crinoïdiques, en bancs épais à massifs surmontant les calcaires dolomitisés de la Formation de Landelies. La présence d'un niveau métrique à fantômes d'ooïdes dans une ancienne petite exploitation isolée au SE de Froidbermont est à signaler.

La partie supérieure des dolomies est constituée d'alternances plurimétriques de dolomies grossièrement recristallisées, gris clair, faiblement bioclastiques (crinoïdes, coraux, tabulés et brachiopodes, partiellement ou totalement silicifiés), en bancs pluridécimétriques à plurimétriques, avec souvent des laminations obliques, et de dolomies finement recristallisées, gris foncé à noires, en bancs minces voire laminaires. Des nodules siliceux, souvent formés d'un cœur de calcite ou de dolomite entourés d'un anneau de lutécite et/ou de quartzine, forment des bandes quasi continues, alignées parallèlement à la stratification

et associées à des nodules de cherts. Ces nodules siliceux sont interprétés comme des pseudomorphoses d'anhydrite (SWENNEN & VIAENE, 1986).

Le sommet de la formation est bien exposé dans les alentours de la carrière du Bay-Bonnet (Magnée). Il s'agit d'un niveau plurimétrique de calcarénite fine et de calcilutite bioclastiques, gris sombre à noire, en bancs épais, irrégulièrement dolomitisés (de 5 à 10 m d'épaisseur). Le long de la route Nessonvaux-Olne, au sud d'Olne, le sommet de la formation est apparemment formé d'une brèche à blocs millimétriques à décimétriques de dolomie sombre dans une matrice dolomitique gris brun (pointements isolés entre les dolomies au sud et la brèche calcaire de la Formation de la Belle-Roche, au nord). Il s'agirait de la dernière occurrence du **Membre de Walhorn**, sommet de la Formation des Dolomies de la Vesdre vers l'est (brèche à blocs millimétriques à décimétriques de dolomie sombre dans une matrice dolomitique fine, gris brun.). Ce membre n'existe plus au Bay-Bonnet.

Dans la Fenêtre de Theux COEN et al. (1982) ont subdivisé la formation en 5 unités qui sont, de bas en haut :

- dolomies noires, crinoïdiques (I);
- dolomies claires (II);
- dolomies litées à fantômes d'oolithes et stratifications obliques (III);
- dolomies massives, plus ou moins crinoïdiques (IV);
- dolomies crinoïdiques à cherts et *Syringopora* silicifiés (V).

Ces dolomies peuvent facilement être confondues et l'ont été dans le passé avec des dolomies résultant de la dolomitisation intense des calcaires de la Formation de Lives et de Seilles liée aux fractures transversales et longitudinales. Cet aspect est plus amplement détaillé dans la partie tectonique.

**Epaisseur :** Aucune coupe permettant d'en mesurer l'épaisseur sur le terrain n'est connue dans le Massif de la Vesdre, du fait du jeu des nombreuses failles. Son épaisseur ne peut donc être estimée qu'à partir de la carte géologique ou d'une coupe déduite de cette carte (maximum 150 m).

**Age :** Dans le Massif de la Vesdre, les foraminifères conservés dans le premier niveau de nodules de cherts, situés à quelques 20 m de la base de la formation indiquent un âge hastarien supérieur, (sous-zone à foraminifères Cf1 $\alpha$ ''). Ceux conservés dans les cherts de la partie supérieure de la formation indiquent un âge Moliniacien inférieur (Viséen, sous-zone à foraminifères Cf4 $\alpha$ 2), de même que ceux pré-



sents dans les calcaires dolomitisés du sommet de la formation au Bay-Bonnet (sous-zone Cf4 $\alpha$ 2).

Dans la Fenêtre de Theux, les conodontes présents dans les unités IV et V indiquent un âge Ivorien.

**Utilisation :** pavés, granulats (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs du groupe :

- *les affleurements des Formations d'Hastière et de Landelies ne sont plus visibles que dans des propriétés privées;*
- *les affleurements de dolomie sont très nombreux. Citons entre autres le talus nord puis ouest de la route de Prayon à Fléron entre Tri-Mottet et la carrière (rue de Bay-Bonnet) et la base du mur d'enceinte de l'Église de Forêt.*

Pour en savoir plus :

**CONIL (1964)**

**CONIL & GRAULICH (1970)**

**GRAULICH (1979)**

**BOONEN (1979)**

**SWENNEN & VIAENE (1986)**

**SWENNEN et al. (1988)**

Groupe du Bay-Bonnet (BBN)

Stratotype :

Affleurements situés dans les environs de la carrière du Bay-Bonnet, le long de la route qui relie Trooz à Fléron.

Ce groupe englobe les Formations de la Brèche de la Belle-Roche, de Terwagne et de Moha. Elles ont été regroupées du fait de la faible épaisseur des deux premières et du manque de critère permettant de distinguer les deux dernières hors du contexte d'une carrière.

Formation de la Brèche de la Belle-Roche

Origine du nom :

Carrière de la Belle-Roche, située à Comblain-au-Pont, sur la rive droite de l'Ourthe.

Il s'agit d'une brèche sédimentaire, calcaire et polygénique. Elle montre une variation de faciès de l'est (Dison) vers l'ouest (Bay-Bonnet). A Dison, il s'agit d'une brèche à éléments subangulaires (mm à dm) jointifs et non jointifs (texture chaotique), de couleur gris brun clair tranchant sur une matrice ou ciment de calcilutite gris foncé. La structure est grossièrement stratifiée à massive. A Bay-Bonnet, l'intervalle est formé d'une unité inférieure du même type qu'à Dison, d'une unité non bré-

chifiée d'environ 4 m d'épaisseur formée de calcilutite noire en bancs épais et d'une unité supérieure formée de calcaire bréchoïde (à intraclastes) passant graduellement vers le haut aux calcaires de la Formation de Terwagne. Les blocs représentent diverses lithologies (calcilutites laminées, calcarénites bioclastiques, calcarénites à ooïdes...). Des pseudomorphes de gypse et d'anhydrite y sont présents. La matrice contient des bioclastes (ostracodes, foraminifères).

La formation a été rencontrée sous forme de pointements disséminés dans la Fenêtre de Theux à l'est de la Hogne.

Elle n'existe pas dans les parautochtones des sondages de Soiron et de Soumagne où la Formation de Terwagne surmonte directement les dolomies.

**Epaisseur :** de 20 à 30 m.

**Age :** Cette formation est attribuée au Moliniacien, par comparaison avec les unités qui l'encadrent.

### Formation de Terwagne

Origine du nom :

Localité de Terwagne, dans la commune de Clavier.

La brèche passe graduellement à des calcaires gris foncé à noirs, en bancs minces (quelques fois laminaires) à très épais, de la Formation de Terwagne. Ceux-ci sont formés de séquences métriques à plurimétriques de calcaires (calcarénite - calcilutite) comportant des termes à intraclastes, bioclastes, ooïdes et structures cryptalgaires. On note la présence d'au moins 3 niveaux conglomératiques, pluridécimétriques, contenant des blocs arrondis de calcaires fins noirs, décimétriques, dans une matrice argileuse ocre orange. Ces niveaux sont interprétés comme des paléosols (SWENNEN, et al., 1988). Au sommet de la formation, on note, à divers endroits, la présence d'un niveau à colonies de *Dorlototia briarti densa* sous le niveau conglomératique supérieur ou sous un niveau argileux (région de Bay-Bonnet). Ce niveau se situe dans la partie sommitale de la formation.

La formation affleure dans la Fenêtre de Theux. Il existe un faciès particulier nommé "Marbre noir de Theux". Il s'agit d'un calcaire fin, noir, laminaire (alternance de bandes claires et gris foncé) se débitant en plaquettes centimétriques à décimétriques. Anciennement daté du Viséen supérieur, son attribution à la Formation de Terwagne a été démontrée par COEN et al. (1982). Ce faciès n'a pas été rencontré sur la feuille. La partie sommitale de la formation, au nord de la feuille de Spa (Oneux) montre 2 niveaux conglomératiques comparables à ceux décrits précédemment.

**Epaisseur :** de 20 à 30 m.

**Age :** Moliniacien moyen, sur base de foraminifères (sous-zone Cf4α2).

**Utilisation :** calcaire à chaux, pierre de taille (voir Ressources minérales et fossiles).

### Formation de Moha

Origine du nom :

Localité de Moha au NE de Huy. Cette nouvelle formation a été approuvée par la Commission de Stratigraphie du Carbonifère comme équivalent latéral de la Formation de Neffe s.s., telle que définie en son lieu d'origine (Faubourg de Dinant, sur la feuille Hastière-Dinant, n°53/7-8).

Dans la région de la Vesdre, deux types de lithologies se relaient latéralement au-dessus de la Formation de Terwagne :

- un premier ensemble dont la transition s'exprime par une augmentation de la taille des bancs (très épais à massifs), de la puissance des séquences (plurimétriques) et par l'importance relative des termes à intraclastes, bioclastes et oôides. La couleur reste gris foncé à noire. Un membre apparemment d'un seul tenant (10 à 12 m) couronne la série, quelques mètres sous la limite inférieure de la Formation de Lives. Cette unité est reconnue depuis la carrière de Dolhain-Calvaire (feuille 43/5 Limbourg) jusqu'aux environs de Magnée-Fonds de Forêt;
- un deuxième ensemble caractérisé par la présence de bancs massifs, plus clairs, de calcarénite bioclastique et oolithique avec des laminations parallèles et obliques et des stratifications obliques. Cette unité est bien visible sur la feuille de Raeren (43/2) dans les carrières de Walhorn ou de Feldchen.

Ce dernier est le faciès classique de la formation. Le premier ensemble représente le faciès Dison de la formation (défini dans la localité de Dison, carrières désaffectées de la rue Pierreuse).

Cette formation est caractérisée par un corail particulier, *Dorlodotia briarti*.

**Epaisseur :** de 30 à 40 m.

**Age :** Ces formations sont datées du Moliniacien supérieur, sur base de foraminifères et des coraux.

**Utilisation :** calcaire à chaux, pierre de taille (voir Ressources minérales et fossiles).

### Affleurements représentatifs du groupe :

- *l'entièreté du groupe est visible dans la carrière du Bay-Bonnet et dans les anciennes carrières surplombant la route Dison-Grand-Rechain à Petit-Rechain (propriétés privées);*

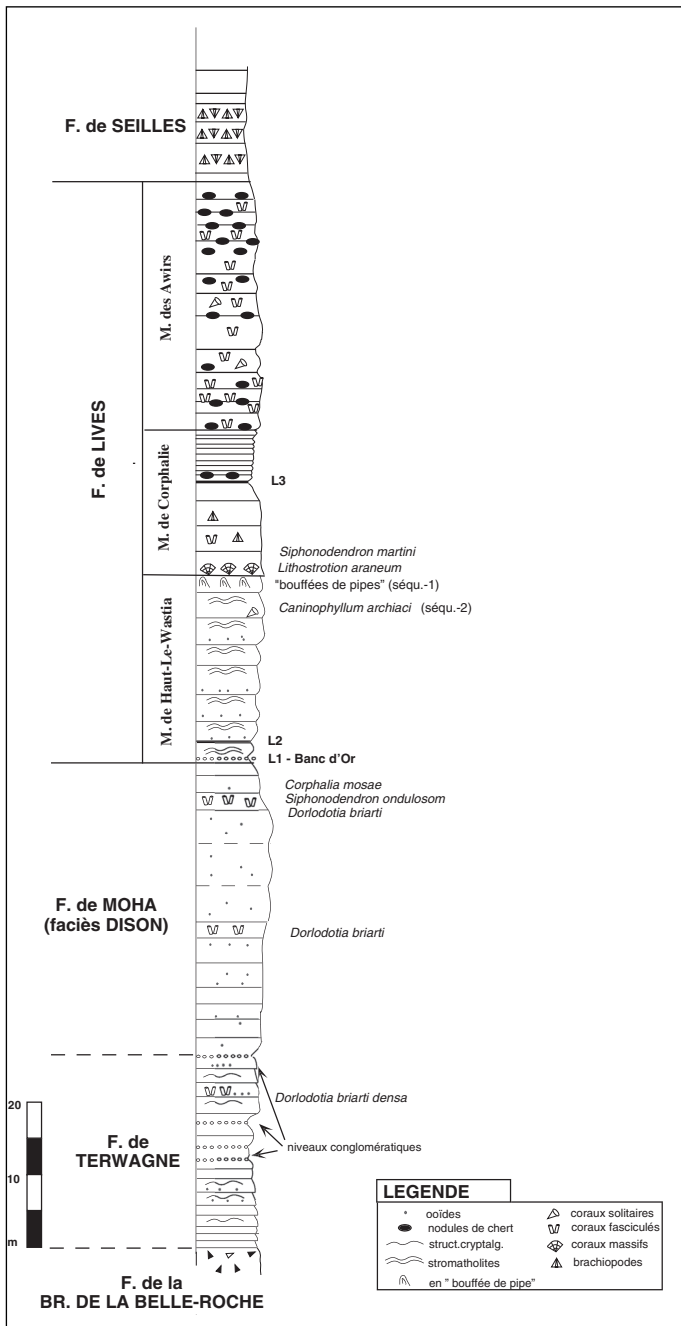


fig. 9 : Les Formations de Terwagne, Moha et Lives dans la région de la Vesdre

- les versants de la route Prayon-Fléron, face et au nord de la carrière montrent de nombreux pointements des diverses formations;
- le sentier public longeant le ruisseau de la Gargonate montre en particulier le passage de la Formation de Moha à la Formation de Lives, quelques mètres au-dessus d'un banc à nombreux coraux dont provient l'espèce type de

*Dorlodotia briarti* selon la description de l'affleurement par Salée en 1920 (archives Service géologique de Belgique, n° 135W73).

Pour en savoir plus :

**VARLAMOFF (1937 a et b)**

**CONIL (1967)**

**SWENNEN (1986)**

**SWENNEN et al. (1988)**

Groupe de Juslenville (JUS)

Origine du nom :

Localité de Juslenville le long de la Hogne, entre Theux et Pépinster.

Ce groupe englobe les formations comprises entre le sommet de la Formation de Moha et le Groupe houiller dans le Synclinorium de Verviers. Il regroupe les Formations de Lives, Seilles, Thon-Samson et Ronde-Haie. Il présente une composition variable suivant les endroits. Les 2 premières formations sont de nature fort semblable, les 2 dernières n'affleurent que localement. C'est le long de la route de Juslenville au hameau de Ronde-Haie, au NW de la feuille 49/4, Louveigné, que le groupe est stratigraphiquement le plus complet bien que les limites entre ses divers composants soient mal visibles.

Formation de Lives

Origine du nom :

communes de Lives, dans la vallée de la Meuse, à l'est de Namur.

La Formation de Lives est formée de calcaires, gris sombre, avec nombreux joints argileux et nodules de cherts alignés parallèlement à la stratification dans la partie supérieure. L'ensemble est principalement composé de séquences grano-classées à base ravinante et à sommet stromatolithique. Sa limite inférieure est définie par l'apparition des premières structures algaires. Ce niveau se situe à quelques mètres près sur ou sous le Banc d'Or de Bachant, niveau conglomératique contenant des blocs arrondis de calcaire fin, gris sombre, centimétriques à décimétriques, dans une matrice argileuse ocre orange.

La formation comprend 3 membres qui sont facilement reconnaissables en cas d'affleurements continus :

- le membre inférieur (**Membre de Haut-le-Wastia**) est formé de calcaires gris foncés, en bancs épais à très épais, constitués de séquences métriques à plurimétriques (microconglomérat intraformationnel, calcarénite souvent à oïdes passant à des calcaires très fins à stromatolithes) avec peu de macrofaunes. Les rubanements stromatolithiques, lorsqu'ils sont

mis en évidence par l'altération, sont caractéristiques de ce membre. Le sommet du membre est marqué par la présence de grands coraux *Caninophylum archiaci* (séquence - 2, Dison) et d'une séquence à stromatolithes "en bouffées de pipes" (séquence -1 à Dison) (épaisseur de 25 m à Dison à 33 m dans les environs de la carrière du Bay-Bonnet).

- le **Membre de Corphalie**, d'une puissance de 15 à 20 m, est aisément repérable en carrière par son aspect apparemment massif. Il est constitué de bancs épais de calcaires bioclastiques (grands brachiopodes, *Siphonodendron martini*) surmontés d'une phase supérieure très diagnostique : 5 à 10 m de minces bancs de calcilutite à joints argileux. A quelques mètres du sommet, on peut observer la présence d'un niveau argileux jaunâtre de 0,30 m. Les premiers nodules de cherts surmontent immédiatement cet horizon dans la carrière du Bay-Bonnet.
- le **Membre des Awirs** est constitué de séquences très riches en faune dans le terme bioclastique (coraux, tabulés, brachiopodes) avec de nombreux horizons de nodules de cherts parallèles à la stratification et de nombreux joints ou niveaux schisteux. Il est couronné par une unité entièrement bioclastique à nombreux nodules ou boudins de cherts et à fossiles silicifiés ou empâtés dans les cherts.

Cette formation est bien représentée sur la feuille, les niveaux de cherts constituant un bon repère cartographique. Elle existe dans la partie basale des sondages de Soumagne, Soiron et Ensival.

**Epaisseur :** de 75 à 90 m.

**Age :** Cette formation est datée du Livien, sur base des foraminifères (zone Cf5) et des coraux (zone RC5).

**Utilisation :** exploitée dans la carrière du Bay-Bonnet comme fondant dans la métallurgie, granulats, pierre de taille.

### Formation de Seilles

Origine du nom :

Agglomération de Seilles dans la région d'Andenne.

Elle se distingue de celle de Lives par la teinte généralement plus claire des calcaires (gris bleu clair à gris beige clair) et l'abondance de niveaux à ooïdes. Elle est formée d'alternances de calcarénites bioclastiques, de calcarénites à ooïdes et de calcilutites avec nombreuses structures algaires (oncolithes, stromatolithes, encroûtement des coquilles de brachiopode). Ces diverses lithologies sont organisées en séquences moins bien discernables que celles de la Formation de Lives. La base est souvent marquée par un microconglomérat intraformationnel. Les bancs sont généralement métriques à plurimétriques.

La base de la formation est définie par l'apparition des premiers bancs massifs de calcaires clairs surmontant le Membre des Awirs. Elle n'est visible que dans les talus de la route Prayon-Fléron, au sud du lieu-dit "En Vôtister", et dans la carrière du Bay-Bonnet. Il existe localement des niveaux métriques à plurimétriques de brèche calcaire, interstratifiés. Il ne faut pas les confondre avec l'aspect bréchoïde donné à la roche par l'abondance des structures algaires. Un niveau de cherts, assez constant souligne la partie moyenne de la formation.

Cette formation est souvent peu discernable de la précédente en cas d'affleurements isolés. Elle existe aussi dans la Fenêtre de Theux et dans la partie basale des sondages de Soiron et d'Ensival. Dans le sondage de Soumagne, les schistes du Groupe houiller reposent sur les calcaires de la Formation de Lives.

**Epaisseur :** 80 à 90 m.

**Age :** Cette formation est datée du Livien, sur base des foraminifères (zone Cf5) et des coraux (zone RC5).

**Utilisation :** exploitée dans la carrière du Bay-Bonnet comme fondant dans la métallurgie (Cockerill), granulats, pierre de taille.

#### Formation de Thon-Samson

Origine du nom :

Ruisseaux de Thon et du Samson dans la province de Namur, entre Namur et Andenne.

Elle n'est visible que dans la carrière du Bay-Bonnet où elle est représentée par quelques mètres de calcarénite crinoïdique en bancs pluridécimétriques à décimétriques au contact avec les schistes houillers.

**Epaisseur :** environ 8 m.

**Age :** Cette formation est datée du Warnantien inférieur sur base des foraminifères (sous-zone Cf6 $\alpha$ ).

#### Formation de Ronde-Haie

Origine du nom :

Hameau de Ronde-Haie, à l'est de Juslenville.

Il s'agit de calcaires noirs, crinoïdiques et rubanés qui affleurent au contact avec le Groupe houiller au NW de la feuille de Spa. Ils ne sont pas visibles sur la feuille Fléron-Verviers mais ils devraient être présents dans le coin SW de la Fenêtre de Theux, au contact entre les calcaires viséens et les schistes houillers. Leur contact avec la Formation de Seilles est caractérisé par la présence de niveaux de brèche, assimilés à la Grande-

Brèche par PAPROTH et al. (1983a), le long de la route de Jusleville à Ronde-Haie.

**Epaisseur :** inconnue.

**Age :** Cette formation est datée du Warnantien supérieur sur base des foraminifères (sous-zone Cf6γ).

Affleurements représentatifs du groupe :

- *sentier public longeant le ruisseau de la Gargonate;*
- *les versants de la route Prayon -Fléron au nord de la carrière du Bay-Bonnet montrent des affleurements disséminés et d'anciennes carrières (propriétés privées) dans les Formations de Lives et de Seilles;*
- *le sentier public longeant la Magne à partir de l'église de Saint-Hadelin (site classé de La Neuville) montre de très beaux affleurements de la Formation de Seilles;*
- *une ancienne carrière située à Petit-Rechain, le long de la route Dison-Grand-Rechain montre la Formation de Seilles. C'est une propriété privée mais le visiteur peut facilement en examiner les caractéristiques dans les moellons utilisées pour la façade du n°85 de la rue de Rechain;*
- *les sentiers promenades des Forges-Thiry (voir fig. 21).*

Pour en savoir plus :

**VARLAMOFF (1937a et b)**

**FOURMARIER (1939)**

**PIRLET (1976)**

**COEN et al. (1982)**

**SWENNEN (1986)**

**SWENNEN et al. (1988)**

Groupe houiller (HOU)

Origine du nom :

De la houille.

Cet ensemble ne montre aucune coupure lithologique majeure susceptible de justifier des subdivisions cartographiques. Dès la base, il est formé d'alternances, plus ou moins épaisses, de schistes (shales et siltites, souvent finement laminaires), brun foncé à noir, renfermant de nombreux débris de végétaux, des grès argileux et des grès micacés avec des joints de stratification souvent couverts de végétaux hachés, des grès quartzitiques plus ou moins grossiers et de nombreuses "passées de veine" (niveau charbonneux millimétriques à centimétriques séparant un toit formé de shale et un mur formé d'une roche argileuse ou gréseuse avec rhizomes ou radicelles autochtones (= sol de végétation) et veines ou veinettes de charbon dont les noms sont donnés aux fig. 10 et 28. L'élément le plus remar-



quable est la présence de plusieurs niveaux plus ou moins épais de grès grossiers ou conglomératiques (“poudingue”) à divers niveaux stratigraphiques. L’épaisseur et le nombre des niveaux charbonneux croît vers le haut de la séquence. Dans la partie exploitée du groupe, des lits ou des niveaux de concrétions carbonatées se rencontrent fréquemment. Il s’agit le plus souvent de sidérose.

Le Groupe houiller occupe la majeure partie de la moitié nord de la feuille. Les affleurements sont relativement nombreux mais souvent peu significatifs. La tranchée d’adduction Seraing-Eupen qui a recoupé la feuille d’est (Andrimont) en ouest (Magnée), les nombreux puits et galeries d’extraction ou de recherche de charbon, les travaux de l’échangeur de Battice (au nord de la feuille) et les sondages de Soiron et de Soumagne fournissent néanmoins une bonne idée de la stratigraphie.

Le contact, normal avec les calcaires viséens est affecté par d’importants phénomènes paléokarstiques des calcaires sous-jacents. Il en résulte une allure irrégulière décrite plus amplement dans la partie consacrée au karst.

L’ensemble est subdivisé tant lithostratigraphiquement et biostratigraphiquement que chronostratigraphiquement (PAPROTH et al., 1983b) par la répartition des goniatites dans quelques horizons marins. Il s’étage depuis l’Arnsbergien (Namurien inf.) jusqu’au Westphalien A. Le premier niveau marin rencontré est, dans le Massif de la Vesdre, le niveau E2b (Arnsbergien). Il est situé à une dizaine de mètres au-dessus du calcaire viséen. Dans la Fenêtre de Theux, il s’agit du niveau E2b2 (à *Cravenoceras holmesi*) au contact avec le calcaire. Hormis dans la région de Ronde-Haie, où nous ne disposons d’aucune datation des schistes et grès surmontant les calcaires, il y a donc une lacune de la majeure partie du Viséen supérieur (Warnantien) et du Namurien inférieur (Pendleien). Seuls les dépôts du Namurien et une partie du Westphalien inférieur affleurent dans la partie méridionale de la zone couverte par le Houiller. Le reste du Westphalien n’est connu que par les travaux miniers et les sondages profonds.

Les horizons marins rencontrés sont (nous indiquons entre parenthèse les goniatites rencontrées et l’étage géologique correspondant puisqu’ils sont indissociables; voir fig. 10) :

E2b - E2b1, *Cravenoceras* sp., E2b2, *Cravenoceras holmesi*, E2b3 *Cravenoceratoides nitidus*

E2c - *Nuculoceras nuculum*

H1a - *Homoceras subglobosum* (base du Chokierien)

H1b - *Homoceras beyrichianum* et *Homoceras subglobosum*

H2a - *Hudsonoceras proteum* et *Homoceras smithi* (base de l’Alportien)

H2c - *Homoceratoides prereticulatus*

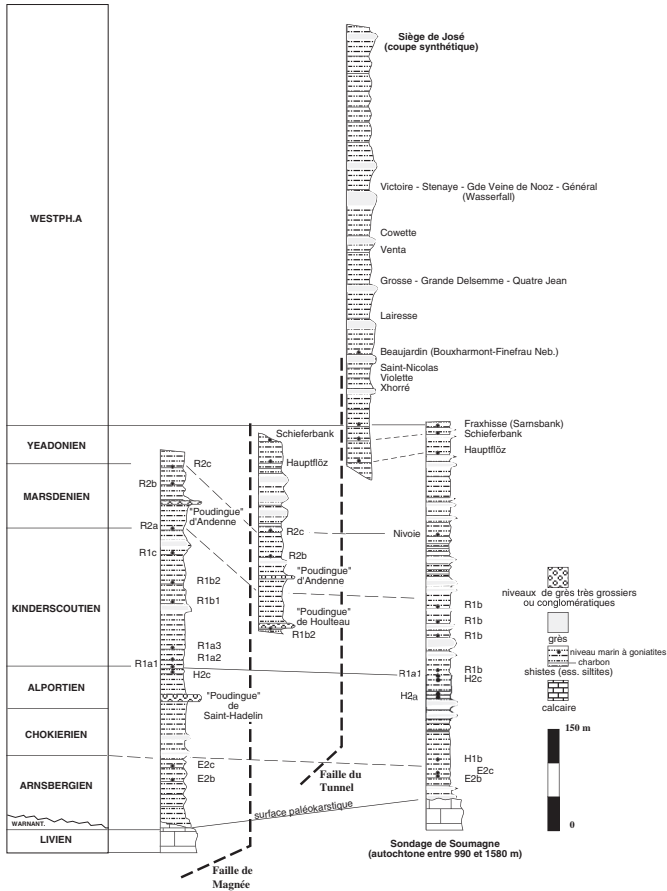


fig. 10 : Stratigraphie du Groupe houiller

R1a - R1a1, *Homoceras magistrorum*, R1a2, *Reticuloceras circumplicatile*, R1a3, *Reticuloceras todmordenense* (base du Kinderscoutien)

R1b - R1b1, *Reticuloceras subreticulatum* et *Homoceras moorei*, R1b2 *Reticuloceras nodosum* et *Reticuloceras stubblefieldi*

R1c - *Reticuloceras reticulatum*

R2a - *Reticuloceras gracile* (base du Marsdenien)

R2b - R2b1, *Reticuloceras bilingue*, R2b2 *Reticuloceras metabilingue*

R2c ou Horizon de Nivoie - *Reticuloceras superbilingue* (sommet du Marsdenien ou base du Yeadonien) et *Reticuloceras superbilingue*, *Gastrioceras* dans le sondage de Soumagne (Nivoie, base du Yeadonien)

Horizon d'Hauptflöz - *Gastrioceras cancellatum* et *Gastrioceras crenellatum*

Horizon de Schieferbank - *Gastrioceras cumbriense*

Horizon de Sarnsbank (= couche Fraxhisse dans le bassin minier de Herve) à *Gastrioceras subscrenatum* (base du Westphalien A)

Horizon de Finefrau-Nebenbank (= Bouxharmont dans la concession de Wérister et Beaujardin dans celles du Hasard et Wérister-José) à *Gastrioceras* sp.

Horizon de Wasserfall (= Stenaye dans le bassin minier de Herve, Grande veine de Nooz dans la concession de Wérister, Général dans celle du Hasard et Victoire dans celle de Wérister-José).

Ces horizons contiennent aussi d'autres fossiles marins comme des lingules, des lamellibranches, des brachiopodes ou des ostracodes.

Des repères lithostratigraphiques peuvent aussi être fournis par les niveaux de grès grossiers ou conglomératiques, pour autant que leur position stratigraphique soit précisée par rapport aux horizons précédents. Il en existe en effet plusieurs situés sur toute l'épaisseur de la colonne stratigraphique et non un seul comme figuré sur la carte de FORIR (1898, séparation entre 2 «assises» H1 et H2). Les principaux d'entre eux sont :

- le "Poudingue" de Saint-Hadelin : quartzite grossier et conglomératique passant vers le haut à un quartzite grossier avec nombreuses veines de charbon. Il présente vers le sommet plusieurs niveaux à rides de courant (KLERKX, 1966). Épais d'une dizaine de mètres maximum, il est situé 30 m en dessous du niveau marin H2c;
- le "Poudingue" de Houlteau : grès clair, grossier, avec niveaux conglomératiques ravinant des shales de l'horizon marin R1b2;
- les Grès d'Andenne : niveau de grès très grossier situé entre les niveaux marins R1c et R2b;
- le "Poudingue" de Bouxharmont : niveau de grès très grossier, souvent conglomératique, surmonté de grès quartzitique puis de grès fin micacé de 10 à 15 m d'épaisseur, situé sous l'horizon de Bouxharmont (Finefrau-Nebenbank), entre la couche nommée Saint-Nicolas et ce dernier;
- les Grès de Stenaye : niveau de grès quartzitique massif, épais de 10 à 15 m, situé sous l'horizon de Stenaye;
- les Grès des Forges-Thiry : important niveau de grès quartzitique en bancs lenticulaires métriques à plurimétriques, avec rides de courant (ripple-marks) et intercalation de schistes (shales et siltites, laminaires). Ce niveau n'est connu que dans la Fenêtre de Theux sur les versants ouest et est de la Hogne, au lieu-dit Forges-Thiry. Les grès ne contiennent aucun élément de datation et leur attribution à un niveau stratigraphique donné est fonction de l'interprétation tectonique adoptée par les divers auteurs pour cette partie de la fenêtre. S'ils sont en position inverse, comme les niveaux inférieurs (horizon E2b2), ils seraient situés entre ce dernier horizon et un horizon marin à *Homoceras* sp. (H1, GRAULICH, 1963b, voir tectonique).

Ces horizons gréseux ne représentent pas tous des repères continus sur l'ensemble de la feuille. Certains d'entre eux ont été observés en affleurement et montrent une relative continuité latérale d'observation, d'autres n'ont été décrits que ponctuellement, dans un sondage ou une galerie de mine. Le niveau de Bouxharmont a été choisi comme niveau repère des cartes publiées dans les synthèses de HUMBLET (1941) et de CHAUDOIR & ANCIEN (1950).

**Epaisseur :** > 1300 m.

**Age :** (voir texte).

**Utilisation :** charbon, moellons ("poudingues", grès).

#### Affleurements représentatifs du groupe :

- *Les affleurements dans les talus de route ou de chemin sont nombreux mais peu significatifs. C'est le cas dans la région située entre Saint-Hadelin et La Neuville. Dans la Fenêtre de Theux, les plus intéressants se situent le long des sentiers promenades aux Forges-Thiry (voir fig. 21);*
- *le lieu-type du "Poudingue" de Saint-Hadelin est une petite carrière située le long de la route reliant le Fond des Gottes à Saint-Hadelin à  $\pm 1$  km au nord de l'église de Saint-Hadelin, sur la rive gauche de la Magne;*
- *le "Poudingue" de Houlteau a été défini par GRAULICH (1976) dans un affleurement situé sur la rive gauche du ruisseau de Quareu, à 500 m en amont de son confluent avec le ruisseau de Dison.*

#### Pour en savoir plus :

**FOURMARIER (1910)**

**FOURMARIER (1926)**

**HUMBLET (1941 )**

**HUMBLET (1942 )**

**CHAUDOIR & ANCIEN (1950)**

**DELMER & GRAULICH (1959 )**

**KLERKX (1966 )**

**GRAULICH (1976 )**

**GRAULICH (1984 )**

#### Formation d'Aachen (AAC)

Origine du nom de la formation :

Région d'Aix-la-Chapelle, en Allemagne, où la formation est la plus épaisse (> 100 m).

Cette formation n'affleure pas mais sa présence est connue par les sondages de reconnaissance effectués pour l'autoroute Liège-Aachen et quelques petits sondages effectués au NW de Petit-Rechain. Elle repose, en discordance, sur les schistes et grès du Houiller très altérés. La base est formée d'un

complexe arénacé avec des variations de faciès très rapides (silts, sables argileux ou à minces lits d'argile, sables fins à débris de végétaux et concrétions manganésifères, tourbes et argiles violettes à végétaux). 6,5 m d'une argile gris vert en constitue la partie supérieure.

Selon FORIR (1906), l'aire d'extension de la formation ne dépasserait pas Chaineux. Cependant, les travaux de la tranchée d'adduction Eupen-Seraing (GRAULICH, 1959) et 3 petits sondages recensés au Service géologique de Belgique montrent que cette limite s'étend vers le sud jusqu'à la région de Petit-Rechain. Ces observations peuvent être complétées par celles de la Carte pédologique qui montrent une succession quasi continue de lentilles sableuses allongées sur les versants ouest et est de la colline de Hautregard, au nord de Petit-Rechain.

**Epaisseur :** elle se présente sous forme d'un biseau pointant vers l'ouest avec une épaisseur de 10 m à 20 m maximum au nord.

**Age :** aucune datation n'a été effectuée sur la feuille. Elle est datée en d'autres points du Santonien.

Pour en savoir plus :

**FORIR (1906)**

**GRAULICH (1959)**

**GRAULICH (1969)**

**VANDENBERGHE (1983)**

Formation de Vaals (VAA)

Origine du nom de la formation :

Région de Vaals au Pays-Bas, au NE de Gemmenich.

Cette formation, anciennement dénommée en Belgique, "Smectite de Herve", n'est connue à l'heure actuelle que par les anciens travaux miniers et les divers sondages effectués pour l'autoroute Liège-Aachen. Elle débute, suivant les endroits, par un mince niveau graveleux (dragées de quartz blanc dans une matrice argileuse à glauconie), par une argile glauconifère décalcifiée ou par un niveau de sables verts. Les descriptions notent que la formation est ensuite formée d'une masse complexe de marnes ou d'argiles carbonatées, gris bleu à gris verdâtre, à glauconie, avec localement la présence de nodules indurés de diamètre très variable ("tuffeaux"). L'ensemble est peu perméable et repose en discordance sur les schistes et grès du Houiller très altérés ou sur les dépôts de la Formation d'Aachen. D'anciennes exploitations de "smectite" (argile plastique) sont signalées par DUMONT (1882) au nord de Xhendelesse.

Cette formation a été subdivisée en six membres par ALBERS (1976) et ALBERS & FELDER (1979) dans la région-type. Ils ne sont reconnaissables qu'en cet endroit du fait des ra-

pides variations de faciès tant verticales que latérales. D'est en ouest, on passe progressivement des sables grossiers à laminations obliques dans les environs de Vaals à des silts et des sables dans la région de Clermont et à une masse plus homogène de silt quartzo-argileux carbonaté et glauconitique aux environs de Visé.

**Epaisseur :** 30 m maximum.

**Age :** aucune datation n'a été effectuée sur la feuille. Elle est datée, par ailleurs, du Campanien.

**Utilisation :** argiles plastiques (anciennement, voir Ressources minérales et fossiles).

Pour en savoir plus :

**DUMONT (1882 ) pp. 429, 430, 441**

**FORIR (1906)**

**GRAULICH (1959)**

**GRAULICH (1969)**

**ALBERS (1976)**

**ALBERS & FELDER (1979)**

Formation de Gulpen (GUL) et argiles à silex

Origine du nom de la formation :  
de Gulpen au Pays-Bas

Cette formation crayeuse présente les mêmes caractéristiques d'affleurement que les deux précédentes. Elle débute toujours par un niveau métrique de craie très glauconifère, surmonté de craie blanche avec quelques petits silex noirs dans la partie sommitale. La craie est souvent peu indurée ou altérée en une argile à silex avec glauconie à la base.

La figure 11 donne la succession lithostratigraphique de la formation dans la carrière d'Haccourt-Hallembaye (Hesbaye). La description des diverses unités est extraite de l'itinéraire 4 rédigé par HERMAN & ROBASYNSKI dans ROBASYNSKI (1983).

- Horizon de Loën : niveau de craie glauconifère, limité à son sommet par une surface perforée plus ou moins durcie;
- Craie blanche ou Craie de Zevenwegen : craie blanche, relativement pure, avec quelques silex noirs. Ce niveau est limité vers le haut par un hard ground d'épaisseur métrique, l'Horizon de Froidmont. Celui-ci constitue un important repère lithostratigraphique;
- Craie grise ou Craie de Vylen : craie argileuse grisâtre avec de nombreux petits rognons de silex, gris pâle;
- Craie tigrée ou Calcarénite de Lixhe : calcarénites blanchâtres avec bancs de silex continus dont la proportion augmente vers le sommet;

- Craie grossière ou Calcarénite de Lanaye : calcarénite granuleuse, d'aspect tuffacé avec de nombreux lits subcontinus de silex.

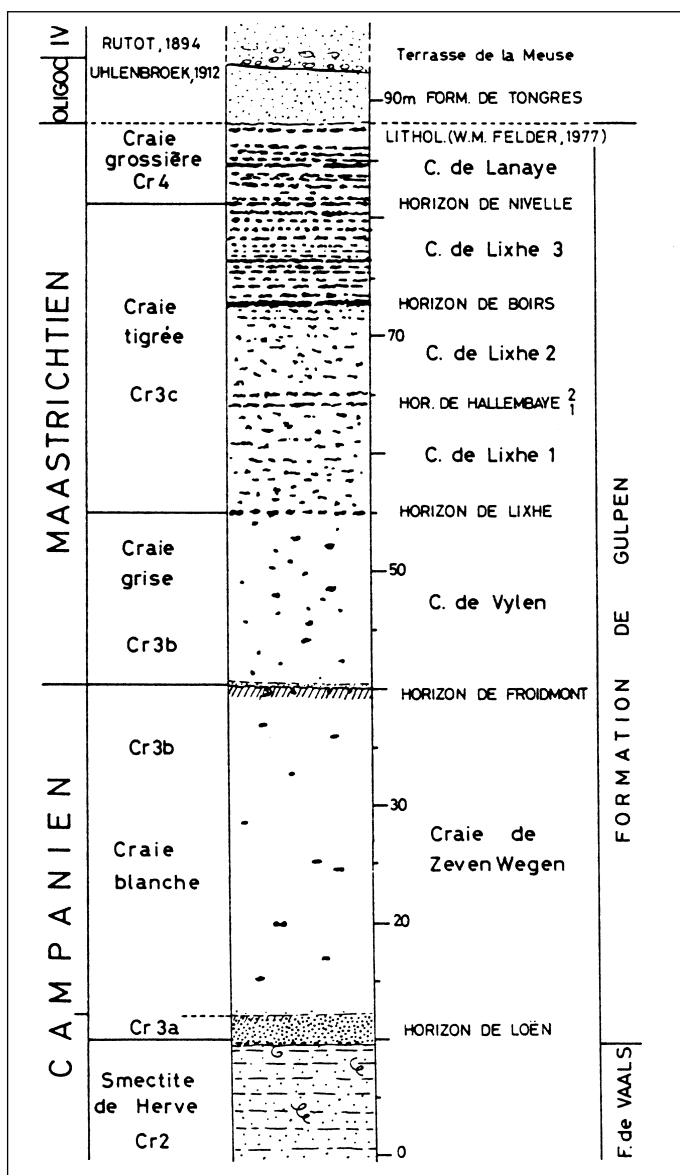


fig. 11 : Lithostratigraphie de la Formation de Gulpen.

Au vu de ces descriptions, on peut référer le niveau de craie glauconifère à l'Horizon de Loën et la craie blanche à rares silex à celui de Zevenwegen.

Le sommet de la craie est intensément karstifié. Cette surface très irrégulière (voir Phénomènes karstiques) est recouverte inégalement par un conglomérat formé de rognons de silex de toutes tailles, cimentés par du sable ou de l'argile brun à rou-

géâtre, plus ou moins indurés (éluvium cartographié Sx sur la carte géologique à 1/40 000 ) avec des lentilles argilo-sableuses à la base. Localement, les sondages montrent la présence d'amas de silex sans argile. Ce conglomérat a une épaisseur très variable, s'amenuisant du nord vers le sud (entre 5 et 15 m). Des blocs métriques de conglomérat induré peuvent se rencontrer au sud des limites actuelles de la craie (Touvoie, entre Nessonvaux et Olne ou Saint-Hadelin) et des fragments de silex se rencontrent, dans les limons, sur toute l'étendue de la feuille. L'origine de cette couverture, due au lessivage des formations supérieures, est mieux détaillée dans la partie consacrée au karst. Elle n'a pas été représentée sur la feuille du fait de ses limites très floues qui ne correspondent pas aux limites figurées sur la carte géologique à 1/40 000.

**Epaisseur :** 15 m maximum, très variable en fonction des degrés d'altération et de karstification.

**Age :** aucune datation n'a été effectuée sur la feuille. L'Horizon de Loën est daté, par ailleurs, du Campanien supérieur, l'Horizon de Froidmont marquant la limite traditionnelle avec le Maastrichtien.

**Utilisation :** réservoir aquifère.

Pour en savoir plus :

**DUMONT (1882 )**

**FORIR (1906)**

**GRAULICH (1959)**

**GRAULICH (1969)**

**ALBERS & FELDER (1979)**

Dépôts sableux (sbl)

Le substratum calcaire de la feuille montre de nombreuses dépressions comblées de sables et d'argiles de couleurs et de natures variées. Les travaux de DEMOULIN (1987, 1989), GULLENTOPS (1987) et BLESS et al. (1990) permettent de les placer dans le Rupélien (Oligocène). La majorité de ces dépôts n'affleure pas bien (masqués par les limons), mais les renseignements fournis par les cartes pédologiques (PAHAUT, 1962,1963) et les anciennes descriptions permettent de les délimiter grossièrement (voir Phénomènes karstiques)

Formations superficielles

-Alluvions anciennes (ALA) et alluvions modernes (AMO)

Ces dépôts ne sont bien représentés que dans la vallée de la Vesdre et dans quelques vallées adjacentes, notamment la



Hogne et la Magne. Leur épaisseur est généralement assez faible, de 2 à 5 m en moyenne. Lorsque la succession est complète, ils comportent à la base un gravier, souvent à gros galets, formé de débris de roche entraînés et roulés, appartenant au bassin hydrographique. Sur ce gravier, reposent des argiles, des argiles sableuses ou des sables, de teinte jaunâtre, renfermant parfois des petits galets dans sa partie inférieure.

Il est souvent difficile de dissocier les véritables dépôts de fond de vallées (AMO) de ceux des basses terrasses (ALA). Plusieurs travaux partiels ont décrit quelques terrasses de la Vesdre sur la feuille (RENIER, 1903, 1904, 1908) mais la seule étude complète est celle de CHAPELIER (1957). Cet auteur, analysant l'ensemble du cours, a dénombré dix niveaux de terrasses surmontés de deux niveaux d'aplanissement dépourvus de dépôts fluviaux. Selon DEMOULIN (1988), la situation est plus complexe, notamment du fait de la néotectonique (failles transversales).

Le levé des terrasses n'a pas été réalisé de manière exhaustive et seules ont été figurées celles qui ont été repérées sur le terrain ou dans la littérature.

#### -Limons, altérites, éboulis, dépôts de versants et colluvions

Ils 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 formés d'un mélange de produits de désagrégation du substrat et de limons éoliens (argiles, limons et sables dans des proportions variées avec un contenu variable en éléments grossiers, altérites, silex). Leur épaisseur ne peut être estimée avec précision que localement par les renseignements fournis par les puits de mine, sondages, tranchées ou fondations de maisons atteignant le substratum. Leurs caractéristiques sont détaillées dans les notices explicatives des cartes pédologiques (PAHAUT, 1962, 1963). Leur extension n'a pas été figurée sur la carte du fait de données trop partielles. Sur les versants plus raides, existent des éboulis résultant du démantèlement des roches qui affleurent en hauteur.

### **3. Schéma chronostratigraphique : relation avec la division lithostratigraphique.**

Les notions de chronostratigraphie (âges relatifs des terrains) et de lithostratigraphie (formations possédant une identité lithologique) ne doivent pas être confondues. Le lien entre ces deux subdivisions stratigraphiques se fait essentiellement par la biostratigraphie (relations basées sur les fossiles). Elle repose principalement à l'heure actuelle sur les microfossiles (foraminifères, conodontes, spores et acritarches). La macrofaune est aussi utilisée dans le Givetien-Frasnien et le Tournaisien-Viséen

(essentiellement coraux), dans le Famennien inférieur (Rhynchonellidae) et dans le Namurien (goniatites).

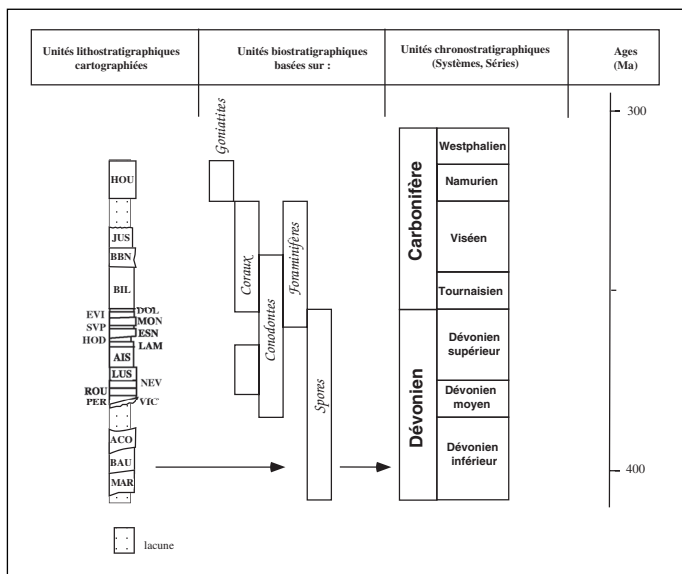


fig. 12 : Relations entre les divisions stratigraphiques.

## 4. Tectonique

Les terrains paléozoïques de la feuille sont intensément plissés et faillés. Les plis, décimétriques à kilométriques, sont généralement plus ou moins déjetés à déversés vers le N-NW. Ils sont faiblement ennoyés vers le NW ou le SE, un même pli pouvant présenter des ennoyages divergents, notamment au nord de la Fenêtre de Theux.

Deux grands types de failles existent. Le premier type est représenté par des failles de chevauchement longitudinales, sub-parallèles au plissement. Elles résultent de la phase de compression varisque, tout comme les plis qu'elles recourent généralement. Dans des séries aussi hétérogènes (lithologie, épaisseurs des bancs, variations latérales de faciès...), le raccourcissement induit par la compression a été amorti de façon très différenciée (schistosité à inclinaison SE qui affecte les couches les plus argileuses de la série, glissements bancs sur bancs, failles de chevauchement secondaires). Les diverses fenêtres tectoniques affleurant sur la feuille leur sont liées.

Les autres failles constituent un réseau de fractures transversales, orientées NNW-SSE. Elles découpent les structures précédentes et sont liées au système d'effondrement du graben du Rhin (régime de distension).

Dans une région aussi complexe, nous ne nous attardons que sur les principales failles qui permettent de diviser

l'ensemble de la feuille en unités structurales plus ou moins importantes (fig. 13). Il existe cependant des problèmes de nomenclature qui sont détaillés dans l'annexe 1. Dans le passé, par exemple, des failles différentes ont reçu le même nom (ex. failles de Verviers, Dison), d'autres ont été plusieurs fois redéfinies en des endroits différents avec des conceptions différentes (ex. failles de Saint-Hadelin, Magnée). Enfin, les noms de certaines failles ont été abusivement extrapolés suivant des conceptions tectoniques qui ont varié. Nous avons choisi ici de conserver le nom local ou le nom communément reconnu à l'heure actuelle pour chaque tronçon de faille défini sur la feuille (voir annexe 1 pour plus de renseignements).

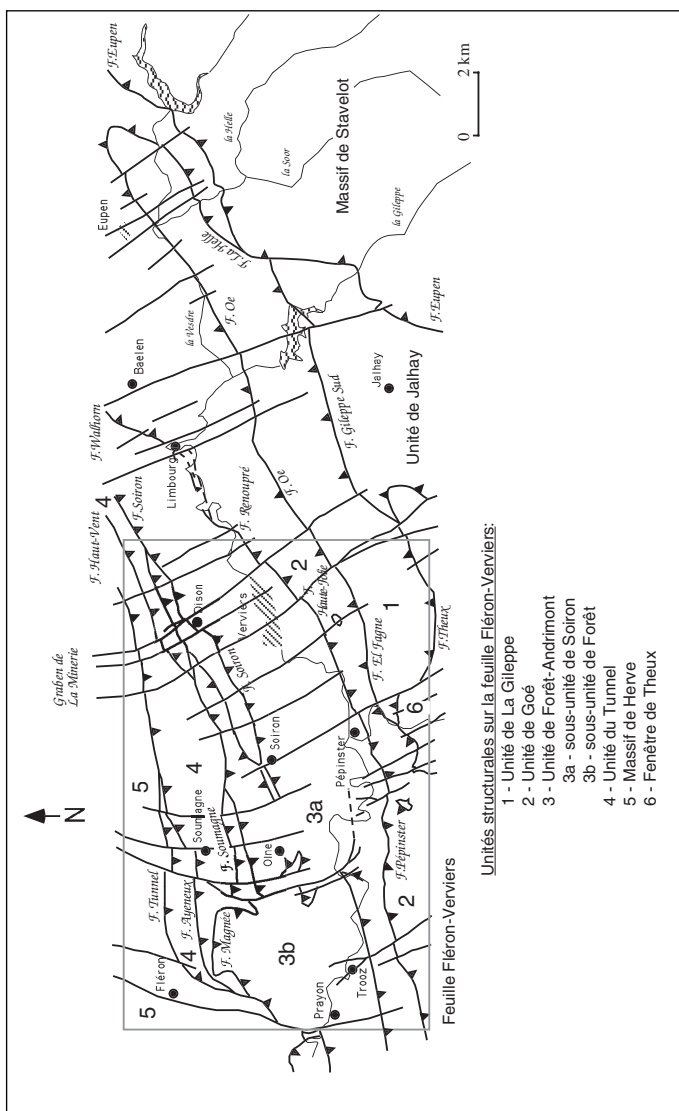


fig. 13 : Unités structurales

## 1. Description des unités structurales :

### 1- L'Unité de la Gileppe

Cette unité est encadrée par la faille de Theux au sud et par une faille à pente nord nommée suivant les tronçons, Oe (ASSELBERGHS, 1927) et El Fagne (ASSELBERGHS, 1944) dans la vallée de la Hogne. Elle affleure dans la partie SE de la feuille de Verviers et est illustrée par la coupe c-c'. Les couches du Dévonien inférieur dessinent des grands plis très ouverts qui descendent vers le nord. Les plis secondaires ont une allure générale de plis en chaise, ouverts et dissymétriques. Ils sont faiblement déjetés vers le NW. Les plis sont relativement isopaques à l'échelle des lithologies les plus compétentes (Formation du Bois d'Ausse). Une schistosité grossièrement parallèle au plan axial des plis, en éventail convergeant vers leur coeur, affecte les niveaux les plus argileux de la série. Sur la feuille Limbourg-Eupen, l'unité est limitée au sud par la faille de Gileppe Sud à inclinaison nord (FOURMARIER & ADERCA, 1956,1958; GRAULICH, 1960). Celle-ci est recoupée par la faille de Theux à Jehanster. La faille d'Oe se raccorde vers le NE (feuille 43/2 Raeren) à la faille de la Helle, à pente sud. Cette dernière est recoupée par la faille d'Eupen, au sud d'Eupen. Vers l'ouest, la faille d'El Fagne est recoupée par la faille de Theux au sud de Pépinster.

### 2- L'Unité de Goé

Cette unité est une nappe limitée à sa base par un chevauchement dont la trace au sud correspond à la faille d'Oe - El Fagne à pente nord, et la trace septentrionale à une faille à pente sud nommée, suivant les tronçons, Walhorn (FOURMARIER, 1905; FOURMARIER & ADERCA, 1958), Renoupré (COEN-AUBERT, 1970), Haute-Folie (HANCE et al., 1989) et Pépinster (FOURMARIER, 1927, 1941, 1943). Cette nappe est découpée par la faille de Theux dans la transversale de Verviers. Elle expose un grand anticlinal (de Heusy et Fraipont), aigu et dissymétrique, à double ennoyage, suivi au NE des synclinaux d'Heusy et de Mangonbrou, à coeur giveto-frasnien. Ces derniers constituent la terminaison périclinale du grand synclinal de Goé sur la feuille Limbourg-Eupen et ils sont cisailés vers l'ouest par la faille de Walhorn-Pépinster. Le même type de schistosité que dans l'unité précédente affecte les couches argileuses.

La présence de petites fenêtres tectoniques, au sud d'Ensival sur l'autoroute Verviers-Prüm (Fenêtre de Chant des Oiseaux) et au SE de Fraipont (Fenêtre du Fond des Trois-Bois), témoignent d'ondulations importantes de la faille Haute-Folie-

Pépinster. La première d'entre elles a été analysée en grand détail par HANCE et al. (1989).

### 3 - L'Unité de Forêt - Andrimont

Elle est limitée au sud par la faille de Walhorn-Pépinster et au nord par une faille à pente sud qui, selon les tronçons et d'ouest en est, est nommée faille de Magnée (FOURMARIER, 1905), faille de Soumagne (GRAULICH, 1963a), faille du Corbeau (FOURMARIER, 1904) et faille de Soiron. Cette faille est la limite septentrionale du Massif de la Vesdre selon les auteurs (voir "cadre géographique et géologique général"). C'est une faille ondulante comme l'illustrent les diverses coupes.

Dans l'ensemble, le style des plis, bien que complexe, demeure assez semblable dans toutes les lithologies d'une extrémité à l'autre de l'unité : plis ouverts à aigus, dissymétriques et plus ou moins déjetés à déversés vers le NW ou le N-NW. Ils s'accompagnent d'intenses phénomènes de dysharmonies de plissement sous forme d'inflexions progressives des surfaces axiales (HENRY, 1983) jusqu'à la rupture par faille, associée à des phénomènes de déformation et d'épaississement des charnières. Le plus bel exemple est illustré par le coeur du synclinal d'En-Gélivau qui montre des couches schisteuses et dolomitiques du Famennien supérieur intensément plissées dans la carrière de Trooz (fig. 14). D'autres exemples montrent que le déversement d'un même anticlinal s'accroît de plus en plus vers le sommet, jusqu'à sa rupture par faille.

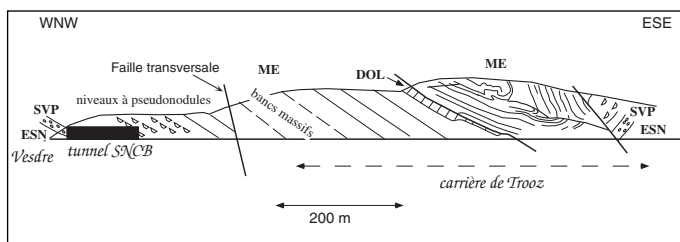


fig. 14 : Croquis schématique de la carrière de Trooz et de son contexte structural.

Une schistosité de même type que celle rencontrée dans les unités précédentes affecte les couches les plus argileuses de la série jusqu'au sommet de la Formation de Souverain-Pré. Localement, une schistosité peut être observée au coeur de synclinaux serrés dans le Groupe houiller. Elle s'exprime souvent par un clivage grossier dans les charnières des grands plis affectant les calcaires giveto-frasniens (FOURMARIER, 1940).

Il existe deux types de failles de chevauchement à pente sud : des failles contemporaines au plissement (rampes tectoniques dans les calcaires, plis-failles s'amortissant latéralement)

et des failles qui recoupent l'ensemble des structures (faille du Trou-Renard,...). Ces dernières sont les plus nombreuses et les plus importantes. Elles sont visibles en carrière.

Les travaux de l'autoroute Verviers - Prüm ont révélé la présence de deux petites failles longitudinales normales à pente nord (Lambermont).

La lecture de la carte montre l'existence de quatre zones différentes dans cette unité (fig. 15) :

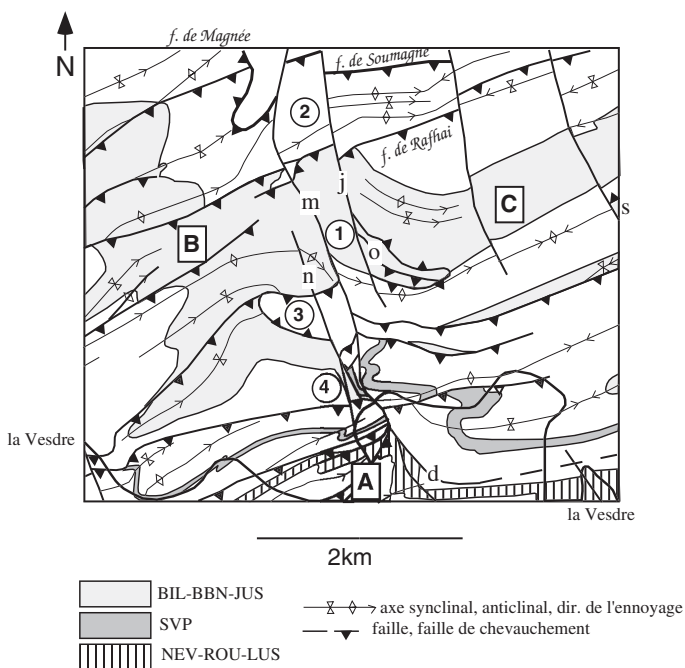


fig. 15 : Carte synthétique de la zone Olne-Nessonvaux.

- au sud une bande de calcaires giveto-frasnien relativement continue et homogène d'ouest vers l'est. Elle ne montre aucun accident majeur (A sur la fig. 15);
- une zone comportant des déformations anormales dans l'axe de la vallée entre Nessonvaux et Olne (1 et 3 sur la fig. 15);
- à l'ouest, une zone montrant une succession de grands plis synclinaux et anticlinaux, ennoyés vers le NE et découpés par de nombreuses failles de chevauchement plus ou moins importantes (B sur la fig. 15). A l'ouest de Vaux-sous-Olne, une anse famenienne en contact anormal au coeur du synclinal d'En-Gélivaux se démarque (3 sur la fig. 15);
- à l'est de cet axe, une zone décrivant une succession de grands plis synclinaux et anticlinaux, très faiblement ennoyés avec des axes montrant des ondulations transversales bien marquées et de nombreuses failles de chevauchement. Les grandes fenêtres tectoniques de Soiron (s sur la fig. 15)

et d'Olné (o sur la fig. 15) rompent la relative régularité de l'ensemble en exposant les formations du Viséen. Elles s'ouvrent au sein d'un grand anticlinal à coeur famennien et sont limitées par une faille plissée nommée faille de Soiron, à pente sud, au sud (définie à l'ouest du village de Soiron par FOURMARIER, 1904) et faille d'Henrister, à pente nord, au nord (FORIR, 1898). Leurs structures internes sont bien visibles dans les carrières abandonnées de Petit-Rechain (grand anticlinal faillé dans la Fenêtre de Soiron), sur le versant ouest de la route de Nessonvaux à Olné et dans le bois voisin à l'est (anticlinal faillé de la Fenêtre d'Olné). La tranchée Distrigaz Visé-Bastogne a traversé la Fenêtre de Soiron à l'ouest de Soiron, dans la vallée du Bola. Son prolongement a été traversé par le sondage de Soiron, sous 271,20 m des couches famenniennes formant le flanc nord du synclinal du Bola. La faille de Soiron découpe tous les plis, tant dans les structures internes des fenêtres que dans l'allochtone (cf. sondage de Soiron).

L'axe Nessonvaux-Olné est le siège de déformations anormales. Entre Touvoie et le lieu-dit Fosses-Berger, au nord, toutes les structures subissent à l'est une inflexion vers le nord et à l'ouest, vers le sud (1 sur la fig. 15). Les couches namuriennes au nord de la faille de Rafhai (GRAULICH, 1976) ne paraissent plus affectées par cette déformation (2 sur la fig. 15). L'anse famennienne de Vaux-sous-Olné s'insinue entre les couches tournaisiennes et viséennes du synclinal d'En-Gélivau et de l'anticlinal qui le borde au nord (3 sur la fig. 15). Entre Touvoie et Nessonvaux, au sud, les couches s'orientent suivant une direction N-S, parallèle à l'axe de vallée (4 sur la fig. 15).

La présence de fractures transversales est matérialisée par des minéralisations Pb-Zn, par des silicifications des roches carbonatées et par des décalages clairement observés (n, m, j sur la fig. 15). Ces fractures n'expliquent cependant ni toutes les déformations constatées, ni l'anse de Vaux-sous-Olné, ni le fait qu'il n'y a apparemment pas de correspondance entre les plis et failles des zones ouest et est, hormis dans la bande des calcaires giveto-frasnienne au sud.

La solution proposée par FOURMARIER, dès 1905, est l'existence d'une faille de charriage plissée, nommée tout d'abord, faille de Nessonvaux (FOURMARIER, 1904), assimilée par la suite à la faille de Soiron (FOURMARIER, 1905) qui adopterait localement un tracé N-S suite à son relèvement vers l'ouest (fig. 16). Elle délimiterait une "nappe de Soiron" (FOURMARIER, 1928) à l'est, charriée sur une "nappe de Forêt" (FOURMARIER, 1904) à l'ouest.

Le tracé qu'il propose pour cette faille (fig. 16) est en réalité la résultante d'une combinaison du jeu de 2 failles transversales (faille des Marais, faille transversale de Nessonvaux, m et

n sur la fig. 15) qui affectent et masquent localement la faille de Soiron. La faille qui limite l'anse famenienne de Vaux-sous-Olne en constitue un témoin. Ce modèle respecte la continuité des structures observées à l'est et à l'ouest de cet axe Nessonvaux-Olne. Dès lors, les Fenêtres de Soiron et d'Olne appartiennent à la sous-unité de Forêt, la sous-unité de Soiron, allochtone, étant déplacée de 800 à 1200 m vers le nord (axes des plis et failles secondaires).

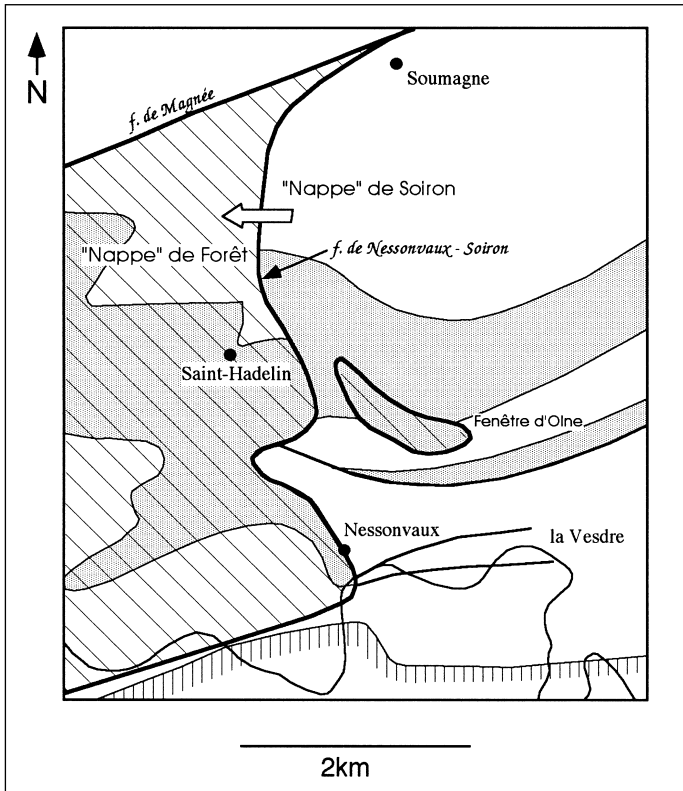


fig. 16 : Interprétation de FOURMARIER (1928, d'après sa fig. 2, modifiée)

Au sud de Nessonvaux, on n'observe aucune trace d'un tel déplacement, la bande calcaire giveto-frasnienne n'étant affectée que d'accidents mineurs. Plusieurs solutions ont été proposées par Fourmarier pour expliquer cette apparente contradiction mais aucune d'entre elles ne s'avère pleinement satisfaisante (voir par exemple la fig. 16). Celle qui paraît la plus cohérente est de répartir les rejets constatés au nord entre les diverses failles de chevauchement mineures observées au sud de Nessonvaux. L'existence d'une faille longitudinale qui abaisse le panneau nord à Tranzinster (d sur la fig. 15) peut, de plus, constituer un bon indice d'une zone de décollement importante au sein des schistes supérieurs (dysharmonie de décollement). Celle-ci initierait le transport du coeur du synclinal famenien de Tranzinster vers le nord en provoquant en même temps le che-



vauchement de la sous-unité de Soiron sur celle de Forêt. C'est la solution adoptée sur la feuille et les coupes géologiques.

Si toutes les déformations constatées sont dues à ce charriage, sa limite nord serait la faille de Rafhai au-delà de laquelle il y a une continuité des structures. Celle-ci est cisailée par la faille de Soumagne.

La faille de Soiron sensu-stricto définit donc deux termes différents d'une même unité structurale, la sous-unité de Forêt à l'ouest et celle de Soiron à l'est (fig. 17a). A l'affleurement, le long de l'autoroute à Dison, seuls les rejets lithostratigraphiques observés permettent de la différencier d'un joint de stratification. Elle y a été bien étudiée par GRAULICH (1969). Son inclinaison varie suivant les tronçons considérés de 25 à 45° vers S-SW.

D'autres solutions sont bien entendu envisageables. Elles n'ont pas été retenues car elles rompent la continuité des structures rencontrées. Nous en retiendrons deux ici :

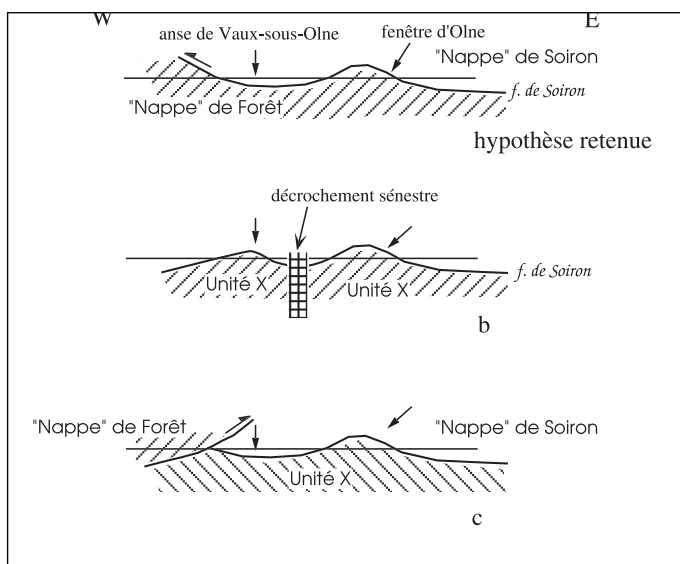


fig. 17 : Coupes schématiques simplifiées d'après la fig. 16

- la plus simple d'entre elles consiste à admettre que la majeure partie des déformations est postérieure à la phase de charriage et que l'anse de Vaux-sous-Olne est une fenêtre isolée au même titre que celles d'Olne et de Soiron, séparée de ces dernières par une zone de décrochement sénestre. Si elle préserve l'unité des structures allochtones, elle introduit une nouvelle unité tectonique (Unité X sur la fig. 17b) difficilement interprétable. Un telle zone de décrochement devrait de surcroît être bien marquée au nord et au sud du profil considéré, ce qui n'est pas le cas;

- la deuxième possibilité est l'inverse de celle retenue. La fig. 17 c montre qu'il n'y a plus aucun lien entre les structures. La limite sud d'un tel chevauchement est encore plus difficile à mettre en évidence.

La faille de Magnée qui limite l'unité au sud du village de Magnée a une histoire complexe (voir annexe). Son lieu de définition le plus communément reconnu est situé dans le ruisseau de la Gargonate, au SW de Magnée où les couches du Viséen supérieur sont en contact avec des schistes houillers, datés du Westphalien. Ce contact a été successivement interprété soit comme une faille de charriage très plate, soit comme une faille transversale verticale. La description du contact donnée par MACAR en 1947 dans les minutes de la carte au Service géologique de Belgique exclut cette dernière interprétation (point 135W411). Les coupes sériées effectuées sur la feuille montrent qu'elle se poursuit vers l'est sous le nom de faille de Soumagne, faille du Corbeau et faille de Soiron en découpant toutes les structures et se confondant avec - ou recoupant - la faille de Soiron sensu-stricto à l'est de la feuille.

#### 4 - L'Unité du Tunnel ("Massif de Saint-Hadelin" auct.)

Cette unité est relativement bien connue sur la feuille de Fléron grâce aux travaux miniers et à la synthèse publiée par GRAULICH (1976). Elle est comprise entre la faille de Magnée-Soumagne-Corbeau-Soiron au sud et la faille du Tunnel (FOURMARIER, 1910) au nord. Vers l'est, le manque d'affleurements significatifs rend plus difficile l'interprétation de détail. Le style général des plis du Groupe houiller sera mieux décrit dans le Massif de Herve. Aucune roche ne montre de schistosité.

La coupe du tunnel du Bay-Bonnet, analysée par FOURMARIER (1910) et GRAULICH (1976), permet de préciser la structure. Il s'agit d'un ancien travers-banc creusé entre le puits du Vieux-Bure ou Grand-Bure (voir fig. 27 et 28 et Documentation complémentaire) et le vallon du Bay-Bonnet, à la cote de  $\pm 140$  m. L'entrée se trouve dans la carrière du Bay-Bonnet et le tunnel est actuellement inaccessible. La fig. 18 illustre cette coupe, complétée par les documents des archives minières au nord. La faille d'Ayeneux (GRAULICH, 1976) subdivise l'unité en deux termes distincts. Au nord, les couches plissées du Westphalien basal reposent par l'intermédiaire de la faille du Tunnel sur la partie supérieure du Westphalien exploité. Au sud, un niveau de conglomérat, le "Poudingue" de Houlteau, décrit un anticlinal dissymétrique dont la retombée nord affleure en surface au NE de Magnée. Cette structure peut être suivie jusqu'à l'est du puits des Xhawirs où elle est recoupée par la faille du Tunnel.

La 2e sous-unité est mieux illustrée par la coupe de la fig. 19, suivant l'axe Soiron-Bure Dubois (ancienne bure située à

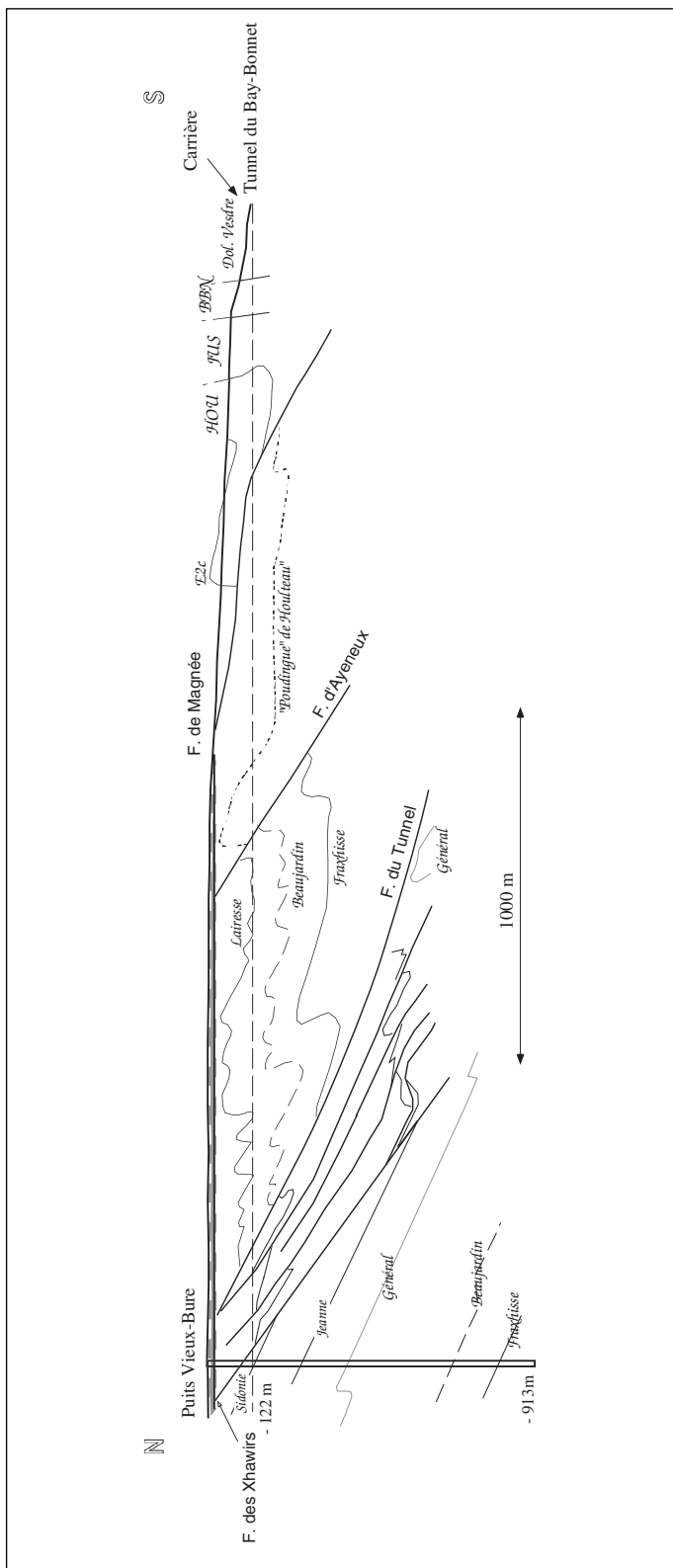


fig. 18 : Coupe Tunnel du Bay-Bonnet - Puits Vieux-Bure.

l'est du puits des Xhawirs, voir Documentation complémentaire) où les renseignements sont significatifs. Les couches du Namurien supérieur dessinent de nombreux petits plis dysharmoniques parmi lesquels émergent des structures anticlinales et synclinales plus importantes. Il doit exister des failles mineures de chevauchement mais les observations ne permettent pas de les préciser. Cette structure se retrouve dans les environs de Houlteau sans qu'il soit possible, par manque d'affleurements significatifs, de mieux la préciser entre ces deux points.

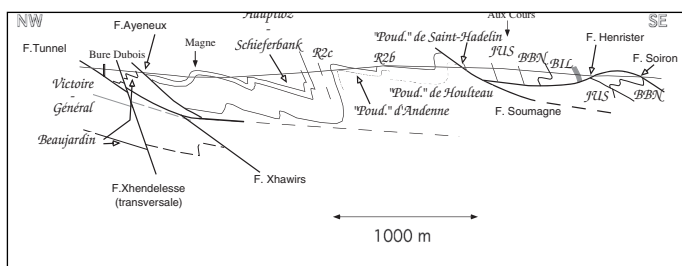


fig. 19 : Coupe Soiron-Bure Dubois.

A l'est, entre la faille du Corbeau et la faille du Tunnel, la faille de Haut-Vent décrite par GRAULICH (1970) dans la tranchée de l'autoroute Liège-Aachen dans la Forêt de Grunhaut (sur la feuille 43/1 Henri-Chapelle) limite au nord une 3e sous-unité (de Grunhaut). Elle montre un anticlinal houiller à coeur viséen, ennoyé vers l'est. Cette écaille peut être suivie jusqu'au nord de Petit-Rechain où elle s'enfonce sous la faille de Soumagne.

## 5 - Le Massif de Herve

C'est l'unité située au nord de la faille du Tunnel. Elle n'est bien connue que par les travaux miniers. HUMBLET (1941) et CHAUDOIR & ANCIEN (1950), dans leurs travaux de synthèse, en ont décrit les caractéristiques générales. Sur la feuille, les couches à faible pendage S-SE définissent le flanc normal d'un grand pli ennoyé vers l'ouest, le Namurien supérieur affleurant à l'est de la feuille. Ce sont les couches westphaliennes de cette unité qui ont été exploitées par les charbonnages.

La coupe b-b' illustre les particularités de la partie centrale de l'unité sur la feuille. La régularité des plateaux est interrompue par des plis secondaires aigus, dissymétriques, déversés vers le nord et faillés (flanc court vertical à retourné). Il n'y a pas de schistosité. Le plissement est fortement dysharmonique avec d'importants phénomènes de déformations et d'épaississement des charnières.

Vers l'ouest, la structure s'approfondit et se complique par la présence de failles inverses importantes et connues de longue date. Ce sont les failles de Wérister (HUMBLET, 1941), Micheroux (DE MACAR, 1879), Maireux (DE MACAR, 1879),

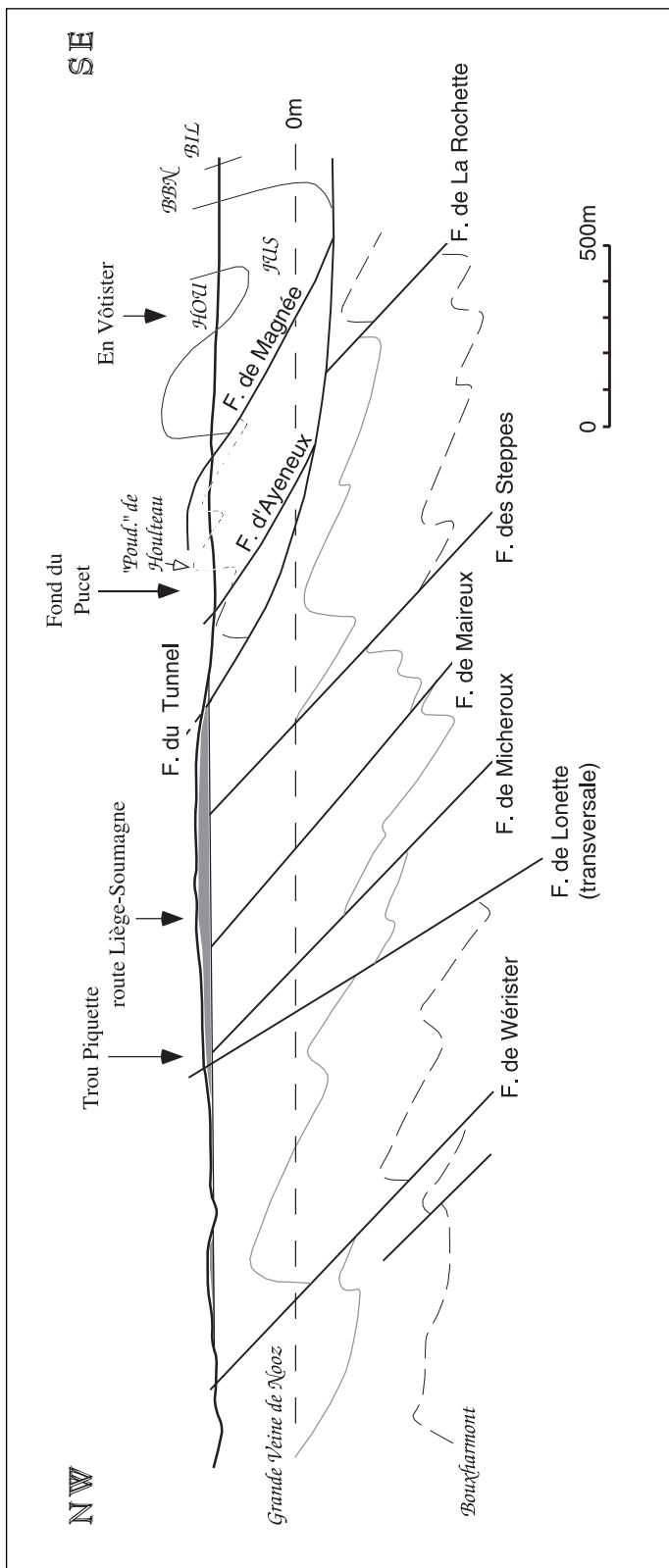


fig. 20 : Coupe En Vôtister-Fléron.

Steppes (HUMBLET, 1941), Hasard (FOURMARIER, 1910), Xhawirs (FOURMARIER, 1926) et La Rochette (GRAULICH, 1955). Elles découpent l'unité en une série d'écaillés imbriquées (fig. 20, d'après la coupe C des archives des Charbonnages de Wérister, 1964, complétée dans la partie superficielle).

L'examen des nombreux documents des archives minières montre la présence de plusieurs types de failles secondaires : des failles rarement plissées comme les grandes failles déjà signalées, à faible pendage vers le sud ( $35^\circ$  en moyenne), des failles liées aux plis, d'extension limitée et en nombre relativement restreint, et des petites failles plissées avec les couches qu'elles décalent (voir bas de la coupe de la fig. 18). De telles failles, bien plus caractéristiques et de grande ampleur ont été décrites dès 1905 par LEDOUBLE (1905) dans le Bassin de Liège. HUMBLET (1941) en a fait une synthèse sous le nom de "plat-crains" plissés.

Les coupes présentes dans les archives montrent aussi que toutes ces structures sont cisailées par la faille du Tunnel tant à l'ouest qu'à l'est. La limite ouest de l'unité a souvent été définie comme une faille transversale qui serait la prolongation de la faille d'Évegnée. Les archives minières montrent cependant que les charbonnages ont exploité des couches supérieures à l'horizon de Stenaye sous l'unité du Tunnel au SW de Fléron (coupe a-a', fig. 20 et GRAULICH, 1976). La configuration du gisement ne montre pas de traces d'un contact par faille transversale (voir failles d'Évegnée, Rettine et Tunnel dans l'annexe 1).

## 6 - La Fenêtre de Theux

Seule l'extrémité septentrionale de la Fenêtre de Theux affleure sur la feuille Fléron-Verviers.

L'extrémité SE de la feuille montre les couches de la Formation de Lustin jusqu'à celle de Dolhain s'enfonçant vers le nord, sous la faille de Theux. Elles ont été recoupées par les sondages de Fays et de Jonkeu.

La zone au sud de Pépinster est une des régions tectoniques les plus discutées en Belgique comme en témoignent le nombre de travaux qui lui ont été consacrés (voir historique dans MICHOT, 1988).

Les couches dessinent un antiforme synclinal à coeur houiller complexe bien visible de part et d'autre de la Hogne au lieu-dit Forges-Thiry (fig. 21).

Le coeur de l'antiforme est constitué d'une unité gréseuse, les Grès des Forges-Thiry, surmonté de schistes (siltites) à radicales et de calcaires de la base de la Formation de Seilles et du membre des Xhawirs de la Formation de Lives. Hormis dans les

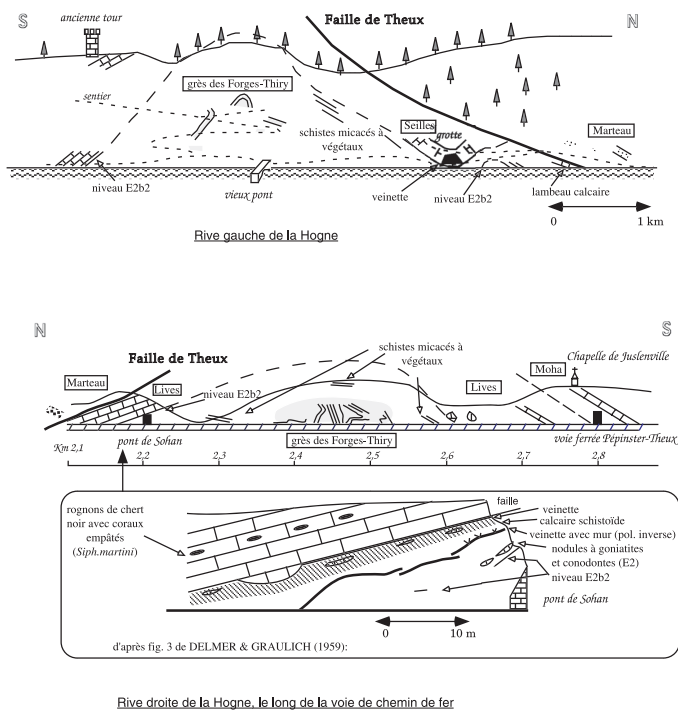


fig. 21 : Vue d'ensemble de l'allure renversée du Carbonifère sur les rives de la Hogne. Le contact Viséen-Namurien est faillé (faille mineure).

grès, toutes les structures montrent clairement que l'ensemble des couches est retourné. Une lacune stratigraphique d'ampleur variable dans le Viséen caractérise ce contact. A proximité du hameau de Ronde-Haie (feuille 48/4 Spa), les couches ont été datées du Warnantien supérieur; aux Forges-Thiry, elles sont datées du Livien. Le contact calcaires- schistes est toujours proche d'un niveau marin à goniatites daté E2b (Arnsbergien). L'examen des microstructures autour de ce contact et les observations effectuées sur le tracé de la tranchée Distrigaz Visé-Bastogne à Ronde-Haie montrent qu'il s'agit d'une faille mineure d'ajustement entre les schistes et calcaires. Elle a été originellement nommée faille de Pouillon-Fourneau, à pente sud, et faille des Forges-Thiry, à pente nord, par FOURMARIER (1901,1904).

Le style des plis des calcaires et des schistes est très différents de ceux présents dans l'unité gréseuse. Le contact entre ces ensembles n'est pas clairement visible. Aucun indice de polarité fiable n'a été trouvé dans l'unité gréseuse. Des couches à polarité apparemment normale côtoient des couches renversées au gré des nombreux affleurements disséminés. La relative inhomogénéité des structures rencontrées (direction et ennoyage des axes de plis), l'absence de structures tectoniques propres aux plis et le caractère clairement lenticulaire des couches nous conduisent à penser qu'ils ont été l'objet de déformations très

précoces, voire synsédimentaires (slumps...) comme l'a illustré GILL (1979) dans des niveaux d'âge et de lithologies comparables en Irlande. Il n'y a donc pas lieu de les séparer du reste par une faille de charriage importante sur base de cette seule constatation comme l'ont fait FOURMARIER (1969, synthèse) et MICHOT (1988).

Sur la rive droite de la Hogne, l'ensemble des couches reste en polarité inverse avec une très faible inclinaison vers le sud, hormis localement, jusqu'à Theux, où a lieu le retournement (COEN et al., 1982, COEN, 1989). L'analyse stratigraphique relativement détaillée de ces auteurs permet d'expliquer la grande ampleur de ce flanc retourné par la présence de failles longitudinales à pente nord, parallèles à la faille de Theux, dont l'effet est d'abaisser les panneaux nord. Une telle structure est rencontrée à Juslenville.

La partie est de cette portion de la fenêtre offre beaucoup moins d'affleurements. Seuls le ruisseau et le bois de Sohan montrent une succession depuis la Formation des Dolomies de la Vesdre jusqu'aux schistes houillers. Les archives minières (puits, galeries, forages) montrent que le contact est de la fenêtre est une faille transversale avec des dolomies à l'ouest et des grès et schistes rouges (Formation de Marteau) à l'est.

## **2. Fractures transversales**

Les fractures transversales sont très nombreuses. Elles décalent les plis, les failles longitudinales et les formations crétaées et superficielles comme l'ont montré FORIR (1906), GRAULICH (1959, 1969) et DEMOULIN (1988). Elles sont parallèles au linéament appelé Verviers-Trier par DVORAK (1973), interprété comme une dislocation transversale profonde passant approximativement au droit de la ville de Verviers, et aux divers linéaments révélés par l'analyse de photos satellitaires (VANDENVEN, 1977).

Tous les éléments du réseau de failles transversales sont orientés approximativement dans une direction NNW-SSE, parallèle à la direction des diaclases principales relevée dans toutes les formations. Ce n'est toutefois pas le cas dans le Houiller, au nord, où les archives minières montrent qu'elles adoptent une orientation N-S puis NNE-SSW. Les failles cartographiées reflètent très mal leur densité réelle. Une étude détaillée de certaines grandes coupes montre qu'elles sont très nombreuses bien que leur faible rejet ne permette pas leur représentation cartographique. Là où l'observation directe est possible, ces fractures sont subverticales. En terrain plissé, il est difficile de discriminer l'importance relative des diverses composantes du rejet. Le Graben de la Minerie est connu depuis longtemps par les travaux



miniers. Défini sur la feuille de Herve (42/4), dans le gisement exploité par le siège de Battice, son extension vers le sud a été recoupée lors des travaux de l'autoroute Liège-Aachen, sur la feuille de Herve (GRAULICH, 1969) et lors de la traversée de Dison par l'autoroute vers Verviers (GRAULICH, 1969, 1975). Cette structure d'effondrement se prolonge vers le sud, à travers la ville de Verviers. L'analyse détaillée des failles bordières a montré l'existence de 2 types de failles (ANCION & EVRARD, 1957) :

- failles composites à rejet de décrochement prépondérant (décrochement sénestre, ex. 300 m de décrochement et 48 m de rejet vertical pour la faille d'Ostende, bordant le graben à l'est sur la feuille de Herve, 100 m et 10 à 30 m pour la faille Mouhy);
- failles normales (30 m à 90 m d'affaissement relatif du panneau est pour la faille Monty, bordant le graben à l'ouest sur la feuille de Herve).

La lecture des déplacements apparents sur la carte montre que les failles qui les prolongent vers le sud gardent ces mêmes caractéristiques (failles de Dison ou de Verviers). L'existence de ce graben se traduit par la complexité des structures rencontrées à Dison et à Verviers.

Le tracé des failles transversales tel qu'il est établi ne peut être qu'approximatif : une ligne de faille figurée sur la carte peut être, en réalité, non pas une cassure unique, mais une zone failleuse avec des dispositions en relais si rapprochées qu'il ne serait pas possible de les observer sur le terrain. Peut-être avons-nous aussi cédé à la tentation de raccorder plusieurs zones failleuses se trouvant à peu près dans le prolongement l'une de l'autre.

Ces failles sont liées au système d'effondrement du graben du Rhin-Roermond amorcé, selon les auteurs, au Permien et réactivé à différentes périodes du Mésozoïque et du Cénozoïque. Certains éléments de ce réseau sont encore actifs à l'heure actuelle comme en témoignent l'activité sismique d'octobre 1989 à avril 1990 et les caractéristiques du tremblement de terre de Malmedy, le 12 mai 1985 (CAMELBEECK, 1990, BLESS et al., 1991).

#### Remarque : fractures et dolomitisation

Un certain nombre de fractures transversales (diaclasses, failles) sont responsables de phénomènes de dolomitisation intense des couches calcaires sur leurs épontes. Ce phénomène est bien observable à Dison (talus ouest de l'autoroute, entre les km 3,700 et 3,950, et petites carrières situées le long de la route Dison-Battice, dans des propriétés privées). Les calcaires de la Formation de Lives sont intensément dolomitisés au contact des fractures sur une épaisseur très variable (pluridécimétrique à

plurimétrique). Il s'agit de dolomies brun clair à grisâtre, finement à grossièrement recristallisées, se désagrégant souvent en arène dolomitique brune.

L'épaisse zone dolomitisée rencontrée au contact de la faille de Soiron sur les talus de l'autoroute à Dison a été datée de la biozone de foraminifères Cf5 (Livien, LALOUX inédit), confirmant ainsi l'interprétation donnée par GRAULICH (1969, 1975). Selon lui ce faciès constitué de dolomies hétérogènes, fissurées et bréchiques, aurait une origine tectonique, liée à la faille de charriage de Soiron. L'influence des nombreuses fractures transversales relevées par GRAULICH (1969, pl. 2 et 11) et le faible angle qu'elles forment avec les talus de l'autoroute ne sont sans doute pas à négliger. Ces observations expliquent les problèmes rencontrés par les auteurs des cartes précédentes pour tenter de résoudre le puzzle apparent de Dison (dolomies interprétées comme tournaisiennes, voir GRAULICH, 1969, 1975).

### **3. Interprétation**

Les coupes sont orientées perpendiculairement à l'axe des structures et implantées de manière à éviter tout accident transversal. Elles sont contraintes par les affleurements de surface. La représentation des structures profondes tient compte des données acquises par les levés sur les feuilles voisines, les sondages profonds, les archives minières et les profils sismiques. Leur équilibrage (c'est à dire la possibilité de restaurer les couches dans un état avant déformation) est relatif du fait des failles qui découpent des structures déjà formées (plis) et de l'absence de point de référence en position autochtone. Ces coupes montrent ainsi les effets du raccourcissement varisque qui s'est opéré suivant une direction principale SSE-NNW. Elles permettent de dégager une chronologie des déformations tectoniques.

#### **a) la déformation varisque**

Deux accidents majeurs, la faille de Theux au sud, à faible pente vers le nord, et la faille du Tunnel au nord, à faible pente vers le sud définissent une vaste nappe limitée à sa base par une faille plate (fig. 22 et coupe b-b').

Cette constatation est appuyée par les sondages profonds de Pépinster 1 et 2, de Soiron, de Soumagne, de Fays, d'Ensival et de Jonkeu, par les archives minières et par les profils sismiques. C'est le Massif de la Vesdre amendé ici en ce qui concerne sa limite septentrionale. C'est une nappe complexe, formée de plusieurs unités délimitées par des failles ondulantes, à pente générale vers le sud ou vers le nord (faille d'Oe, faille d'El Fagne). Ces failles découpent toutes les structures. La faille

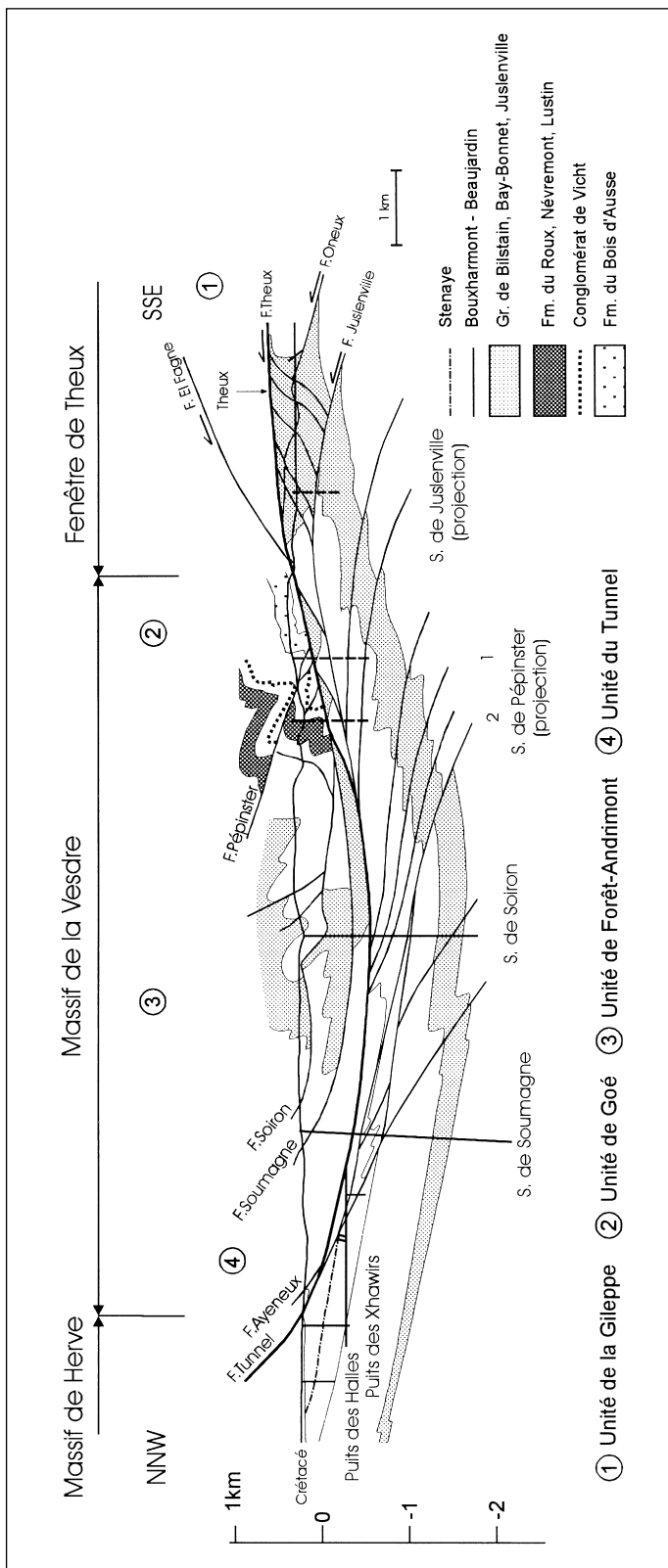


fig. 22 : Coupe b-b', synthétique.

Theux-Tunnel tronque la partie inférieure de la nappe à des niveaux stratigraphiques et structuraux différents suivant les transversales. Ces failles sont donc hors-séquences, contrairement à l'opinion de HOLLMANN & WALTER (1995).

Au nord, sous la nappe, le Massif de Herve est caractérisée par des couches inclinant faiblement vers le sud et organisées en écaillés imbriqués. Cette allure a été rencontrée dans la partie basale des sondages de Soiron et de Soumagne (fig. 22). Au sud, les couches de la Fenêtre de Theux montrent à l'affleurement un ensemble retourné à inclinaison faible vers le sud, le retournement des couches s'opérant à Theux (COEN, 1989). De tels niveaux renversés ont été décrits sous la faille de Theux dans les sondages de Pépinster 1 et 2, de Soiron et d'Ensival. Ces observations ont conduit certains auteurs à expliquer la structure d'ensemble comme un vaste pli couché à plan axial horizontal dont le flanc inverse apparaîtrait dans la Fenêtre de Theux. La jonction entre celui-ci et le Massif de Herve aurait été rencontrée dans le sondage de Jusleville sur la feuille 49/3 Spa (voir GRAULICH, 1984 et historique dans MICHOT, 1988). Nulle part dans la région, à quelque échelle que ce soit, on n'observe de tels plis.

Le plissement et les déformations qui lui sont associées sont les premières manifestations à considérer ("plats-craîns plissés" = rampes tectoniques plissées, plis-failles, failles mineures de chevauchement et schistosité bien marquée dans les roches à composante argileuse).

Si l'on restaure les couches avant le cisaillement par ces grandes failles, on obtient l'image d'une grande structure anticlinale dysharmonique et déjetée vers le nord au droit du Massif de Stavelot suivie au nord par un vaste synclinal.

L'accentuation du raccourcissement induit les cisaillements qui sectionnent les flancs de ce grand anticlinal en plusieurs écaillés. Les couches retournées de la Fenêtre de Theux peuvent être expliquées par l'étirement et la rotation des couches du flanc inverse de ce pli, jusqu'à leur retournement complet, et par leur cisaillement par des failles parallèles à la faille de Theux lors du charriage de cette même faille. De telles structures ont été illustrées par MEILLIEZ & MANSY (1990, fig., 8A) ou récemment par SCHÖNBORN (1992) ou STORTI & SALVINI (1996). Elles donnent aux couches l'allure d'un faux pli couché alors qu'il s'agit d'une structure acquise progressivement par le démantèlement complet d'un flanc inverse qui peut être originellement fort incliné. Il est possible, comme le pensait GRAULICH (1963b), que la gravité ait joué un rôle prépondérant dans la mise en place de l'unité structurale de Goé. On y observe une nette accentuation de la déformation vers le nord tandis qu'au sud s'étalent des allures tranquilles. Ce n'est pas le cas dans les unités septentrionales.

La faille de Theux, d'allure beaucoup plus plate, tronque toutes ces unités y compris les failles de Walhorn-Pépinster, Soiron ou Magnée. Dès lors, contrairement aux opinions admises jusqu'à présent, les grands accidents supérieurs ne lui sont pas nécessairement liés génétiquement.

La faille d'Eupen définie sur la feuille 43/4 Eupen (fig. 13) serait encore plus tardive selon les travaux de GEUKENS (synthèse dans GEUKENS 1986) puisqu'elle recoupe la faille de Theux au sud de la Fenêtre de Theux. Ce serait la dernière faille du système.

#### b) les déformations post-varisques

Signalons, outre les failles transversales, le soulèvement relatif du Massif de Stavelot, illustré par la disposition actuelle des dépôts crétacés. C'est un phénomène plus récent (post Rupélien) qui est lié au soulèvement général de l'Ardenne durant le Pliocène (GULLENTOPS, 1987, BLESS et al., 1991). Cette zone est encore active actuellement comme l'illustre la comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1990) par PISSART & LAMBOT (1990).

### 5. Synthèse : histoire géologique (fig. 23)

Il est difficile de résumer en quelques lignes l'histoire géologique de la région sans envisager un cadre géographique plus étendu. Nous nous limiterons à une chronologie des événements décrits sur la feuille avec un bref commentaire des divers paléoenvironnements rencontrés. Le lecteur pourra trouver dans la liste bibliographique un choix de travaux plus approfondis.

Au terme de l'Orogenèse calédonienne, affectant les couches cambro-ordoviciennes de l'Ardenne, un continent dont le Massif de Londres-Brabant constitue l'éperon méridional émerge au nord de l'Europe (Continent des Vieux grès rouges). La transgression dévono-carbonifère, venant du sud, va progressivement le recouvrir en trois grandes pulsations de plus en plus étendues.

La première d'entre elles n'atteint la surface de la feuille qu'au Lochkovien avec le dépôt d'un conglomérat fluviatile qui n'est bien développé que localement (Poudingue de Quarreux sur la feuille Limbourg-Eupen, GRAULICH, 1951, NEUMANN-MAHLKAU, 1970). Les sédiments du Dévonien inférieur sont surtout le reflet d'un environnement de plaine alluviale avec des caractères nettement plus côtiers au niveau de la Formation du Bois d'Ausse et de nettes influences marines au niveau de celle de Solières. Les couches correspondant au Praguien supérieur, à l'Emsien et à une partie de l'Eifelien sont en lacune. Localement, la lacune englobe tout l'Eifelien et une partie du Givetien (Heusy).

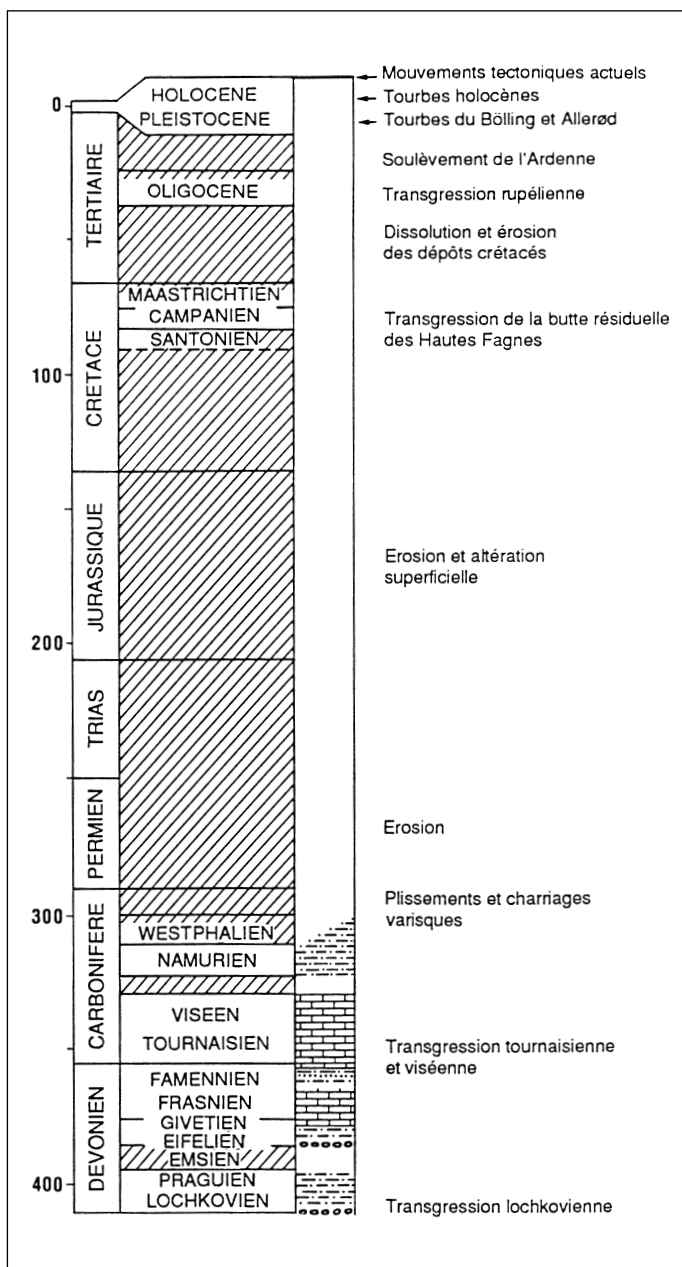


fig. 23

Le Poudingue de Vicht marque la base de la deuxième grande pulsation. La Formation de Pépinster témoigne encore d'apports continentaux variables (conglomérats) avec des traces d'émersion localisée; mais l'apparition des calcaires de la Formation de Névremont traduit l'installation rapide d'une plate-forme carbonatée au Givetien. Les sédiments témoignent d'une alternance d'environnements de type lagunaire à sublagonaire (calcaires laminaires) et des milieux plus ouverts sur l'océan (calcaires à stromatopores subsphériques ou nodulaires

et coraux) avec tous les intermédiaires. Les faciès de la Formation du Roux traduisent une évolution vers un environnement plus confiné (CNUDDE et al., 1986).

Le Frasnien s'inscrit dans une période de hausse générale du niveau marin, en plusieurs phases, qui atteint son apogée au Frasnien terminal. Le milieu de dépôt évolue parallèlement depuis une plate-forme marine vers une rampe homoclinale à sédimentation mixte (BOULVAIN, 1993). Les phases de relative stabilité sont marquées par le dépôt d'unités carbonatées qui présentent les mêmes caractéristiques que celles du Givetien. Les sédiments argileux représentent la réponse sédimentaire aux montées eustatiques. L'acmé de la montée eustatique est atteinte au Frasnien terminal avec développement d'une sédimentation essentiellement argileuse, hormis les 3 biostromes des Formations d'Aisemont et de Lambermont.

Le Famennien occupe une place particulière dans nos régions par sa nature terrigène enclavée dans les dépôts essentiellement carbonatés du Frasnien et du Tournaisien-Viséen. Il s'inscrit dans un contexte essentiellement régressif matérialisé par l'évolution des dépôts depuis des milieux relativement profonds (décantation de sédiments fins) vers des milieux proches de l'émersion (sédiments grossiers).

Les schistes de la Formation de Hodimont se sont déposés dans un milieu infratidal soumis périodiquement à l'influence des tempêtes (dépôts plus grossiers). Cette influence prend plus d'importance dans la Formation d'Esneux. L'étude des niveaux d'hématite oolithique révèle une genèse complexe (voir Lithostratigraphie).

L'ensemble des sédiments du Famennien supérieur montre une structure faite d'emboîtements, de superpositions et de relais des différents faciès correspondant à la progradation saccadée d'un complexe littoral. La Formation de Souverain-Pré est la trace, dans la région, d'une brève phase transgressive avec colonisation de foraminifères. Ces caractéristiques ont conduit de nombreux auteurs à postuler un contrôle de la sédimentation par une tectonique synsédimentaire (tectonique de blocs). Des failles précoces, d'orientation NNW-SSE, contemporaines de la sédimentation, limiteraient des blocs à contexte paléoenvironnemental différent (THOREZ & DREESEN, 1986, fig.33). Cette hypothèse pourrait expliquer les rapides variations latérales de faciès observés latéralement dès le Givetien. Ces failles précoces ne doivent pas être confondues avec les failles transversales figurées, d'origine plus récente.

La troisième grande pulsation est marquée par l'apparition des sédiments carbonatés au Famennien terminal. Les calcaires crinoïdiques suggèrent un environnement marin ouvert relativement turbulent. Les shales de la Formation de Pont d'Arcole

sont la marque de conditions infratidales plus profondes. La Formation des Dolomies de la Vesdre reflète une évolution vers des environnements lagunaires restreints, hypersalins, avec finalement le développement de niveaux d'évaporites dans des conditions de sabkha. La dissolution des évaporites est à l'origine de la brèche du Membre de Walhorn. L'analyse détaillée de la dolomitisation, secondaire, révèle une histoire très complexe.

Les Formations de la Brèche de la Belle-Roche, de Terwagne et de Moha témoignent d'une nouvelle évolution vers des milieux marins plus ouverts, avec encore des traces d'émergence dans la Formation de Terwagne (paléosols). La brèche sédimentaire, de composition fort variable suivant les endroits, est partiellement interprétée comme résultant de la dissolution d'évaporites dans un contexte différent de celui du Membre de Walhorn.

Les Formations de Lives et de Seilles traduisent, par leurs séquences, des alternances entre des environnements marins ouverts et des environnements plus confinés de type lagunaire (stromatolithes).

Le sommet des calcaires viséens est caractérisé par une surface d'érosion affectée de phénomènes karstiques (cavités remplies de sédiments namuriens). Elle souligne une lacune stratigraphique d'ampleur croissante de l'ouest vers l'est (sommet du Viséen - base du Namurien). Ces événements sont le résultat des manifestations de l'orogénèse varisque (surrection d'une cordillère loin vers le sud, voir Phénomènes karstiques, les paléokarsts). L'origine des sédiments détritiques du Namuro-Westphalien provient du sud et ils s'étalent sur une plate-forme subsidente et peu profonde en prenant les caractères d'une molasse d'avant-pays

Avec le Namurien s'installe un milieu de type paralicque de moins en moins soumis aux influences marines dans le Westphalien. Celles-ci sont soulignées par les niveaux à goniatites qui résultent de transgressions généralisées provenant de l'est (BOUCKAERT, 1967). Les nombreux niveaux de grès grossiers et de conglomérats ont une origine fluviale deltaïque.

C'est pendant le Carbonifère tardif que se déclenchent dans la région les processus de plissement et de charriage qui vont imprimer la structure tectonique actuelle.

Après une période d'émergence, d'érosion et d'altération superficielle, la transgression tardi-crétacée vient recouvrir en discordance les couches affectées par l'orogénèse varisque et les premières manifestations de la tectonique distensive due au graben du Rhin. Elle va envahir progressivement le Massif de Stavelot considéré comme formant une butte résiduelle (BLESS et al., 1991). Après une période continentale de dissolution et



d'érosion des dépôts crétacés, la région sera une nouvelle fois recouverte par les sédiments résultant de la transgression rupélienne.

La répartition actuelle de ces dépôts (fig. 24) illustre le soulèvement général de l'Ardenne dès la fin de l'Oligocène, influence de l'orogénèse alpine (GULLENTOPS, 1987).

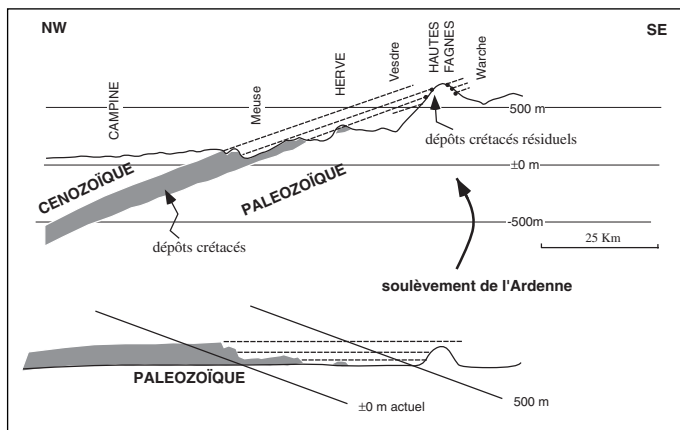


fig. 24 : Comparaison entre l'extension actuelle des dépôts crétacés et leur position à la fin du Crétacé, illustrant le soulèvement du Massif de Stavelot

## 6. Ressources du sous-sol

### 1. Hydrogéologie

La couverture tabulaire mésozoïque repose en discordance sur la structure plissée du Paléozoïque. Telle est la représentation succincte obtenue après une lecture rapide de la carte géologique. L'hydrologie et l'hydrogéologie locales dépendent de cette disposition.

Un premier domaine rassemble des aquifères superposés abrités au sein des formations du Crétacé. Ils appartiennent au bassin versant drainé par les ruisseaux du Bolland, de la Berwinne, de la Voer et de la Gulpe qui confluent tous vers la Meuse à Visé et plus au nord encore.

Un second domaine rassemble des aquifères apparemment disparates mais qui s'organisent suivant la structure plissée du Paléozoïque. Ils correspondent à une portion du bassin versant de la Vesdre.

Une ligne de partage entre ces deux bassins versants s'étend du sud-ouest au nord-est en suivant assez fidèlement la crête de la limite méridionale des terrains crétacés.

## a) Les réservoirs du socle paléozoïque

D'une manière générale, les nappes logées dans des roches réservoirs schisto-gréseuses sont superficielles. L'eau qui s'y infiltre, s'accumule dans la tranche supérieure densément fissurée et altérée des roches. Leur réserve est, dès lors, variable et soumise aux variations climatiques. Elles renferment des eaux de dureté moyenne, plus ou moins minéralisées et sensibles aux influences de l'activité anthropique en surface. En revanche, les grandes zones de failles peuvent, à elles seules, jouer le rôle d'accumulateur et de drain important. Moins sujettes aux influences de surface, elles sont à même de soutenir des productions plus intensives.

Les réservoirs de la bande schisto-gréseuse du Dévonien inférieur et moyen sont essentiellement localisés sur le versant sud de la Vesdre. Dans ce domaine, citons la galerie captante du Rocheux à Pépinster. Anciennement creusée pour la prospection du gisement métallifère du Rocheux-Oneux, elle draine aujourd'hui l'eau souterraine accumulée dans le massif qu'elle traverse et accessoirement celui, plus en amont, des calcaires carbonifères de la Fenêtre de Theux. Les eaux produites dans ce contexte sont peu minéralisées, douces (dureté : Th =  $\pm 5^\circ\text{F}$ ) et d'une acidité prononcée (pH 5 à 6).

La bande de schistes et de grès du Frasnien et du Famennien est essentiellement située sur le versant nord de la Vesdre. Elle abrite de nombreux petits captages tels que ceux du Trou Haké à Theux, les sources de Chabottes, des Doux-Fonds à Cornesse et du Fonds de Fièrain à Wegnez. Ils se composent de drains, de galeries à flanc de coteau et de sources captées, de production limitée ( $< 100 \text{ m}^3/\text{j}$ ) à usage local et sont gérés par les communes ou par les sociétés intercommunales de production d'eau. La chimie des eaux produites par ces aquifères révèle une dureté moyenne (Th  $\pm 15\text{-}25^\circ \text{F}$ ) et une acidité proche de la neutralité. Ajoutons-y une particularité intéressante, propre à la Formation de Souverain-Pré, seule bande carbonatée importante insérée au sein du massif siliceux famennien : les cavités karstiques qui s'y sont développées accentuent les capacités d'emmagasinement. Cet aquifère a l'avantage de soutenir une production minimale en période d'été. Ce pourrait être le cas des captages similaires à ceux de Lambermont - Fièrain (Verviers) et de Grande Fontaine à Cornesse.

La production d'eau issue des schistes du Houiller est faible et demeure réservée à la production locale. C'est le cas d'un des captages à l'émergence de Dison dont les eaux titrent habituellement une faible dureté et une légère acidité. Des installations plus importantes sont implantées au contact des schistes du Houiller et des calcaires du Viséen, siège de phénomènes karstiques développés. Citons le captage de Grand-Rechain. L'eau est neutre et de dureté faible mais d'une minéralisation accentuée.

La nappe du calcaire carbonifère s'inscrit dans une bande comprenant les formations carbonatées depuis le sommet du Famennien (Formation de Dolhain) jusqu'au Viséen. A cette bande qui s'étend depuis Tri-Mottet à l'ouest jusqu'au delà de Dison à l'est, se greffe l'excroissance du synclinal d'Engélivau. Ajoutons-y les îlots calcaires des synclinaux de Soiron et d'Andrimont ainsi que les fenêtres tectoniques d'Olné et de Soiron et l'extrémité nord de la Fenêtre de Theux.

Ces formations unifiées en une seule entité hydrogéologique constituent généralement de grands réservoirs aquifères. Ils sont perméables en «grand» grâce au réseau de fissures, de diaclases et de joints qui morcellent les calcaires, sans compter les phénomènes karstiques qui, par leur développement en réseaux souterrains, accroissent considérablement leur capacité d'emmagasinement. La rivière souterraine du Trou Wuinant à Forêt (perte du Gué d'Hadelin en relation avec l'émergence du Bai-Bonnet), celle de Vaux-sous-Olné (chantoire de la Falize à Olné hydrauliquement reliée aux résurgences de Vaux-sous-Olné), le karst d'effondrement du Bois des Lutins à Soiron ou le complexe karstique de Clisore à Andrimont constituent des exemples d'une karstification souterraine active de la roche-réservoir.

Parmi les captages importants, citons, outre le captage de Grand-Rechain déjà mentionné, l'emprise de Chinhote à Olné implantée sur un contact par faille de la Dolomie de la Vesdre et des schistes des Formations de Montfort-Évieux. Ils produisent une eau fortement minéralisée de dureté élevée (Th = 30 à 40 °F).

#### b) Les réservoirs des terrains de couverture.

Les sables d'Aachen se présentent sous la forme d'un biseau pointé vers l'ouest. De puissance croissante vers le NE s'étendant sous le plateau de Herve, cette formation abrite normalement un aquifère captif confiné entre les argiles d'altération des schistes du Houiller au mur et les marnes imperméables de la Formation de Vaals au toit. Sur la feuille cet aquifère se restreint à une excroissance située au sud de Chaîneux et, dépouillé de son toit imperméable, il se comporte en nappe libre de puissance très réduite. Il ne fait l'objet que d'exploitations locales par des particuliers. Il produit généralement une eau peu minéralisée et peu agressive mais soumise aux aléas des précipitations.

La Formation crayeuse de Gulpen, fondamentale pour l'hydrogéologie du Pays de Herve, constitue l'essentiel des ressources naturelles en eau de la région. D'une quarantaine de mètres vers le nord sur le plateau, sa puissance est réduite à quelques mètres à sa bordure sud. Cette unité comporte une nappe aquifère libre qui s'écoule vers le nord alimentant la plupart

des sources du bassin de la Berwinne. Il s'agit d'une nappe de fissures, qui fait l'objet d'exploitations locales (plusieurs centaines de puits particuliers) dont 2 ou 3 captages plus importants.

Dans ce domaine citons les galeries captantes de Soumagne et les captages de Fléron (communaux et privés). Les caractéristiques chimiques en font évidemment une nappe fortement minéralisée et de dureté importante (Th = 30 à 40° F).

Logées dans les sables et les graviers fluviatiles, les nappes d'alluvions sont indirectement en liaison avec les cours d'eau. Elles sont donc exposées à leurs caprices (remaniements, inondations, tarissement etc...) et soumises à l'influence des pollutions de surface. Peu sollicitées pour la consommation domestique, ces nappes sont cependant destinées à des usages industriels notamment dans la zone industrielle de Pépinster, par exemple. Un certain nombre de drains captants ont été implantés dans les alluvions de la Hogne.

## **2. Les phénomènes karstiques**

### **1) Généralités**

L'activité karstique d'un massif calcaire s'exprime en surface par une panoplie d'appareils aux formes les plus variées : dolines, ouvalas, chantoirs, puits naturels, abris-sous-roche, grottes, pertes, résurgences, sources vauclusiennes, etc.... Ils ne sont que le reflet assez lointain de tout un espace souterrain fait de réseaux drainants, noyés et dénoyés, plus ou moins bien développés (parfois colmatés) et structurés : couloirs, galeries, collecteurs, puits, siphons, salles aux décors parfois somptueux, etc...

L'attrait de leur découverte allié aux exigences sportives a donné naissance à la spéléologie que pratiquent bon nombre de groupements sportifs. Elle s'est aussi élevée au rang de discipline à part entière de la recherche scientifique.

Ces phénomènes sont le résultat de la dissolution d'un substrat rocheux carbonaté à l'air libre : suite à la régression des mers qui les ont déposés, ces sédiments, une fois émergés, subissent une érosion mécanique associée à une dissolution chimique (plus ou moins intense en fonction du temps d'exposition). Ils seront recouverts à leur tour par les sédiments de la transgression suivante qui préserveront ainsi les témoins des niveaux d'érosion (ou des pénéplanations), des phénomènes paléokarstiques et des horizons pédogénétiques qui leur sont parfois associés. On a dénombré plusieurs de ces témoins au cours de l'histoire géologique en Belgique notamment au Frasnien (EK, 1976), au Viséen supérieur et au Crétacé tardif.

Néanmoins, l'essentiel du réseau spéléologique (c'est à dire les cavités pénétrables par l'homme) a affecté en Belgique des massifs de calcaire cohérent du socle paléozoïque et son développement ne commence que bien après l'émergence continentale définitive au Plio-Quaternaire et une fois les terrains de couverture éliminés par l'érosion.

Un réseau karstique s'est structuré selon certaines orientations préférentielles en exploitant des zones de faiblesse de la roche : parallèlement à la structure des couches sédimentaires et suivant un système de fractures préexistantes et récentes. Les variations du niveau de base des grands cours d'eau (la Meuse et la Vesdre) couplées aux oscillations climatiques durant le Plio-quaternaire ont en outre aménagé le karst sur plusieurs niveaux superposés.

## 2) Spéléogénèse dans le bassin de la Vesdre.

Les formations rocheuses susceptibles de donner lieu à des développements spéléologiques comprennent la bande calcaire et dolomitique giveto-frasnienne des Formations de Névremont, du Roux, de Lustin et, pour partie, celle d'Aisemont, et les calcaires du Tournaisien et du Viséen. Chacune de ces entités carbonatées est affectée par un système karstique spécifique fonction de la structure géologique des couches et du régime hydrologique en surface.

Comme ailleurs en Belgique (QUINIF, 1977), on y distingue 2 grands types de réseaux spéléologiques :

### **a. Le réseau de recoupement souterrain de méandre.**

Il consiste à relier les deux bras en amont et en aval d'un ou de plusieurs méandres par un réseau souterrain phréatique. Des «adugeoirs», sièges de pertes actives ou fossiles, s'ouvrent en amont du méandre, en rives ou dans le lit d'un cours d'eau et absorbent une partie de l'écoulement aérien en assurant une mise en charge du réseau karstique. En aval, des résurgences vauclusiennes, également actives ou fossiles, débouchent sur les berges ou dans le lit du cours d'eau, en rejetant une partie l'eau emmagasinée. Ce réseau peut ainsi «court-circuiter» plusieurs méandres successifs sans «voir» la surface ou, en revanche, assurer un relais systématique des bras du méandre par le truchement de galeries noyées.

Trois faits régionaux marquants ont orienté le réseau karstique selon 2 directions à peu près orthogonales :

- l'orientation WSW-ENE du plissement (ici la verticalité des couches) qui s'accompagne d'une première génération d'accidents longitudinaux parallèles et de cassures annexes héritées de l'orogénèse varisque au Paléozoïque;
- l'orientation SSE - NNW des failles transversales;

- à la détente généralisée des massifs rocheux due à la surrection et l'érosion continentales (Plio-Quaternaire) s'ajoute la détente des versants des cours d'eau. Ces dernières ont ravivé et amplifié le réseau existant en un carroyage dense de fractures dans lequel le système phréatique initiera le réseau karstique.

- Le réseau de recoupement souterrain de la Vesdre.

La Vesdre, à l'instar des autres grandes rivières, fait partie des cours d'eau du type I. Dès le Tertiaire, elle s'enfonce par saccades d'origine climatique dans le substratum en surimposant son cours. Elle méandré le plus souvent dans un couloir dépressif schisto-calcaire giveto-frasnien, qui serpente ENE-OSO entre le relief dévono-calédonien des Hautes Fagnes au sud et une épaisse barrière schisto-gréseuse résistante du plateau famennien au nord. Ce couloir, où les couches se présentent en dressants renversés, constitue la retombée nord de l'Anticlinorium de Stavelot.

La présence de lambeaux de terrasses alluviales étagées sur les versants de la Vesdre témoigne des encaissements successifs du cours d'eau. L'existence de ces niveaux montre que le soulèvement généralisé du massif au Plio-Quaternaire s'accompagne d'un enfoncement de la Vesdre dans le socle par à-coups liés à des alternances de périodes climatiques froides et chaudes.

La période froide (pérglacière) est réputée freiner l'encaissement du cours d'eau, occasionner le comblement du lit par solifluxion d'une charge accrue de sédiment, accélérer l'érosion latérale des berges, et, d'une manière corollaire, favoriser le colmatage des appareils karstiques.

Durant la période chaude (interglacière), par un apport pluviométrique plus important (fonte de neige, phases humides), le cours d'eau récupère sa capacité érosive et s'encaisse de nouveau en laissant sur le côté les témoins alluviaux des périodes froides. Parallèlement au niveau de base de la Vesdre, l'abaissement de la nappe phréatique entraîne l'abandon des galeries et des cavités hautes, et la réactivation du réseau phréatique par le déblaiement, le recréusement ou le surcréusement des anciennes galeries et le développement de nouvelles inférieures aux premières.

L'exemple d'un recoupement souterrain de méandre le mieux connu dans la région est le complexe karstique de Flère sur la Vesdre entre Nessonvaux et Pépinster (AKWA-CWEPSS inédit).

La tête de la Vesdre souterraine comporte la grotte et le chanoir du *Drap Volé* situés au pied de la tour des Mazures. Il

s'agit d'une perte active en période de crue, dotée de 4 entrées basses (les 4 chantoirs d'*Elènes*) s'ouvrant à la base d'une paroi calcaire de la Formation de Lustin (DUBOIS, 1975). La *Grotte "Les Effondrements"* à l'extrémité nord du promontoire des Mazures comporte un réseau inactif et étagé fait de fissures à 4 ouvertures. L'émergence est localisée 1200 m en aval dans le lit de la Vesdre à la *Résurgence de Goffontaine*, au pied de la gare du même nom. Il s'agit d'un siphon (30 m) prolongé par un puits reconnu jusqu'à -53 m (FSBS, dans *Speleo Flash*, n° 137, sept. 1983). Il est surmonté d'une petite grotte inactive, vraisemblablement une résurgence fossile.

Surplombant le transit souterrain de la Vesdre, la zone des *Douwis*, à Flère, comprend un ensemble de 4 pertes en fissures alignées NW-SE parallèlement à la rive du méandre de la Vesdre, intégrant les eaux de crue au réseau souterrain. Ces fissures correspondent à la zone de détente des versants.

La *Grotte Jumelle* de Flère est un ensemble de 2 réseaux séparés en *Grande Jumelle* et *Petite Jumelle*, dont la particularité est de développer des cavités, des puits de soutirage, des regards phréatiques et des galeries à plusieurs niveaux, qui se recoupent dans les 3 directions de l'espace selon une structure en treillis (QUINIF, 1977). Il n'est pas impensable d'arriver à mettre les différents niveaux de galerie en relation avec les terrasses de la Vesdre.

Le sommet du promontoire de Flère est comme balafré par une échancrure béante et profonde (12 m) empruntant 2 directions de fractures. Enfin, *Grotte Daumerie*, *Grotte de l'Air Vif*, *Cavité de Bécoyin*, *Petite faille du Bois de Douwis*, *Grotte de la Grotte* etc..., sont autant de témoins en surface d'un développement karstique qui se développe à l'aplomb d'une Vesdre souterraine.

Le deuxième exemple de ce type de réseau de recouplement souterrain se situe dans le massif calcaire plissé du Viséen des sites classés de La Neuville et de Fonds-de-Forêt. La Magne après un parcours sur le plateau schisteux du Houiller, au nord de Saint-Hadelin, aborde dès le village de La Neuville le substrat calcaire viséen en s'encaissant profondément. Trois pertes actives et fossiles (notamment la *Perte du Gué Saint-Hadelin* et le *Chantoir de la Magne*) jalonnent les berges du cours d'eau en amont des carrières du Bay-Bonnet. Elles soutirent une partie de l'écoulement aérien au profit d'une Magne souterraine.

La résurgence a lieu à Fonds-de-Forêt aux *Émergences du Wuinant* et de *Bay-Bonnet*, après un parcours souterrain de l'ordre de 1000 m. Ce site est connu des spéléologues pour abriter sur son versant est une forte densité d'appareils karstiques. Certains d'entre eux (*Grotte Verticale S.F.F.*, *faille de la Résurgence*) témoignent de l'existence d'un faisceau de fissures inhérentes à la détente du versant rocheux.

D'autres ouvertures (*Trou Wuinant, Trous des Nutons*) localisées sur le plateau aboutissent, parfois via un étage intermédiaire de galeries, sur le parcours même de la Magne souterraine. La *Grotte de l'Ours* et la *Caverne de Fonds de Forêt*, quant à elles, comportent dès l'entrée un niveau d'ancienne terrasse alluviale.

La *Grotte Walou*, perchée au sommet d'un versant, comporte diverses ouvertures entamant les niveaux calcaires des Formations de Terwagne, Moha et Lives (Viséen). Les fouilles (en cours) ont mis au jour une coupe stratigraphique quaternaire exceptionnelle pour l'Europe occidentale (GROESSENS-VAN DYCK, 1989), qui s'étage depuis le Paléolithique moyen jusqu'au Néolithique. La composition de l'avifaune fossile et le contenu palynologique des diverses couches montrent une oscillation climatique caractérisée par un environnement de landes et de prairies humides aux paysages très ouverts, qualifié de froid (Préboréal-30 000 BP) et similaire à celui du nord de l'Ecosse actuelle, suivi d'un climat vif (Boréal) et enfin tempéré chaud (Atlantide). Jusqu'ici, on y a exhumé les restes d'une industrie lithique aurignacienne, cresswellienne, magdalénienne et périgordienne.

#### Le réseau karstique d'Olne/Vaux-sous-Olne.

La *chantoir de la Falize* à Olne engouffre deux cours d'eau dont l'aire d'alimentation est implantée sur des terrains schisteux houillers. Elle s'ouvre par une grotte et un entonnoir au pied d'une paroi calcaire de 10 m de hauteur et précède un développement spéléologique reconnu sur 142 m (Topo. XHAARD, P.; IAFRATE, M.; SIRAUD, D.; G.R.S.C.; 1988 dans Clair Obscur Avril 1985).

Les tests de coloration auxquels ont procédé NYS et LINSMAN (1929), ont établi l'existence d'une liaison souterraine entre cette perte pérenne et une seule des trois résurgences situées dans la propriété de la Villa des Hirondelles à Vaux-sous-Olne : 192 heures ont été nécessaires au colorant pour parcourir une distance de 825 m pour une dénivelée de 60 m, émerger d'un massif dolomitique et entamer le cours aérien du Ry de Vaux sur les assises gréseuses des Formations de Montfort-Évieux.

La rivière souterraine oriente son cours parallèlement à une vallée sèche, sinueuse et assez échancrée qu'emprunte en partie la rue Froidheid en direction de Vaux-sous-Olne. Elle visite au passage le *Trou du Rhinolophe* et la *Grande faille de Vaux-sous-Olne*, des ouvertures propres aux fissures de détente de versant, à demi-colmatées et ouvertes dans la Fenêtre d'Olne.

Il s'agit donc d'un transit souterrain qui emprunte un réseau karstique quasi transverse aux couches des formations tournaisiennes et viséennes, au travers de deux unités tectoniques distinctes, dans une zone de convergence de failles multiples (f. de Soiron et f. des Marais, f. transversale de Nessonvaux).



## **b. Le réseau chantoir-résurgence.**

Ce type de réseau est lié aux affluents subséquents des rivières principales, faiblement encaissés et au cours généralement rectiligne. Il date de la dernière période froide. On distingue encore deux dispositions morpho-structurales selon la situation du massif karstique par rapport aux bassins d'alimentation voisins.

Le premier dispositif abrite un collecteur hypogée qui suit une bande calcaire et débouche par une résurgence dans une rivière principale (type I). Le ruissellement de surface se concentre en de multiples ruisseaux (type II) dévalant les pentes voisines non karstiques, pénètre le calcaire en s'engouffrant dans des chantoirs alignés et atteint le collecteur.

Dans le second dispositif, un cours d'eau prend sa source en tête d'un bassin "imperméable" (grès famennien, schiste houiller par exemple), descend des hauteurs et se perd dès l'amont d'une vallée sèche. Il n'engendre pas de confluence souterraine et l'énergie mise en oeuvre n'est pas suffisante pour permettre un développement karstique de grande ampleur.

### Le réseau karstique de Clisore à Andrimont.

L'aire d'alimentation comporte un vaste chantoir actif composé de multiples pertes formant une vallée aveugle au bout de laquelle le ruisseau de Clisore, après drainage du substrat schisteux du Houiller, entame un parcours souterrain dans les calcaires viséens des Groupes de Bay-Bonnet et de Juslenville.

Ce parcours, jusqu'ici inconnu des spéléologues, suscite l'une des 2 hypothèses suivantes ou leur combinaison :

- les joints de stratification ont orienté le dispositif karstique vers l'ouest et guident l'écoulement souterrain en direction du graben de Dison;
- la rivière souterraine s'écoule vers le sud par le truchement d'un faisceau de fractures transversales, percole au travers des terrains famenniens et alimente le bassin versant du ruisseau des Prés du Mont.

Le régime de crue voit, en outre, la *Grotte Brebonne* débiter l'excédent d'eau emmagasiné après un transit souterrain de plus de 200 m, amorcer l'écoulement aérien vers le sud dans un vallon sec et grossir le débit du ruisseau des Prés du Mont. En chemin, surgissent encore une perte (*Perte de la Grotte du Trokay*) et une résurgence (*Résurgence du Trokay*) qui réamorcent le karst sur un petit tronçon.

Le Ruisseau de Clisore, à l'origine uni au ruisseau des Prés du Mont (au sud), aurait surimposé son cours tertiaire dans le socle paléozoïque, guidé vraisemblablement par un faisceau d'accidents transversaux similaires à ceux qui affectent le plateau d'Andrimont. Par cette surimposition le recoupement sou-

terrain de la bande de calcaire se serait édifié dans une disposition analogue. Les appareils karstiques superficiels se concentreront donc de préférence sur le trajet souterrain et aux contacts faillés des schistes houillers (f. du Corbeau) en amont et des grès fameniens des Formations de Montfort-Évieux (f. de Soiron) en aval.

### Le système karstique de la Turlurette à Court-Xhendelesse

Ce système karstique tient plutôt de la seconde disposition morpho-structurale, bien qu'il ne réponde pas à toutes les conditions : le ruisseau de Xhendelesse descend du plateau schisteux houiller du même nom et se perd en profondeur en arrivant sur les roches calcaires viséennes dans les chantoirs de Court-Xhendelesse. Ceux-ci ont été creusés en tête d'un vallon asséché qui surplombe un tronçon du réseau souterrain. NYS et LINSMAN (1929) ont découvert à 3750 m de là l'émergence de ce réseau au débouché d'une seconde résurgence de la Villa des Hirondelles, lors d'un essai de traçage (63 h de transit).

Il est intéressant de relever l'existence d'une vallée sèche aveugle transversale à la précédente, marquée par un plancher argileux rouge et bordée par le *Champ de dolines du Bois des Lutins*, dont la position prolonge la faille transversale de Chinhé.

La *Dépression du Bois des Lutins* a l'aspect d'un vaste cratère ouvert dans les calcaires viséens (F. de Moha et de Lives), au périmètre ruiniforme fait d'amas de blocs désorganisés. Elle présente certaines caractéristiques d'un *ouvala* résultant de la coalescence de dolines.

### Le système karstique du Bola

Entre la perte du Bola en aval de Soiron et une résurgence dans le Ry de Vaux à Touvoie les mêmes spéléologues ont établi une liaison souterraine par un traçage de 16 h au travers des terrains dolomitiques tournaisiens (Formation des Dolomie de la Vesdre).

## 3) Les paléokarsts

### Le paléokarst viséen.

Le contact Viséen-Namurien est marqué à l'échelle régionale par une karstification intense des calcaires viséens sommitaux. Il en résulte une surface irrégulière formée de réseaux plus ou moins denses de chicots et de dolines comblées par des dépôts terrigènes houillers et des blocs de calcaires de tailles diverses.

Les caractéristiques d'une poche de dissolution remplie de brèche de schistes houillers avec morceaux de calcaires, au

sommet des calcaires viséens dans le sondage de Soiron (1533m), ont permis à GRAULICH (1962) de montrer que la dissolution des calcaires s'est faite sous une couverture de sédiments argileux marins du Groupe houiller (dépôts en lacune actuellement), dans la zone de percolation météorique (au-dessus de la nappe aquifère). Cette karstification aurait eu lieu lors d'une émergence continentale qu'il date de la phase sudète de l'orogénèse varisque. Ce processus aurait été suivi par une nouvelle phase transgressive déposant les niveaux continentaux et marins de l'Arnsbergien (E2b-E2c).

EK & POTY (1982) émettent aussi l'opinion que les processus de karstification des calcaires sont intervenus après le dépôt d'une couverture non soluble (grès, schistes houillers). L'accentuation des phénomènes créent des puits et des dépressions comblés par les débris provenant de l'effondrement des terrains surimcombants auxquels peuvent s'ajouter des argiles et des minéralisations diverses

A la surface topographique, ce paléokarst se trahit souvent par un alignement de dépressions qui ponctuent le paysage. Ces appareils résultent probablement de la réactivation récente du paléokarst sur une ampleur généralement restreinte à une tranche superficielle. Ils peuvent aussi constituer, le plus souvent, les reliques d'anciennes minières ou des fosses d'extraction dont il ne subsiste parfois plus que de vagues talus de haldes ou de déblais à proximité (F. POLROT comm. pers.).

Mais l'impact de ces deux morphologies se différencie peu sur le paysage et conduit souvent à un diagnostic malaisé dans une région aplanie et dénuée d'affleurements rocheux. En outre, la présence d'une épaisse couverture pédologique quaternaire masque la délimitation réelle des calcaires et des schistes et peut fausser l'observation.

Citons les pertes et les alignements de champs de dolines de Stokis à Grand-Rechain ouvertes sur la faille de Soumagne.

### Les dissolutions karstiques du Crétacé.

Lorsque la mer crétacée a entamé son retrait au Maastrichtien supérieur depuis les contreforts des Hautes-Fagnes, elle laisse en place un biseau de sédiments sableux et crayeux émergés au détriment desquels se développe aussitôt une "surface d'érosion pré-oligocène". Un premier épisode d'altération et de dissolution karstique des corps crayeux s'opère. Le modelé du relief résultant se manifeste vraisemblablement par un ensemble de phénomènes karstiques plus ou moins développés et comblés d'argiles. L'évolution extrême de ces processus est soulignée par les lambeaux résiduels d'accumulations de sillex et d'argiles présents sur les plus hauts sommets des Hautes-Fagnes (BLESS et al., 1991, voir fig. 24).

Cette surface sera remodelée durant l'Oligocène par une nouvelle transgression qui dépose des sables jusqu'au coeur du Massif ardennais (DEMOULIN 1986, 1995, GULLENTOPS, 1987, BLESS et al., 1991, voir fig. 25).

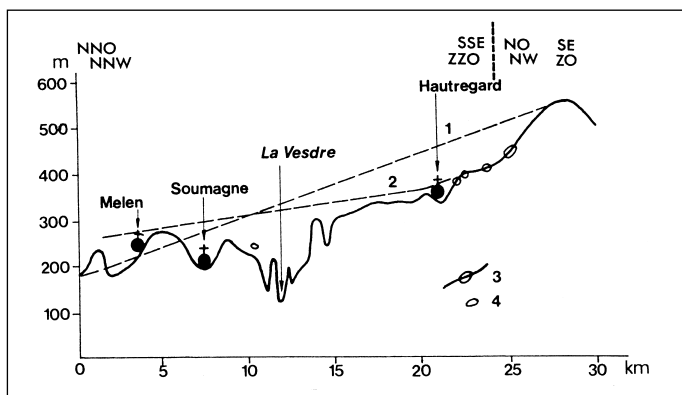


fig. 25 : Profil topographique Blégny-La Gleize, 1- surface pré-maestrichtienne, 2- surface pré-oligocène, 3- dépôt oligocène sur le profil, 4- idem à proximité du profil (d'après DEMOULIN, 1986).

La tendance régressive amorcée à la fin de cette période se confirme au Mio-Pliocène. Les rivages des diverses transgressions ultérieures reculent définitivement vers le nord et font place à une plaine littorale de plus en plus étendue. Au Pliocène le rivage marin régresse vers le nord et fait place à la plaine littorale. Débute alors l'érosion continentale qui entaille la plaine émergée par un drainage hydrographique "primitif", la dénude de sa gangue de sable tertiaire, découvre les horizons crayeux du Crétacé en même temps que s'opère un deuxième épisode karstique qui en dissout une bonne partie.

Actuellement, les actions dissolvantes s'opèrent au dépens de la Formation de Gulpen dont il ne subsiste dès lors plus que les horizons inférieurs. C'est cet ensemble géologique, installé sur son socle paléozoïque, qui structure ce qu'on appelle le *Pays de Herve*.

Cette région se singularise dans le paysage par une sorte d'échine à corps crayeux d'extension E-W, prolongée par des ramifications septentrionales, aux bords profondément ciselés. Ce sont les derniers témoins d'un ancien vaste plateau tabulaire dont le front de cuesta domine la vallée de la Vesdre au sud et qu'un réseau hydrographique dense a profondément échancré au nord.

La craie, au coeur du plateau, présente une surface altérée et très irrégulière. Elle est profondément découpée dans sa masse par un réseau de fissures élargies et colmatées, et traversée par un labyrinthe de galeries et de poches de dissolution remplies de sédiments résiduels et tertiaires. Elle tend à évoluer vers des caractéristiques morphologiques que EVRARD (1951,

1958) assimile à des «hums», sortes de réseau serré de reliefs isolés dominant une surface d'érosion karstique colmatée par des éléments issus de la décalcification.

Les roches résiduelles qui recouvrent la plupart du temps les versants et le plateau crayeux de Herve se composent d'argiles à silex, parfois indurées, agrémentées à la base de lentilles argilo-sableuses. L'argile à silex provient essentiellement du résidu insoluble de la dissolution karstique dont on devine encore certains horizons d'une craie disparue. Le sable, d'origine tertiaire, a été introduit par infiltration météorique dans le réseau karstique de la craie.

La présence de dolines en tête de vallons, leur élargissement et leur approfondissement s'accompagnent d'effondrements brusques et fréquents; ils attestent de la poursuite actuelle des processus de dissolution en profondeur par les eaux météoriques agressives sur la craie. Les rideaux de glissement parfois très longs et étagés et les arrachements de terrains qui affectent les coteaux, témoignent de l'instabilité et de la mobilité de l'argile à silex. Celle-ci est affectée par des tassements différentiels en bordure du massif crayeux, phénomènes qui ont des répercussions dommageables encore aujourd'hui sur la stabilité des ouvrages d'art.

### 3. Ressources minérales et fossiles

A l'heure actuelle, seules deux carrières sont encore en activité (car. de Trooz et de Bay-Bonnet) mais la surface de la feuille fourmille d'anciens témoins d'une activité extractive importante tant du point de vue carrier que du point de vue minier (charbon, Pb, Zn, Fe).

#### - charbon

Le charbon a été intensivement exploité sur la surface de la feuille depuis la fin du XVI<sup>e</sup> siècle (La Houillère des Xhawirs, DAVREUX, 1833, MALHERBE, 1862, DEWÉ, 1947, GAIER, 1988). Située dans la partie méridionale du "Bassin houiller de Herve" (au sens de l'Administration des Mines = district), la moitié nord de la feuille est couverte d'une série de concessions qui ont été exploitées jusqu'en 1974. GAIER (1988) a illustré leurs histoires.

Le gisement a été essentiellement exploité dans l'intervalle Beaujardin (= Bouxharmont = Finefrau Nebenbank) - Grande Veine de Nooz-Général-Victoire (= Stenaye = Wasserfall). L'épaisseur des veines exploitées est pluridécimétrique à métrique et leur épaisseur cumulée représente environ 3 % de l'épaisseur totale. Les charbons exploités appartenaient aux catégories de houille demi-grasses, quart-grasses et maigres

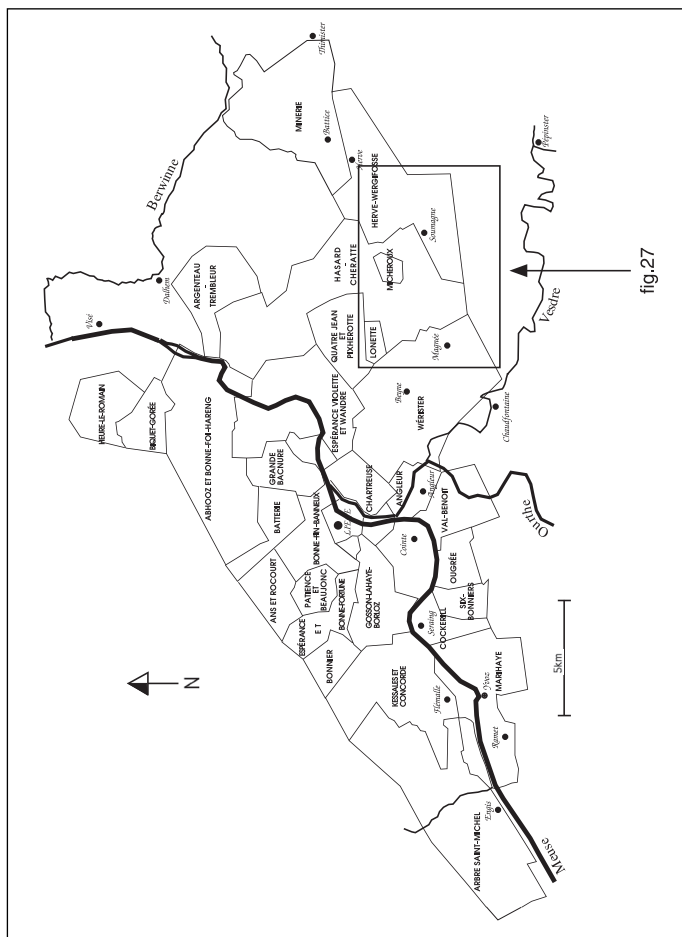


fig. 26 : Carte des concessions houillères (1948) du Bassin de Liège.

avec un rendement en matière volatile de 7,5 à 16 % suivant la couche considérée (CHAUDOIR & ANCIEN, 1950).

Du fait de la configuration tectonique du gisement, limitée au sud par la faille du Tunnel (chevauchement par une écaille stérile) et de l'infrastructure des transports, les principales fosses d'exploitation sont essentiellement localisées le long de la route Liège-Battice entre Fléron et la limite nord de la feuille.

L'exploitation comportait des puits d'extraction, des puits d'aéragage et des puits de descente du personnel (voir plus de détails dans Documentation complémentaire) :

- siège José de la concession de Herve-Wergifosse avec deux puits, celui des Halles (prof. 409 m) et celui des Xhawirs (prof. 550,42 m);
- concession de Micheroux, puits Théodore (prof. 690 m);
- siège de Micheroux de la concession du Hasard-Cheratte avec divers puits, celui du Grand-Bure ou Vieux-Bure (prof. 913 m), Vieux Gustave (prof. 800 m) et Bas-Bois (prof. 447 m);

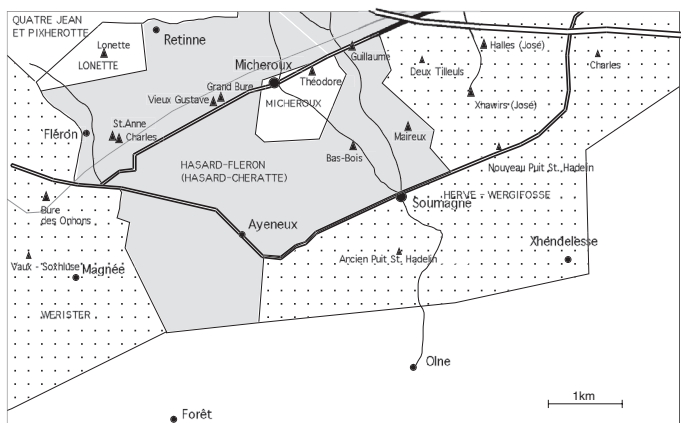


fig. 27 : Concessions sur la feuille avec localisation des principaux puits de mine

- siège de Fléron de la concession du Hasard-Cheratte avec les puits Charles (prof. 429 m) et Sainte-Anne (prof. 520 m);
- la concession de Wérister est exploitée par le siège de Wérister (feuille 42/5-6 Seraing-Chênée) mais possédait 2 puits sur la feuille (Vaux-Soxhluse, prof. ± 605 m et Onhons, prof. 434 m).

Sous la couverture crétacée (“morts terrains” 10 à 46 m), le gisement exploité est formé de couches à faible inclinaison vers le sud (20 à 30°) dont la structure a été développée dans la partie tectonique. L’ensemble s’approfondit donc vers le sud et l’exploitation se faisait par étages pris successivement en descendant (fig. 28). Certaines galeries (bacnures) dépassent les 1500 m vers le sud à partir des puits.

De nombreuses bures (= puits) d’exploitation plus ancienne existent dans cette zone (bure Guillaume, de Maireux, de Lonette...). Quelques unes, souvent à des fins de recherches, ont été creusées au sud de la faille du Tunnel (Bure de recherche de Saint-Hadelin, Nouveau puits Saint-Hadelin) (voir FOURMARIER, HUMBLET, 1941, 1942 ou GRAULICH, 1976).

Un dernier vestige de cette époque est en cours de restauration. Il s’agit des bâtiments et de la belle-fleur métallique du charbonnage du Bas-Bois (rue Célestin Demblon à 4630 Soumagne).

#### - Grès et quartzites

La carrière de Trooz, le long de la Vesdre exploite les roches des Formations de Montfort-Évieux comme granulat. Les grès et quartzites de ces formations ont été exploités localement pour l’empierrement des routes ou la construction sur toute l’étendue de la feuille. Une multitude de petites carrières, ouvertes dans les faciès les plus favorables (zones plus ou moins

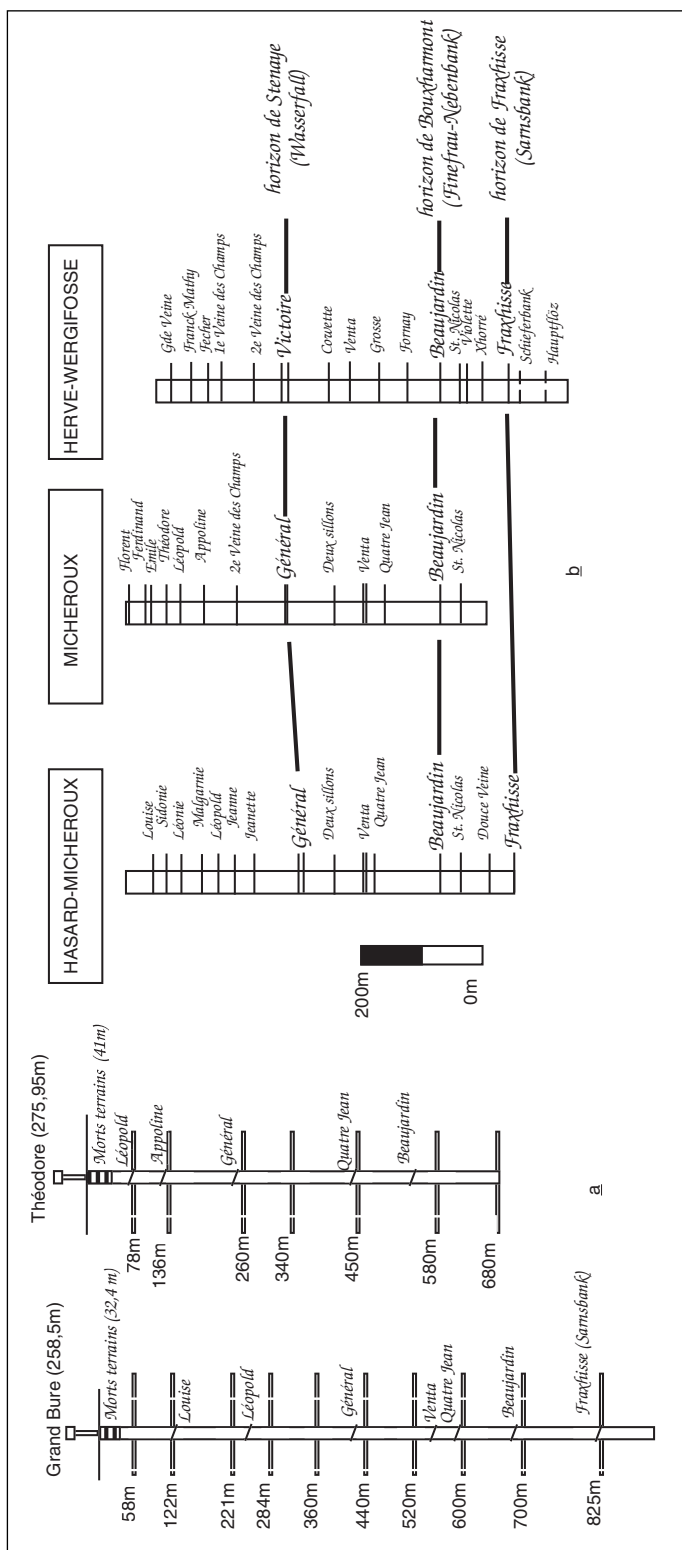


fig. 28 : a) Étages d'exploitation des puits Grand-Bure et Théodore avec position de quelques veines; b) nom des veines exploitées dans les diverses concessions et corrélations (voir fig.10)



homogènes et épaisses de grès et quartzites), s'alignent sur les zones d'affleurement des formations. La même caractéristique peut être observée dans les diverses formations gréseuses présentes sur la feuille. C'étaient essentiellement des exploitations artisanales à usage plus ou moins local.

#### - Calcaires

Les calcaires des Formations de Névremont et de Lustin ont été largement exploités pour la construction (pierre de taille) et éventuellement pour la production de la chaux. D'anciennes carrières, plus ou moins importantes s'échelonnent sur toute leur surface à travers la feuille (Verviers, Pépinster, Fraipont). Il est possible d'en voir les témoins dans les linteaux, seuils etc... de nombreuses anciennes maisons.

Les calcaires des Formations de Moha, de Lives et de Seilles sont exploités dans la carrière du Bay-Bonnet pour Cockerill. Parmi un grand nombre d'anciennes exploitations, quelques-unes soulignent l'importance de ces niveaux comme granulats, matériau de construction et pour la fabrication de la chaux (anciennes carrières, à Dison, Petit-Rechain, Petite-Juslenville...). Les calcaires des Formations de Dolhain, d'Hastière et de Landelies ont été exploités dans de minuscules carrières, comme pierre de taille.

Signalons enfin, à titre anecdotique, que les roches particulières de la Formation de Souverain-Pré peuvent se rencontrer sur la feuille comme blocs dans des murets ou dans divers monuments (croix, etc...).

#### - Dolomies

Les dolomies de la Vesdre ont été exploitées dans le passé comme pavés et pierres destinées à la confection des fours à chaux dans diverses petites exploitations locales (Soiron, Olne) (DAVREUX, 1833).

#### - Sables

Les sables ont été utilisés localement (petites sablières à Olne, Fonds de Forêt).

#### - Argiles

Les argiles plastiques ("smectite") de la Formation de Vaals et les argiles d'altération des schistes houillers, souvent difficilement dissociables, ont été exploitées sur la feuille comme terre à foulon (dégraissant) pour l'industrie drapière de Verviers et comme liant pour l'agglomération des poussières ré-

sultants de l'exploitation de la houille (DAVREUX, 1833, DUMONT, 1882, CALEMBERT, 1947). Il n'en reste aucune trace.

#### - Limons

Ils ont servi localement pour la fabrication de briques. Il ne reste aucune trace aujourd'hui de cette industrie.

#### - Minerais métalliques :

Diverses anciennes exploitations et indices sont signalés sur la planchette et ce dès le XVII<sup>e</sup> siècle (DE LIMBOURG, 1770). Des études générales relatives aux gisements et indices plombo-zincifères du Synclinorium de Verviers ont été effectuées par DEJONGHE & JANS (1983) et DEJONGHE et al. (1993). En outre, le rôle historique de la Vieille-Montagne dans l'exploitation minière et la métallurgie du zinc dans l'ancien Duché de Limbourg a été précisé par LADEUZE et al. (1991a et b).

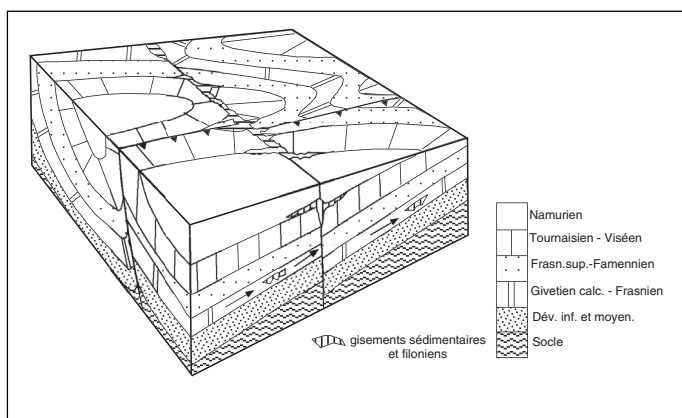


fig. 29 : Exemple de mise en place d'un filon (d'après DEJONGHE, 1990). La figure illustre le cas d'un filon mis en place dans les formations tournaisiennes et viséennes avec développement d'amas aux contacts entre les roches carbonatées et les formations terrigènes encaissantes (contacts stratigraphiques ou tectoniques avec le Famennien ou le Namurien). Les métaux proviennent principalement du lessivage des roches carbonatées du Givetien et du Frasnien par les eaux météoriques. Un modèle simple suppose que la circulation de ces solutions est interrompue par une faille transversale, ce qui provoque leur remontée le long de la faille (-> filon). Au contact des formations terrigènes sus-jacentes, formant écran, se développent les amas.

La majorité des gisements Pb-Zn exploités dans le Synclinorium de Verviers était constituée par des filons logés dans des failles transversales liées à la tectonique d'effondrement du Graben du Rhin. La plupart de ces filons et, en tout cas, les plus importants du point de vue tonnage, étaient encaissés dans les formations carbonatées du Tournaisien- Viséen, et greffés d'amas localisés au contact stratigraphique et/ou tectonique

de formations lithologiquement distinctes, les amas situés au contact lithostratigraphique du Viséen et du Namurien étant très nettement les plus importants. La minéralogie de ces gisements était généralement simple : il s'agissait le plus souvent d'assemblages de sphalérite (ZnS), de galène (PbS), de pyrite ou de marcasite (FeS<sub>2</sub>) et de leurs produits d'oxydation. Parmi ces derniers, citons la calamine, un mélange de minéraux oxydés de zinc, carbonatés (smithsonite et hydrozincite) et silicatés (willémitte et hémimorphite), souvent souillés par des oxydes de fer (limonites) et des argiles.

Sur la feuille Fléron-Verviers, les gisements Pb-Zn sont peu nombreux et leur importance économique très réduite. Citons :

+ Rocheux-Oneux : Ce gisement situé à cheval sur les feuilles Verviers et Louveigné-Spa (49/3-4) est le plus important. Il s'agit d'un filon minéralisé, discontinu, sur environ 1200 m de longueur avec des amas latéraux irréguliers sur 100 à 150 m de largeur. Il est lié à des fractures de direction NNW-SSE (zone failleuse Sasserotte-Le Rocheux). La minéralisation est composée d'environ 54% de sulfures (pyrite, marcasite, galène et sphalérite) et 46% d'oxydes (limonite, calamine et d'autres minéraux divers). Le gisement a été exploité, apparemment dès le XVe siècle jusqu'en 1880. Les dernières études datent de 1982-1983. Elles ont décelé, à la profondeur de 250 m, deux passes minéralisées avec des teneurs en Pb-Zn de l'ordre de 9% à 25 %.

Sur la feuille, existaient 4 puits d'exploitation (Sohan, Kenway 1 et 2, Ferme) avec des galeries les rejoignant à diverses profondeurs. Il n'en reste plus que des haldes.

- + Stembert : il s'agit d'un gisement apparemment filonien (DEJONGHE et al., 1993), situé dans des calcaires de la Formation de Lustin et lié à des fractures transversales. Il était formé en fait de 3 axes filoniens se recoupant à hauteur de la gare de l'Est à Verviers (filon 1, direction N135E, filon 2, direction N225E, filon 3, direction N200E). Il apparaît comme une succession de lentilles divergeant en profondeur avec un chapeau de fer constitué d'argiles et de sables limonitiques en surface. La minéralisation est composée d'environ 34% de sulfures (pyrite, galène et sphalérite) et 56% d'oxydes (limonite, calamine et d'autres minéraux divers). Le gisement a été exploité depuis au moins le XVe siècle jusqu'en 1860. Les dernières prospections datent de 1979 (géochimie, géophysique). Elles se sont soldées par un échec;
- + Corbeau-Tapeu : gisement de type filonien dont la minéralisation est composée d'environ 37% de sulfures (galène, sphalérite et pyrite) et de 63% d'oxydes (limonite, cérusite, smithsonite);
- + Haute-Saurée : gisement exploité jusqu'en 1864 pour la calamine, la galène, la pyrite et la limonite (selon FRANQUOY,

1869). Il est situé au contact entre les calcaires viséens et les siltites et grès du Namurien (faille du Corbeau) dans le prolongement nord du filon précédent. Ces deux derniers gisements semblent liés à la même fracture transversale;

- + Pouillon-Fourneau : amas limonitique situé au nord de la route Petite-Juslenville-Ronde-Haie (feuille 49/3-4 Louveigné-Spa), apparemment au contact entre le Viséen et le Namurien le long du tracé de la faille de Theux. Il contient également de rares sulfures (galène, sphalérite). Il a été exploité par galerie souterraine jusqu'en 1863, essentiellement pour le minerais de fer.

De nombreux autres indices ou petites exploitations de sulfures et de limonite figurent dans les divers travaux cités. Ils n'ont fait l'objet que de prospections ou d'exploitations artisanales :

- au contact des Formations de Pépinster et de Névremont ou Lustin (hématite oolithique de la Formation de Presles) :
  - + au sud du village de Fraipont;
  - + à l'extrémité occidentale de la carte aux environs des lieux-dits El Péri (La Pirir selon FRANQUOY, 1869;  $x=242,25$ ,  $y=139,80$ ) et Au Tier (Aux Thiers selon FRANQUOY, 1869;  $x=242,50$ ,  $y=141,00$ ).
- au contact des Formations de Montfort-Évieux et des calcaires ou dolomies des Formations de Dolhain à Lives :
  - + Andrimont : "poches" de limonite sur le calcaire selon FRANQUOY (1869);
  - + Petit-Rechain-Dison, au lieu-dit Bois des Haies (Bois des Heids selon FRANQUOY, 1869;  $x=254,20$ ,  $y=147,70$ ) : gisement de limonite reposant sur le calcaire;
  - + Soiron : limonite;
  - + Vaux-sous-Olne ( $x=247,20$ ,  $y=142,38$ ) : lentille de minerais orientée parallèlement au contact méridional faillé de la Fenêtre d'Olne (FORIR, 1898). Les associations minérales sont des sulfures (galène) et des oxydes (calamine). Il a été exploité artisanalement jusqu'en 1874;
  - + Forêt : gîte de limonite sous le calcaire exploité jusqu'à 60 m de profondeur.
- au contact des formations de Lives-Seilles et du Groupe houiller :
  - + amas de limonite situés sur ce contact entre Saint-Hadelin-Olne et Cour à Xhendelesse;
  - + Petit-Rechain : limonite.

Des indices de minéralisation ont été trouvés sur la feuille Fléron le long du contact septentrional faillé de la Fenêtre de Soiron, au sud de la ferme Mohontier. Signalons enfin le filon minéralisé découvert en 1876 à l'est du lieu-dit Renoupré dans la Formation de Lambermont.

## 7. Documentation complémentaire

### 1) Sondages

Les divers grands sondages réalisés sur la feuille ont été guidés par le souci de reconnaître l'extension méridionale du "bassin houiller de Herve" et la structure tectonique du parautochtone sous les massifs charriés. Ils ont été réalisés à deux époques bien distinctes :

- au début du 20e siècle, par les sociétés charbonnières pour rechercher des gisements éventuels sous la faille de Theux suite aux travaux de FOURMARIER (In FOURMARIER, 1913). A cette occasion furent effectués les sondages de Pépinster 1 et 2, de Fraipont et de Trooz. Seuls subsistent les descriptions originales de FOURMARIER (1913) et quelques échantillons (pour les 2 sondages de Pépinster) réétudiés par GRAULICH (1963b);
- à partir des années 1950 par le Service géologique de Belgique. Les descriptions détaillées de ces sondages ont été publiées et des échantillons sont conservés au Service géologique de Belgique.

L'interprétation tectonique des résultats obtenus a été source de nombreuses interprétations. Celles-ci portent essentiellement sur la structure profonde et affectent peu l'interprétation de la cartographie de surface, hormis dans le Groupe houiller (GRAULICH, 1976). Les différents points de vue récents sur la question ont été développés par COEN (1986,1989), GRAULICH (1986a et b), MICHOT (1988, 1989) et HOLLMAN & WALTER (1995).

Les résultats des **sondages de Fraipont** ( $x = \pm 245,818$ ,  $y = \pm 140,578$ , prof. 280 m) et de **Trooz** ( $x = \pm 244,140$ ,  $y = \pm 140,770$ , prof. 683,04 m) sont malheureusement peu utilisables. Les caractéristiques et descriptions, faites par FOURMARIER (1913), ne permettent pas d'en tirer des renseignements précis.

Les deux sondages de Pépinster ont confirmé l'interprétation émise par FOURMARIER (1906) sur base cartographique, à savoir la faible pente vers le nord de la faille de Theux et la présence de houiller. sous cette dernière.

- **sondage de Pépinster 1** (projeté sur la coupe b-b' et la fig. 22 :  $x = 251,560$ ,  $y = 140,090$ ,  $z = \pm 140$  m, prof. 1004 m);
- description : FOURMARIER (1913);
- interprétation : GRAULICH (1963b, c, 1986), MICHOT (1988).

Sous la faille de Theux, recoupée à la profondeur de 209 m, le sondage a traversé un ensemble de couches du Groupe houiller. L'inclinaison des couches est très faible, hormis quelques petites tranches fortement inclinées (sur max. 30 m) qui témoignent, par leurs caractéristiques, de la présence de petits plis et de failles. GRAULICH (1963b) interprète cet intervalle comme une superposition d'un ensemble renversé sur un ensemble à polarité normale par l'intermédiaire de la faille de Jusleville (540 m). C'est l'hypothèse retenue.

Il considère que la lame calcaire de 9 m, directement sous la faille de Theux, est le prolongement des calcaires surmontant les dépôts houillers, en position renversée, aux Forges-Thiry. Il assimile l'ensemble épais de grès rencontré plus bas aux Grès des Forges-Thiry.

- **sondage de Pépinster 2** (projeté sur la coupe b-b' et la fig. 22 :  $x = 251,100$ ,  $y = 140,690$ ,  $z = \pm 135$  m, prof. 1005,51 m);
- description : FOURMARIER (1913);
- interprétation : GRAULICH (1963b, c, 1986), MICHOT (1988).

La faille de Theux a été traversée à la profondeur de 350 m (GRAULICH, 1963b) sous des couches à forte inclinaison attribuées aux Formations de Névremont à Aisemont (renversées). Les couches sous-jacentes du Groupe houiller montrent la même allure qu'au sondage de Pépinster 1. GRAULICH (1963b) en fait la même interprétation (faille de Jusleville à 405 m). Les niveaux repères biostratigraphiques sont cependant plus abondants.

- **sondage de Fays** (coupe c-c' pour la partie supérieure :  $x = 256,417$ ,  $y = 138,563$ ,  $z = 328$  m, prof. 349,65 m);
- description et interprétation : GRAULICH (1979a et b), BOONEN & VAN STEENWINCKEL (1980).

Situé à 400 m au nord de la faille de Theux en surface, le sondage l'a recoupée entre les profondeurs de 122,65 m et 126,65 m avec une inclinaison de 15° vers le nord. Sous celle-ci, ont été rencontrées les formations qui affleurent dans le coin SE de la feuille, hormis les Dolomies de la Vesdre, avec une faible inclinaison vers le nord.

- **le sondage de Jonkeu** (coupe c-c' pour la partie supérieure :  $x = 255,629$ ,  $y = 139,300$ ,  $z = 330$  m, prof. 1000 m);
- description et interprétation : inédit Graulich et Vandenvén, HANCE et al. (1991, p.124) pour la partie surmontant la faille de Theux.

Au-dessus de la faille de Theux rencontrée à la profondeur de 413 m, le sondage a traversé une série éodévonienne comportant la partie inférieure de la Formation du Bois d'Ausse et la plus grande partie de la Formation du Marteau. Sous la faille

de Theux, le sondage a recoupé une épaisse série dolomitique correspondant au Groupe de Bay-Bonnet (avec la Formation de Pont d'Arcole) et la Formation de Dolhain, en position normale, redoublée par une faille de chevauchement très importante (715,50 m). Le sondage a été arrêté dans la partie supérieure de la Formation d'Évieux à la profondeur de 1000 m.

- **le sondage d'Ensival - Lambermont** (ce sondage peut être projeté à l'extrémité nord de la coupe c-c' :  $x = 254,442$ ,  $y = 142,922$ ,  $z = 150$  m, prof. 1020,4 m);
- description et interprétation : GRAULICH & VANDENVEN (1973), COEN-AUBERT (1974).

La faille de Theux a été recoupée à la profondeur de 448 m. Elle met en contact une série supérieure constituée des Formations de Lambermont à Pépinster (polarité normale, dessinant un pli en chaise) et une série inférieure composée des formations de Lives et de Seilles et du Groupe houiller, plissée et faillée. GRAULICH & VANDENVEN (1973) y voient, comme aux sondages de Pépinster, la superposition entre un ensemble à polarité inverse (Viséen et Namurien) et un ensemble à polarité normale par l'intermédiaire de la faille de Jusleville (à 520,30 m).

- **le Sondage de Soiron** (coupe b-b' et fig. 22 :  $x = 249,360$ ,  $y = 142,656$ ,  $z = 175,67$  m, prof. 2000 m);
- description : GRAULICH (1977);
- interprétation : GRAULICH (1963c, 1984), MICHOT (1988), HOLLMANN & WALTER (1995).

Le sondage a découpé plusieurs unités séparées par des failles importantes :

- une partie supérieure formée de couches des Formations de Montfort-Évieux formant le flanc nord du synclinal de Touvoie;
- la faille de Soiron (241,20 m);
- un ensemble formé de couches plissées des Formations de Seilles, Lives et Moha correspondant au prolongement de la Fenêtre de Soiron, visible en surface à l'est;
- la faille de Magnée-Soumagne (583,25 m);
- une série comportant la Formation de Seilles et la partie inférieure du Namurien en polarité inverse;
- la faille basale de la nappe charriée (778,94 m);
- des couches du Namurien supérieur (Marsdenien-Yeadonien) dessinant un couple anticlinal-synclinal de grande dimension, dissymétrique et déversé vers le nord. Dans le détail, cette structure est compliquée par la présence de nombreuses petites failles provoquant de multiples redoublements des horizons repères;
- un ensemble westphalien inférieur faiblement incliné (1232,7 et 1260,35 m);

- une série à inclinaison faible et à polarité normale allant du Namurien (Kinderscoutien) au Famennien supérieur.

Les différences d'interprétation concernent essentiellement la délimitation de la partie médiane, plissée et faillée en diverses unités structurales (position des failles de Magnée, d'Ayeneux et du Tunnel). GRAULICH (1984) place la faille de Juslenville entre un ensemble à polarité inverse et un ensemble à polarité normale (778,94 m) alors que MICHOT (1988) y voit une simple superposition d'écaillés sans implication de critères de polarité.

- **le Sondage de Soumagne** (coupe b-b' et fig. 22 : x = 248,473, y = 144,713, z = 256,58 m, prof. 2528,28 m);
- description : GRAULICH, (1963a, 1977);
- interprétation : GRAULICH (1963c, 1984), MICHOT (1988), HOLLMANN & WALTER (1995).

Comme le sondage précédent, celui-ci a découpé plusieurs unités séparées par des failles importantes :

- surmontant la faille de Soumagne, les couches du Namurien supérieur visibles en surface;
- la faille de Soumagne (178,45 m);
- une série namurienne supérieure (Marsdenien-Yeadonien) dessinant un couple anticlinal-synclinal de grande dimension, dissymétrique et fortement déversé vers le nord. Cette structure est compliquée par la présence de nombreuses petites failles provoquant de multiples redoublements des horizons repères dans le dressant;
- la faille basale de la nappe charriée (faille du Tunnel à 610,35 m);
- des couches de la partie supérieure du gisement exploité (Westphalien) faiblement inclinées (610,35-719,50 m);
- un ensemble comportant la veine Beaujardin, plissée et faillée, qui se raccorde au gisement exploité au nord (719,50-963,00 m);
- une série à inclinaison faible et à polarité normale allant de la base du Westphalien au Dévonien inférieur.

Les différentes interprétations divergent quant à la délimitation de la partie supérieure en diverses unités structurales.

De nombreux petits sondages ont été effectués dans le cadre des travaux des autoroutes Liège-Aachen et Battice-Verviers. Leurs descriptions détaillées ont été publiées par GRAULICH (1969a, 1969b, 1970, 1975) ou figurent dans des rapports internes du Service géologique de Belgique. Certains d'entre-eux ont été utilisés pour tracer les limites des formations crétacées mais ils ne figurent pas sur la carte du fait des travaux postérieurs de construction de l'autoroute.



## 2) Puits de charbonnages

Certains puits des charbonnages sont quasi aussi profonds que les forages décrits. S'il est très facile d'analyser la partie exploitée (Westphalien), ce n'est pas le cas pour les terrains de couverture. Il y a en effet des divergences en ce qui concerne la nature et l'épaisseur de ces dépôts entre les documents publiés, les archives du Service géologique de Belgique et les archives des sociétés houillères. Les coordonnées Lambert ont été calculées d'après les coordonnées mines dont nous disposons. Les profondeurs sont celles figurant sur les documents les plus récents en notre possession.

Références utilisées :

- 1) dossier "Minutes de la carte géologique de Belgique, feuilles 135W et 135E", archivé au Service géologique de Belgique;
- 2) FORIR (1898), carte géologique 135 Fléron-Verviers;
- 3) LEDOUBLE, 1905;
- 4) FOURMARIER, 1910;
- 5) FOURMARIER, 1927;
- 6) HUMBLET, 1941;
- 7) HUMBLET, 1942 ;
- 8) CHAUDOIR & ANCION, 1950;
- 9) DELMER & GRAULICH, 1959;
- 10) GRAULICH, 1976;
- 11) Archives des charbonnages de Herve-Wergifosse conservées au Service géologique de Belgique;
- 12) Archives des charbonnages de Hasard-Cheratte conservées au Service géologique de Belgique;
- 13) Archives des charbonnages de Wérister conservées au Service géologique de Belgique;
- 14) Archives du charbonnage de Lonette conservées au Service géologique de Belgique;
- 15) Archives des charbonnages de Maireux-Bas-Bois conservées au Service géologique de Belgique.

- **Puits des Halles** (coupe b-b', fig. 22 :  $x = 248,743$ ,  $y = 147,688$ ,  $z = 288,13$  m, prof. 409 m).

Références : 1, 2, 6, 8, 11.

<u>Épaisseur des morts-terrains :</u>	(1)	(2)
- limons 1,3 m	1,5 m	
- argile à silex	6,9 m	7,0 m
- craie (Formation de Gulpen)	7,8 m	7,8 m
- Formation de Vaals	18,7m	18,1 m
- <u>total</u>	<u>34,7m</u>	<u>34,4 m</u>

Remarques : (6) et la coupe du puits figurée dans (11) indiquent 34,2 m de morts-terrains.

- **Puits des Xhawirs** (coupe b-b', fig. 22 :  $x = 248,553$ ,  $y = 147,008$ ,  $z = 271,02$  m, prof. 550,42 m).  
Références : 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11.  
Épaisseur des morts-terrains :
 

	(1)	(2)
- limons	0,3 m	7,1 m
- argile à silex et sables	2,4 m	
- Formation de Vaals	15,9 m	11,1 m
- <u>total</u>	<u>18,6 m</u>	<u>18,2 m</u>

 Remarques : (6) et la coupe du puits figurée dans (11) indiquent 20,6 m de morts-terrains.
  
- **Bure des Deux-Tilleuls** ( $x = 247,770$   $y = 147,450$ ,  $z = 279,3$  m, prof. inconnue).  
Références : 1, 2.  
Épaisseur des morts-terrains :
 

	(1) et (2)
- limons	1,0 m
- argile à silex	6,0 m
- craie	8,7 m
- Formation de Vaals	27,3 m
- <u>total</u>	<u>43,0 m</u>
  
- **Puits Théodore ou Bois de Micheroux** (fig. 28 :  $x = 246,277$ ,  $y = 147,348$ ,  $z = 275,95$  m, prof. 690 m).  
Références : 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 12.  
Épaisseur des morts-terrains :
 

	(1) et (2)	(8)
- limons	5,5 m	
- argile à silex	6,5 m	6,0 m
- craie	13,0 m	16,0 m
- Formation de Vaals	16,0 m	12,0 m
- <u>total</u>	<u>41,0 m</u>	<u>34,0 m</u>

 Remarques : (3), (6) et (12) indiquent 41 m de morts-terrains.
  
- **Bure Guillaume** ( $x = 246,873$ ,  $y = 147,646$ ,  $z = 279,55$  m, prof.  $\pm 450$  m).  
(3) et (15) indiquent 46,15 m de morts-terrains sans plus de précisions.
  
- **Bure de Bas-Bois** ( $x = 246,892$ ,  $y = 146,303$ ,  $z = 237,01$  m, prof. 447 m).  
Références : 4, 5, 6, 7, 8, 12, 15.  
(15) indique quelques mètres de terrains superficiels, sans Crétacé.
  
- **Bure de Maireux** ( $x = 247,697$ ,  $y = 146,501$ ,  $z = 248,01$  m, prof.  $\pm 245$  m).  
Références : 15.  
(15) indique quelques mètres de terrains superficiels, sans Crétacé.
  
- **Vieux-Bure ou Grand-Bure** (fig. 18 et 28 :  $x = 245,021$ ,  $y = 146,909$ ,  $z = 258,48$  m, prof. 913 m).

Références : 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12.

<u>Épaisseur des morts-terrains :</u>	(1) et (2)	(8)
- limons	4,05 m	
- argile à silex et sables	8,5 m	10,0 m
- craie	3,5 m	15,0 m
- Formation de Vaals	14,5 m	15,0 m
- <u>total</u>	<u>30,5 m</u>	<u>40,0 m</u>

Remarques : (3), (6) et la coupe du puits figurée dans (12) indiquent 32,4 m de morts-terrains.

- **Vieux-Gustave** ( $x = 244,900$ ,  $y = 146,845$ ,  $z = \pm 260$  m, prof.  $\pm 800$ m)

Références : 8, 12.

Les documents ne donnent aucune indication sur les terrains de couverture.

- **Puits Charles** ( $x = 243,571$ ,  $y = 146,329$ ,  $z = 261,38$  m, prof.  $\pm 520$  m).

Références : 6, 8, 12.

(6) et la coupe du puits figurée dans (12) indiquent 45 m de morts-terrains sans plus de précisions.

- **Puits Sainte-Anne** ( $x = 243,561$ ,  $y = 146,362$ ,  $z = \pm 263$  m, prof. 520,00 m).

Références : 8, 12.

(12) indiquent 33m de morts-terrains sans plus de précisions.

- **Bure des Onhons ou Saint-Léonard n°3** ( $x = 242,634$ ,  $y = 145,513$ ,  $z = 267,7$  m, prof. 434 m).

Références : 1, 2, 3, 13.

<u>Épaisseur des morts-terrains :</u>	(1) et (2)
- limons	3,0 m
- argile à silex	6,0 m
- craie	4,5 m
- Formation de Vaals	16,5 m
- <u>total</u>	<u>30,0 m</u>

Remarques : (3) indique 34,5 m.

- **Puits de Soxhluse (Vaux)** ( $x = 242,298$ ,  $y = 144,700$ ,  $z = 255,42$  m - Puits de Service -, prof. 605 m).

(6) et la coupe du puits figurée dans (12) indiquent 10,02 m de morts-terrains sans plus de précisions.

- **Bure de Lonette** ( $x = 243,330$ ,  $y = 147,610$ ,  $z = \pm 247,50$  m, prof.  $\pm 520$  m).

Références : 1, 2, 3.

<u>Épaisseur des morts-terrains :</u>	(1) et (2)
- limons	4,5 m
- argile à silex	9,0 m
- craie	6,5 m
- Formation de Vaals	12,5 m
- <u>total</u>	<u>32,5 m</u>

Remarques : (3) indique 31,3 m de morts-terrains sans plus de précisions.

- **Bure Charles** (feuille Verviers,  $x = 250,331$ ,  $y = 147,590$ ,  $z = 275,80$  m, prof. 170,00 m).  
Références : 2, 5, 10.  
(2) indique 21 m d'épaisseur pour la Formation de Vaals.
- **Ancien Puits Saint-Hadelin** ( $x = 247,573$ ,  $y = 144,692$ ,  $z = 223,66$  m, prof. 348,00 m).  
voir analyse détaillé et références dans (10).
- **Nouveau Puits Saint-Hadelin** ( $x = 248,854$ ,  $y = 146,174$ ,  $z = 210,00$  m, prof. 214,00 m).  
voir analyse détaillé et références dans (10).
- **Bure Dubois** (fig. 19 :  $x = \pm 248,915$ ,  $y = 147,001$ ,  $z = \pm 246,00$  m, prof.  $\pm 40$  m).  
voir analyse détaillé et références dans (10).

De nombreux autres anciens petits puits sont figurés et décrits sommairement dans (2) et (10).



## Références bibliographiques

**ADERCA, B.**, 1932

Tectonique du synclinorium de la Vesdre au Nord-Est de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **55** : M37-72.

**ALBERS, H. J.**, 1976

Feinstratigraphie, Faziesanalyse und Zyklen des Untercampan (Vaalser Grünsand = Hervien) von Aachen und dem niederländisch- belgischen Limburg. *Geol. Jb.*, **A 34** : 3- 68.

**ALBERS, H. J. & FELDER, W. M.**, 1979

Litho- , Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton- Dan/ Paläozän) von Aachen - Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). *In Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, n°6* : 47- 84.

**ANCION, C. & EVRARD, E.**, 1957

Contribution à l'étude des failles Monty, Mouhy et d'Ostende dans la partie orientale du Massif de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **80** : B477-488.

**ASSELBERGHS, E.**, 1927

Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr. *Bull. Soc. belge Géol.*, **37** : 123-143.

**ASSELBERGHS, E.**, 1944

L'Eodévonien de la bande de la Vesdre. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XIII** : 145-212.

**ASSELBERGHS, E.**, 1945

Sur un faciès spécial du Siegenien supérieur dans la bande de la Vesdre. *Bull. Acad. roy. Belgique, 5è série*, **29** : 743-758.

**ASSELBERGHS, E.**, 1946

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

**BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., CAMELBECK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P. J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J. W. M., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZINSKI, F., SCHUMACKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, P., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M.**, 1991

The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113** : 53-73.

**BOONEN, P.**, 1979

Une faune à conodontes du Tournaisien dans le massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 127-130.

**BOONEN, P. & VAN STEENWINKEL, W.**, 1980

Le Tournaisien du sondage de Fays et la paléogéographie du Tournaisien inférieur dans la région de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **103** : 183-195.

**BOUCKAERT, J.**, 1967

Namurian transgression in Belgium. *Ann. soc. géol. Pologne*, **37** : 145-150.

**BOUCKAERT, J., CONIL, R. & THOREZ, J.**, 1967

Position stratigraphique de quelques gîtes fameniens à Foraminifères. *Bull. Soc. belge Géol.*, **75** : 159-175.

**BOULVAIN, F.**, 1993

Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens "F2j" de l'Ardenne. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **260** : 427 p.

**BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, P., STREEL, M. & TOURNEUR, F.**, 1991

Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **30** : 106 p.

**CALEMBERT L.**, 1947

Les roches argileuses de la Belgique, *In A.I.Lg. (Eds.), Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Géologie* : 245-263.

**CAMELBEEK, T.**, 1990

L'activité sismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de sismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112/2** : 347-365.

**CHAPELIER, A.**, 1957

Nouvelles observations sur les niveaux de terrasse de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **80** : 379-394.

**CHAUDOIR, H., & ANCIEN, C.**, 1950

Étude géologique du bassin houiller de Liège. Le Massif de Herve. Région orientale. *Ass. Étude Paléont. Strat. Houillères*, **6** : 80 p.

**CNUDE, C., DEJONGHE, L. & MAMET, B.**, 1986

Paléogéographie des formations givetiennes et frasniennes du Synclitorium de Verviers. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1986/2**, 45 p.

**CNUUDE C., DEJONGHE L. & MAMET B., 1987**

Étude sédimentologique et géochimique du Frasnien de la carrière située à Pépinster au lieu-dit Massau (Synclinorium de Verviers). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **229**, 57 p.

**COEN, M., 1986**

Réponse à Paul Michot. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 33-54.

**COEN, M., 1989**

Coupe à travers les massifs renversés du nord la Fenêtre de Theux. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 27.

**COEN, M., COEN-AUBERT, M. & CORNET, P., 1976**

Distribution et extension stratigraphique des récifs à "Phillipsastrea" dans le Frasnien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, **XCVI** : 325-331.

**COEN, M., CONIL, R. & DERYCKE, C., 1982**

Datations et polarités dans le Dinantien de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **105** : 131-134.

**COEN-AUBERT, M., 1969**

Le Givetien et le Frasnien supérieur de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **92** : 383-395.

**COEN-AUBERT, M., 1970**

Le Frasnien dans la région des Surdents (Massif de la Vesdre, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **93** : 383-395.

**COEN-AUBERT, M., 1974**

Le Givetien et le Frasnien du massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. *Bull. Acad. roy. Belgique*, **XVIII/2** : 146 p.

**COEN-AUBERT, M., 1982**

Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique. *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique*, **54/6** : 1-65.

**COEN-AUBERT, M. & LACROIX, D., 1979**

Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 269-279.

**COEN-AUBERT M., & TOURNEUR F., 1991**

Part I : The Devonian limestones of Ardenne (Belgium), In BIRENHEIDE, R., COEN-AUBERT, M., LÜTTE, B.-P. & TOURNEUR, F., Excursion B1, Devonian Coral Bearing Strata of the Eifel Hills and the Ardenne. *Excursion Guidebook of the VI. Intern. Symp. Fossil Cnidaria, Münster* : 1-27.

**CONIL, R., 1964**

Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur (révision des limites sous l'aspect micropaléontologique (en



collaboration avec LYS, M. & PAPROTH, E.). *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém.*, XV : 105 p.

**CONIL, R.**, 1967

Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. *Ann. Soc. géol. Belgique* : **90**, B413- B429.

**CONIL, R. & GRAULICH, J. M.**, 1963

Étude sédimentologique du passage des sédiments détritiques du Famennien aux sédiments carbonatés du Tournaisien. *Sixième Congrès International de Sédimentologie, livret-guide de l'excursion G, 2e partie*.

**CONIL, R. & GRAULICH, J.-M.**, 1970

Les sondages d'étude et d'injection du viaduc 62 (Welkenraedt) de l'autoroute E5. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper, 1970/4* : 68 p.

**DAVREUX, C. J.**, 1833

Essai sur la constitution géognostique de la Province de Liège. Bruxelles, Hayez : 298 p.

**DEJONGHE, L.**, 1987

Lithogéochimie des sédiments de plate-forme déposés au Sud du Massif du Brabant (Belgique) pendant le Mésodévonien et le Frasnien. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **23** : 147 p.

**DEJONGHE, L.**, 1990

La minéralisation Ba, (Zn, Pb) de Chaudfontaine (Synclinorium de Verviers). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **28** : 199 p.

**DEJONGHE, L. & JANS, D.**, 1983

Les gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique. *Chron. Rech. min.*, **470** : 3-24.

**DEJONGHE, L., GRAULICH, J. M. & HANCE, L.**, 1989

Les enseignements d'une campagne sismique conduite entre Liège et Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 29-36.

**DEJONGHE, L., LADEUZE, F. & JANS, D.**, 1993

Atlas des gisements plombo-zincifères du Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **33** : 1-483.

**DE LIMBOURG, R.**, 1770

Mémoire sur l'histoire naturelle d'une partie du Pays Belgique. *Mém. de l'Acad. imp. et roy. des Sciences et Belles-lettres de Bruxelles*, **I** : 361-410.

**DELMER, A., & GRAULICH, J. M.**, 1959

Solution de quelques problèmes de stratigraphie houillère par

la découverte de niveaux à goniatites. *Bull. Soc. belge Géol.*, **LXVII** : 425-453.

**DEMOULIN, A.**, 1986

Les surfaces d'érosion crétaciques et paléogènes du nord de l'Ardenne- Eifel. *Zeitschr. für Geom.*, **30** : 53-69.

**DEMOULIN, A.**, 1988

Les terrasses de la Vesdre et la tectonique quaternaire sur le flanc nord du Massif Ardennais. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 209-216.

**DEMOULIN, A.**, 1989

Les transgressions oligocènes sur le Massif Ardenne-Eifel. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112** : 215-224.

**DEMOULIN, A.**, 1995

L'Ardenne des plateaux : héritage des temps anciens; Surfaces d'érosion en Ardenne, *In DEMOULIN, A. (Ed.)*, L'Ardenne-Essai de Géographie physique. Ed. Département de Géographie physique de l'Université de Liège : 68-93.

**DEWÉ H.**, 1947

La Houille dans l'ancien pays de Liège, *In A.I.Lg. (Eds.)*, Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Mines, Liège : 3-32.

**D'HEUR, M.**, 1970

Étude sédimentologique du Givetien du Massif de la Vesdre *Ann. Soc. géol. Belgique*, **93** : 509-522.

**DREESEN, R.**, 1975

Le Famennien de la Tranchée de Dison. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1975/5** : 15 p.

**DREESEN, R.**, 1978

Position stratigraphique de la formation de Souverain-Pré dans le Synclinorium de Dinant et le Bassin de la Vesdre. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1978/2 (150)** : 74 p.

**DREESEN, R.**, 1982

Storm generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa 1b-Fa 2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **105** : 105-129.

**DREESEN, R.**, 1984

Stratigraphic correlations of Famennian oolitic ironston in the Havelange (Dinant bassin) and Verviers boreholes (Vesdre massif) (Upper Devonian, Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 197-211.

**DREESEN, R.**, 1988

Stop A11 of Field Triep A2, *In* First International Senckenberg Conference and 5th European Conodont Symposium (ECOS V), Contributions I. *Cours. Forsch. Inst.-Senckenberg* , **102** : 74-75.

**DREESEN, R.**, 1989

The «*Cheiloceras* Limestone», a Famennian (Upper Devonian) event stratigraphical marker in Hercynian Europe and northwestern Africa ? *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 127-133.

**DUBOIS J.**, 1982

Cavités karstiques de la Province de Liège. (Inventaire des phénomènes karstiques pénétrables tels que abîme, abri, caverne, chantoir, faille, grotte, puits et trou.). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1982/1 et 2 (187,188)** : 217 p. et 184 p.

**DUBRUL, L.**, 1954

Le Frasnien dans le massif de la Vesdre. *In* Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Vol. hors série Soc. géol. Belgique* : 169-177.

**DUCARME, H.**, 1945

Notes sur le Dévonien moyen et inférieur à Fraipont et à Nessonvaux. *Bull. Soc. belge Géol.*, **53** : 113-120.

**DUMONT, A.**, 1832

Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mém. cour. Ac. roy. Sc.*, **VIII** : 374 p.

**DUMONT, A.**, 1855

Carte géologique de Spa, Theux et Pépinster (échelle du 20 000 ème), Etablissement géographique Ph. Van der Maelen, Bruxelles.

**DUMONT, A.**, 1882

Mémoires sur les terrains crétaé et tertiaires préparés par feu A. Dumont et édités par M. Mourlon (voir Mourlon).

**DUSAR, M. & DREESEN, R.**, 1976

Étude biostratigraphique du Famennien inférieur dans les environs de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **99** : 543-564.

**DVORAK, J.**, 1973

Die Quergliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Siegener Antklinikorium. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **143** : 132-152.

**EK, C. & POTY, E.**, 1982

Esquisse d'une chronologie des phénomènes karstiques en Belgique. *Rev. belge. Géogr.*, **106** : 73-85.

**EVARD, E., 1951**

Recherches sur l'évolution karstique du pays de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74** : M71-104.

**EVARD, E., 1958**

Observations nouvelles sur les phénomènes karstiques du Pays de Herve et leur influence à la surface de sol. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **81** : B529-542.

**FELDER, W. M., 1975**

Lithostratigraphische van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid Limbourg en het aangrenzende gebied. In ZAGWIJN, W. H. & VAN STAALDUINEN, C. J. (Eds.), Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, *Rijks Geol. Dienst* : 63-75.

**FORIR, H., 1898**

Fléron-Verviers : Feuille 135 de la carte géologique de Belgique à 1/40 000, Inst. Cartogr. Mil., Bruxelles

**FORIR, H., 1906**

Le Pays de Herve. Essai de géographie physique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **33** : M163-171.

**FOURMARIER, P., 1901**

Le bassin dévonien et carboniférien de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **27** : M27-53.

**FOURMARIER, P., 1904**

Le prolongement de la faille eifélienne à l'est de Liège. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **31** : M 107-136.

**FOURMARIER, P., 1905**

La limite méridionale du bassin houiller de Liège. *Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl., Liège* : 479-495.

**FOURMARIER, P., 1906**

La structure du Massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **33** : M109-138.

**FOURMARIER, P., 1910**

Sur la structure de la partie méridionale du bassin houiller de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **37** : M219-234

**FOURMARIER, P., 1913**

Les résultats des recherches par sondages au sud du bassin houiller de Liège. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **39** : M587-682.

**FOURMARIER, P., 1926**

Quelques observations sur la tectonique du Houiller du Pays de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **49** : B32-47.

**FOURMARIER, P.**, 1927

L'allure du Dévonien entre Pépinster et les Forges Thiry. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **50** : B208-214.

**FOURMARIER, P.**, 1928a

Observations sur la nappe de Soiron du massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **51** : B343-347.

**FOURMARIER, P.**, 1928b

Compte rendu de la Session extraordinaire de la Soc. géol. Belgique tenue à Liège, du 8 au 11 septembre 1928. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **51** : B349-B383.

**FOURMARIER, P.**, 1939

La position stratigraphique et tectonique du marbre noir de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **62** : B484-490

**FOURMARIER, P.**, 1940

La schistosité dans le massif de la Vesdre, *In Publ. Congrès Liège Assoc. franç. Avan. Sc.*, 63e session, 1939 : 485-489.

**FOURMARIER, P.**, 1941

Faïlle de Soiron et faille de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **64** : B65-71.

**FOURMARIER, P.**, 1943

La faille de Pépinster dans le Ry de Mosbeux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **66** : B148-150.

**FOURMARIER, P.**, 1949

Le faciès «macigno de Souverain-Pré» du Famennien dans la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **73** : B49-52.

**FOURMARIER, P.**, 1954a

Le Mésodévonien. *In Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vol. hors série Soc. géol. Belgique* : 119-141.

**FOURMARIER, P.**, 1954b

Observation sur la tectonique des environs de Chaudfontaine (massif de la Vesdre). Les déchirures frontales de la nappe du Condroz. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **78** : 27-60.

**FOURMARIER P.**, 1958

Carte géologique de la Belgique à 1/25.000. Texte explicatif de la feuille Louveigné-Spa (n°148). Bruxelles, Impr. Hayez.

**FOURMARIER P.**, 1958

Louveigné-Spa : Feuille 148 de la carte géologique de Belgique à 1/25 000, Inst. Cartogr. Militaire, Bruxelles.

**FOURMARIER, P.**, 1969

Remarques au sujet de la partie nord de la Fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **92** : B131-158.

**FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1956**

Note complémentaire sur la géologie des environs du lac de la Gileppe. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique, 5ème série, XLII* : 19-20.

**FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1958**

Les failles de la Gileppe. *Ann. Soc. géol. Belgique, 81* : 543-568.

**FOURMARIER, P. & CONIL R., 1964**

Le lambeau de Tournaisien inférieur au nord de Polleur. *Ann. Soc. géol. Belgique, 87* : B295-303.

**FOURMARIER, P. & DUBRUL, L., 1958**

La faille de Walhorn, son prolongement vers l'ouest, sa signification tectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique, 81* : 345-358.

**FOURMARIER, P. & KOLATCHEVSKY, V., 1933**

Faille de Dison et faille de Verviers. *Ann. Soc. géol. Belgique, 56*, B87-92.

**FRANQUOY, 1869**

Description des gîtes, caractère minéralogique et teneur des minerais de fer de la province de Liège. *Rev. univ. Mines, XXV* : 1-73.

**GAIER, C., 1988**

Huit siècles de Houilleries liégeoise. Histoire des hommes et du charbon à Liège. Liège, Ed. du Perron : 261 p.

**GEUKENS, F., 1984**

Hercynische invloed op noord en zuidrand van het Massief van Stavelot. *Med. Kon. Ac. Wet. Klk. Wet., 46* :1-21.

**GEUKENS, F., 1986**

Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardk. Meded., 3* : 15-30.

**GEUKENS, F., 1986**

Carte géologique du Massif de Stavelot au 1 100 000e (approximativement), jointe à sa publication, *Aardk. Meded., 3*

**GILL, W. D., 1979**

Syn depositional sliding and slumping in the West Clare Namurian Basin, Ireland. *Geol. Surv. Ireland, Special Paper, 4* : 31 p.

**GODEFROID, J., BLIECK, A., BULTYNCK, P., DEJONGHE, L., GERRIENNE, P., HANCE, L., MEILLIEZ, F., STAINIER, P. & STEEMANS, P., 1994**

Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **38** : 144 p.

**GRAULICH, J. M.**, 1951

Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74** : B163-B186.

**GRAULICH, J. M.**, 1955

La Faille eifeilienne et le Massif de Herve, Ses relations avec le Bassin houiller de Liège. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **1** : 36 p.

**GRAULICH, J. M.**, 1959

Sur le prolongement méridional du graben de la Minerie (Pays de Herve). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **83** : B55-61.

**GRAULICH, J. M.**, 1960

Observations sur la faille «Gileppe Sud». *Bull. Soc. belge Géol.*, **69** : 15-23.

**GRAULICH, J. M.**, 1962

La phase sudète de l'Orogenèse varisque dans le Synclinorium de Namur à l'est du Samson. *Bull. Soc. belge Géol.*, **71** : 181-199.

**GRAULICH, J. M.**, 1963a

Les résultats du sondage de Soumagne, *Ann. Mines Belgique*, **1963** : 248-251.

**GRAULICH, J. M.**, 1963b

Les sondages de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **86** : B165-B178.

**GRAULICH, J. M.**, 1963c

Excursion du 15 juin 1963, visite des sondages du Service géologique de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **86** : B589-598.

**GRAULICH, J. M.**, 1967

Coupe géologique de la tranchée d'adduction sur les communes de Romsée et de Chaudfontaine. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1967/5** : 6 p.

**GRAULICH, J. M.**, 1969a

Autoroute Battice-Verviers. La tranchée de Dison et les fondations du pont i-IX. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1969/1** : 28 p.

**GRAULICH, J. M.**, 1969b

La géologie de l'autoroute Liège-Aachen entre Herve et La Saute (Clermont). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1969/5** : 62 p.

**GRAULICH, J. M., 1970**

La géologie de l'autoroute Liège-Aachen entre La Saute et Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1970/5** : 17 p.

**GRAULICH, J. M., 1975**

La géologie de l'autoroute Battice-Verviers : tronçon Dison-Verviers (1re partie). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1975/7**, 20 p.

**GRAULICH, J. M., 1976**

Le Massif de Saint- Hadelin. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1976/5** : 54 p.

**GRAULICH, J. M., 1977a**

Le sondage de Soumagne. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1977/2** : 55 p.

**GRAULICH, J. M., 1977b**

Le sondage de Soiron. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1977/3** : 44 p.

**GRAULICH, J. M., 1979a**

Le sondage de Fays (Polleur). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1979/2 (158)** : 16 p.

**GRAULICH, J. M., 1979b**

Les sondages d'étude des fondations du viaduc de Polleur. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1979/10 (166)** : 34 p.

**GRAULICH, J. M., 1980**

Sondages d'étude du viaduc de Prayon. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1980/6 (176)** : 38 p.

**GRAULICH, J. M., 1984**

Coupe géologique passant par les sondages de Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pépinster 2 et 1 et Juslenville. *Commentaires. Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 45-49.

**GRAULICH, J. M., 1986**

Réponse à Monsieur Paul Michot au sujet de son article sur la faille des Aguesses-Asse et le sondage de Porcheresse. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 27-31.

**GRAULICH, J. M. & DEJONGHE, L., 1986**

Le bien-fondé de la notion de Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 35-43.

**GRAULICH, J. M., DEJONGHE, L. & CNUUDE, C., 1984**

La définition du Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 79-82.



**GRAULICH J. M. & VANDENVEN G., 1973**

Le sondage d'Ensival- Lambermont. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1973/7** : 31 p.

**GROESSENS, E., 1981**

L'industrie du marbre en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XXXI** : 219-253.

**GROESSENS-VAN DYCK, M. C., 1989**

The quaternary avifauna of the Walou cave (Trooz, Prov. Liège). *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 197-199.

**GULLENTOPS, F., 1987**

The Maastrichtian sea level rise. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109** : 363-365.

**HANCE, L., DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M. & STEEMANS, P., 1996**

La Formation de Pépinster dans le Synclinorium de Verviers, entre Pépinster et Eupen (Belgique)- contexte structural et stratigraphique *Ann. Soc. géol. Belgique*, **117** : 75- 93.

**HANCE, L., DEJONGHE, L., GRAULICH, J.-M. & STEEMANS, P., 1989**

Géologie de l'autoroute E42 Verviers Saint-Vith à Heusy et à Ensival. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1989/2 (236)** : 56 p.

**HANCE, L., DEJONGHE, L. & STEEMANS, P., 1992**

Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115** : 119-134.

**HEDBERG, H., 1976**

Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. Paris, Doin : 233 p.

**HENRY, J., 1983**

Méthodes modernes de géologie de terrain. 2a manuel d'analyse structurale. Ed. Technip, Paris, 184 p.

**HOLLMANN, G. & WALTER, R., 1995**

The Variscan deformation front between Stavelot-Venn Anticline and Brabant Massif- a balanced cross section along the Liège-Theux traverse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1995, H2** : 9-104.

**HUMBLET, E., 1924**

Contribution à l'étude des failles du gisement houiller de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **47** : M9-15.

**HUMBLET, E., 1941**

Le Bassin houiller de Liège. *Rev. univ. Mines*, **17 (12)** : 357-377.

**HUMBLET, E.**, 1942

Quelques observations sur le synclinal de Saint- Hadelin à la bordure sud- est du bassin houiller de Liège. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **65** : M161-172.

**KASIG, W. & NEUMANN-MAHLKAU, P.**, 1969

Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, **8** : 327-388.

**KLEIN, C.**, 1977a

La limite méridionale de la fenêtre de Theux (Ardenne belge). *C.R. Acad. Sc., Paris, Série D*, **284** : 425-427.

**KLEIN C.**, 1977b

L'intérêt tectogénique de la Fenêtre de Theux (Ardenne belge). *C. R. Acad. Sc., Paris, Série D*, **284** : 1155-1158.

**KLERKX, J.**, 1966

Étude pétrographique de quelques niveaux de poudingues namuriens. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **89** : 97-117.

**LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F.**, 1991a

La Vieille-Montagne, l'exploitation minière et la métallurgie du zinc dans l'ancien duché de Limbourg. *Bull. trimest. Crédit communal*, **178**, **1991/4** : 15-34.

**LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F.**, 1991b

Historique de l'exploitation des gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique : le rôle de la "Vieille-Montagne". *Chron. Rech. min.*, **503** : 37-50.

**LEDOUBLE, O.**, 1905

Notice sur la constitution du bassin houiller de Liège. *Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl., Liège* : 553-594.

**LIÉGEOIS, R.**, 1953

Découverte de nouveaux gisements de plantes dans le Dévonien de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **76** : B135-166

**MACAR, J. de**, 1878

Topographie et géologie du Bassin houiller de Liège. *In Catalogue de l'Exposition Universelle de Paris en 1878* : 71-81.

**MACAR, J. de**, 1879

Étude sur les failles et les synonymies proposées par la carte des Mines pour les bassins houillers de Liège et de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **6** : 177-223.

**MACAR, J. de**, 1879

Le Bassin de Liège (il s'agit des planches 1 à 7 qui devaient accompagner l'article précédent et qui ont été publiées à compte d'auteur).

**MACAR, P.**, 1963

Étude de structures sédimentaires et de pseudo- nodules du Dévonien de l'Ardenne. *Sixième Congrès International de Sédimentologie, livret- guide des excursions E et F, 1e partie.*

**MACAR, P. & CALEMBERT, L.**, 1938

Observations sur les couches d'oligiste oolithique du Famennien de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **62** : 35-51.

**MALHERBE, R.**, 1862

Historique de l'exploitation de la houille dans le Pays de Liège jusqu'à nos jours. *Mém. Soc. libre Émul. Liège, N.S., II (procès- verbal)* : 267-470.

**MALHERBE, R.**, 1873

Le système houiller de la Province de Liège. *Mem. Acad. roy. Belgique.*

**MALHERBE, R.**, 1880

Carte générale des Mines, Bassin houiller de Liège, échelle du 20 000e par FLAMACHE, MALHERBE & CLAES, Institut Cartographique Militaire, Bruxelles.

**MEILLIEZ, F. & MANSY, J. L.**, 1990

Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : Le Dévono- Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. géol. France*, **VI** : 177-188.

**MICHOT, P.**, 1980

Belgique. Introduction à la géologie générale. In Livret-guide 26ème Congr. Géol. Intern., Paris : 483-576.

**MICHOT, P.**, 1988

Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 101-188.

**MICHOT, P.**, 1989

Synclinorium de Herve versus «Synclinorium de Verviers». Faille des Aguesses-Asse, chevauchement ou grand charriage. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 7-25.

**MONSEUR, G.**, 1959

Observations nouvelles sur le Siegenien de Nonceveux. Comparaison avec la sédimentation dévonienne d'autres régions. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **82** : M1-79.

**MOURLON, M.**, 1882

Mémoires sur les terrains crétacés et tertiaires préparés par feu André Dumont et édités par M. Mourlon : t. I, terrains crétacés. Ed. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, Bruxelles : 556 p.

**NYS, L. & LINSMAN, M.**, 1929

Observations sur l'hydrologie des calcaires dans la région d'Olne et de Soiron. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **53** : B57-60.

**PAHAUT, P.**, 1962

Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette de Verviers 135E. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

**PAHAUT, P.**, 1963

Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette Fléron 135W. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

**PAPROTH, E., CONIL, R., BLESS, M. J. M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., CARPENTIER, N., COEN, M., DELCAMBRE, B., Ch., D., DEUZON, S., DREESEN, R., GROESSENS, E., HANCE, L., HENNEBERT, M., HIBO, D., HAHN, G., HAHN, R., O., H., KASIG, W., LALOUX, M., LAUWERS, A., LEES, A., LYS, M., OP DE BEEK, K., OVERLAU, P., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W., STREEL, M., SWENNEN, R., THOREZ, J., VANGUESTAINE, M., VAN STEENWINKEL, M. & VIESLET, J. L.**, 1983a

Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106** : 185-239.

**PAPROTH, E., DUSAR, M., BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., DELMER, A., FAIRON-DEMARET, M., HOULLEBERGHS, E., LALOUX, M., PIERARD, P., SOMERS, Y., STREEL, M., THOREZ, J. & TRICOT, J.**, 1983b

Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106** : 241-283.

**PIRLET, H.**, 1976

À propos de l'âge du marbre noir de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **98** : 347-351.

**PISSART, A. & LAMBOT, P.**, 1990

Les mouvements actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112** : 495-504.

**QUINIF, Y.**, 1977

Essai d'étude synthétique des cavités karstiques de Belgique. *Rev. belg. Géogr.*, **101** : 115-173.

**RENIER, A.**, 1903

Une terrasse de la vallée de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **30** : 108-109.

**RENIER, A.**, 1904

Deuxième note sur les terrasses de la vallée de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **32** : 73-74.

**RENIER, A.**, 1908

Troisième note sur les terrasses de la vallée de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **36** : 255-258.

**ROBASZYNSKI, F. & DUPUIS, C.**, 1983

Belgique. Guides géologiques régionaux. Paris, Masson, 204 p.

**SCHÖNBORN, G.**, 1992

Kinematics of a tranverse zone in the Southern Alps, Italy. *In Thrust tectonics*, Chapman et Hall : 299-310.

**STAINIER, X.**, 1933

La faille de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **43** : 286-301.

**STORTI, F. & SALVINI, F.**, 1996

Progressive rollover fault- propagation folding : a possible kinematic mechanism to generate regional- scale recumbents folds in shallow foreland belts. *A.A.P.G. Bulletin*, **80/2** : 174-193.

**SWENNEN, R.**, 1986

Lithogeochemistry of Dinantian carbonates in the Vesdre Basin (Verviers synclinorium, E-Belgium) and its relations to paleogeography, lithology, diagenesis and Pb-Zn mineralizations. *Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. & Sch. Kunsten België, Kl. Wet.*, **48/2** : 66-108.

**SWENNEN, R., PEETERS, C., MUCHEZ, P., MAES, K. & VIAENE, W.**, 1988

Sedimentological and diagenetic evolution of Dinantian carbonates (dolomitization, evaporite solution collapse breccias, paleosols and palisade calcite). *In Int. Assoc. Sediment., 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook- Leuven, Belgium, Service géologique de Belgique* : 77-97.

**SWENNEN, R. & VIAENE, W.**, 1986

Occurrence of pseudomorphosed anhydrite nodules in the Lower Visean (Lower Moliniacian) of the Verviers synclinorium. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 89-99.

**THOREZ, J. & DREESEN, R.**, 1986

A model of a regressive depositional system around the Old

Red continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109** : 285-323.

**THOREZ, J., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & BLESS, M.**, 1977

Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et paléontologique. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **28/2** : 17-32.

**VANDENBERGHE, N.**, 1983

Évaluation des réserves en argiles dans la région de Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1983/4 (199)** : 17 p.

**VANDENVEN, G.**, 1977

Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS- 1 (Landsat 1). *Bull. Soc. belge Géol.*, **86** : 51-56.

**VANGUESTAINE, M., DECLAIRFAYT, T., ROUHART, A. & SMEESTERS, A.**, 1983

Zonation par acritarches du Frasnien supérieur- Famennien inférieur dans les bassins de Dinant, Namur, Herve et Campine (Dévonien supérieur de Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106** : 121-171.

**VARLAMOFF, N.**, 1937a

Stratigraphie du Viséen du Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **60** : M133-188.

**VARLAMOFF N.**, 1937b

Quelques précisions sur la stratigraphie des calcaires viséens de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **60** : B313-320.



**ANNEXE 1 :**  
**INVENTAIRE CRITIQUE DES FAILLES**  
**RENSEIGNÉES DANS LA LITTÉRATURE**  
**ET LES DOCUMENTS MINIERS**

---

1. Failles décrites dans les charbonnages ou les sondages :

*Failles de chevauchement :*

- **Ayeneux** : définie par FOURMARIER (1910) dans le tunnel du Bay-Bonnet, dénommée par GRAULICH (1976);
- **Hasard** : définie par FOURMARIER (1910) dans le charbonnage du Hasard-Micheroux. Elle se prolongerait par la faille des Steppes, à l'ouest, par la faille des Xhawirs à l'est (HUMBLET, 1941, CHAUDOIR & ANCION, 1950 et GRAULICH, 1976);
- **La Rochette** : (voir 4);
- **Maireux** : faille définie par DE MACAR (1879) et revue par HUMBLET (1924);
- **Micheroux** : faille définie par DE MACAR (1879) et revue par HUMBLET (1924, 1941) et CHAUDOIR & ANCION (1950);
- **Steppes** : définie par HUMBLET (1941) dans le charbonnage de Wérister (voir faille du Hasard);
- **Soumagne** : définie par GRAULICH (1963) dans le sondage de Soumagne, à 178,20m de profondeur (voir faille de Magnée);
- **Tunnel** : (voir 4);
- **Xhawirs** : définie par FOURMARIER (1926) dans le charbonnage de Wérister-José (voir faille du Hasard);
- **Wérister** : définie par HUMBLET (1941) dans le charbonnage de Wérister.

*Failles transversales :*

- **Bas-Bois** : faille connue de longue date, affectant la partie est du gisement de Hasard-Cheratte et limitant un horst avec la faille de José à l'est (voir CHAUDOIR & ANCION, 1950);
- **Evegnée** : il s'agit selon HUMBLET (1941) d'une faille transversale ou d'un faisceau de failles qui se suivent depuis la Vesdre jusqu'au nord du Bassin de Liège et provoquent constamment un affaissement du compartiment est. Les renseignements fournis par les archives minières montrent que le rejet de cette faille s'annule à l'est de Fléron;
- **José** : faille connue de longue date, affectant la partie est du gisement de Hasard-Cheratte et limitant un horst avec la faille de Bas-Bois à l'ouest (voir CHAUDOIR & ANCION, 1950);
- **Lonette** : faille définie dans l'ancienne concession minière de même nom. Il s'agit selon CHAUDOIR & ANCION (1950) d'une grande faille transversale affectant la partie



ouest du gisement de Hasard-Cheratte. Elle est reconnue par les travaux miniers jusqu'au nord du haras de la Rochette et elle se poursuivrait vers le sud par la faille de La Brouck selon GRAULICH (1980);

- **Monty** : faille connue de longue date dans la concession de la Minerie (Battice, DUMONT, 1832) et analysée par ANCION & EVRARD (1957) lors de leur étude détaillée du Graben de la Minerie. FORIR (1906) constate qu'elle affecte les couches crétacées et tertiaires en surface;
- **Mouhy** : idem;
- **Ostende** : idem;
- **Xhendelesse** : définie par GRAULICH (1976) dans la concession de Herve-Wergifosse.

## 2. Failles définies en surface :

### *Failles de chevauchement :*

- **Andrimont** : faille limitant le bord sud du synclinal d'Andrimont (FOURMARIER, 1904 , FOURMARIER & KOLATCHEVSKI, 1932);
- **Corbeau** : définie par FOURMARIER (1904) au contact Viséen-Namurien sur la route Dison-Petit-Rechain;
- **El Fagne** : faille de chevauchement définie par ASSELBERGHS (1944). Elle constitue le prolongement ouest de la faille d'Oe (HANCE et al., 1996) et présente une pente nord et non sud, comme le pensait ASSELBERGHS;
- **Faweu** : définie par GRAULICH (1976) dans le Namurien entre La Neuville et Ayeneux;
- **Forges-Thiry** : faille définie par FOURMARIER (1901) comme une faille à inclinaison nord, faisant reposer le calcaire carbonifère sur le Houiller des Forges-Thiry. Cette faille a connu de nombreuses évolutions conceptuelles par la suite. Nous l'utilisons ici suivant sa définition originale. Pour de plus amples explications, le lecteur peut consulter MICHOT (1988);
- **Haute-Folie** : définie par HANCE et al. (1989) dans la tranchée de l'autoroute Verviers-Saint-Vith à Heusy (voir faille de Walhorn);
- **Henrister** : faille longitudinale tracée par FORIR (1898) depuis l'ouest de Soiron jusqu'à Dison. Elle limite le bord nord de la Fenêtre de Soiron (voir faille de Soiron);
- **Magnée** : (voir 4);
- **Nessonvaux** : définie par FOURMARIER (1904) comme une faille de charriage de direction N-S contournant l'anse famenienne de Vaux-sous-Olne. Elle témoignerait d'un chevauchement d'une unité ouest ("Nappe de Forêt") sur une unité est. FOURMARIER (1905) l'assimile à l'extrémité occidentale de la faille de Soiron. Elle témoignerait alors d'un chevauchement d'une unité est ("Nappe de Soiron", FOURMARIER, 1928) sur une unité ouest. Il ne variera plus d'interprétation par la suite, l'assimilant à la faille de Soiron;

- **Pépinster** : définie par FOURMARIER (1927), au sud de la gare de Pépinster et dénommée par lui en 1941 (voir faille de **Walhorn**);
- **Pouillon-Fourneau** : définie par FOURMARIER (1901) comme une faille à inclinaison sud, mettant en contact le Houiller des Forges-Thiry avec le Viséen qui le borde au sud (voir MICHOT, 1988);
- **Rafhai** : définie par GRAULICH (1976) dans le Namurien à l'ouest de Xhendelesse;
- **Renoupré** : définie par COEN-AUBERT (1970, 1974) le long de la voie de chemin de fer sur la feuille Limbourg-Eupen (voir faille de Walhorn);
- **Soiron** : (voir 4);
- **Theux** : définie par FOURMARIER (1901, "Grande faille courbe de Theux") comme une faille inverse, courbe, contournant le "bassin" ou "massif" dévono-carbonifère de Theux puis comme la faille de charriage limitant la Fenêtre de Theux ("Faille de Theux", FOURMARIER, 1905,1906);
- **Trou-Renard** : définie par DUCARME (1945) entre Nessonvaux et les Mazures;
- **Verviers** : définie par STAINIER (1933) comme une faille inverse, à pente forte à l'affleurement. Elle passe dans la ville de Verviers. STAINIER l'assimile à la faille de Walhorn. Il s'agit en fait d'une des nombreuses failles mineures affectant les séries au nord de cette faille (voir faille de Walhorn);
- **Walhorn** : (voir 4).

*Failles transversales :*

- **La Brouck** : définie par FOURMARIER (1954b) comme une faille, localement minéralisée en Pb-Zn, abaissant le panneau est sur la feuille Chênée. Il la reconnaît entre les lieux-dits "Les Croisettes" et "La Rochette". GRAULICH (1980) conclut que c'est la prolongation sud de la faille de Lonette;
- **Lonette** : faille définie dans l'ancienne concession minière de même nom. Il s'agit selon CHAUDOIR & ANCIEN (1950) d'une grande faille transversale affectant la partie ouest du gisement de Hasard-Cheratte. Elle est reconnue par les travaux miniers jusqu'au nord du haras de la Rochette et elle se poursuivrait vers le sud par la faille de La Brouck selon GRAULICH (1980);
- **Dison** : (voir 4);
- **Marais** : définie par GRAULICH (1976);
- **Verviers** : définie par FOURMARIER & KOLATCHEVSKI (1932) pour une faille transversale située à l'est de la faille transversale de Dison et qui traverse Verviers entre Sécheval et Dison (gisement du Corbeau).

### 3. Failles citées dans la littérature et non représentées

#### *Failles de chevauchement :*

- **Dison** : (voir 4);
- **Hameau-du-Bois** : faille de chevauchement définie par ASSELBERGHS (1944) comme marquant le contact entre le Méso- et l'Éodévonien depuis l'est de Pépinster jusqu'au sud d'Ensival. Une telle faille n'a pas été confirmée par les nouveaux tracés cartographiques;
- **Herve (Grande Faille de et Seconde Faille de)** : noms donnés par DE MACAR (1879) à des failles de chevauchement situées au sud de la faille de Micheroux . Ces failles n'ont plus été reconnues par la suite;
- **Mariomont** : faille de chevauchement définie par ASSELBERGHS (1944) au sud de Verviers dans l'Éodévonien, sur une base essentiellement stratigraphique. Les levés et les datations palynologiques ont montré que cette faille n'a pas lieu d'exister;
- **Olne** : nom donné par FOURMARIER (1904) à une faille longitudinale qui marquerait le contact entre le Viséen et le Namurien au nord d'Olne. Cette faille n'existe pas;
- **Pré de Fléron** : nom donné par DE MACAR (1879) ( voir failles de Herve);
- **Saint-Hadelin** : (voir 4).

#### *Failles longitudinales normales*

- **Jevoumont-Jehanster** : faille normale, verticale, dont le tracé sur la feuille serait celui de la faille de Theux entre Fays et Jehanster (feuille Limbourg-Eupen), selon KLEIN (1977a, b). Ce serait la limite méridionale d'une Fenêtre de Theux limitée à la partie carbonifère. Elle abaisserait le panneau sud. Le sondage de Fays (GRAULICH,1979a), situé à 400 m au nord de la faille de Theux en affleurement a rendu cette hypothèse caduque car il a recoupé la faille de Theux à  $\pm 126$  m de profondeur avec une pente de  $15^\circ$  vers le nord.

#### *Failles transversales :*

- **Crèvecoeur (crain de)** : faille transversale mineure de direction NW-SE affectant la partie est du gisement de la concession de Herve-Wergifosse (voir CHAUDOIR & ANCIEN, 1950);
- **Elvaux (crain d')** : idem;
- **Herve (crain de)** : faille transversale mineure de direction NE-SW affectant le centre de la concession de Herve-Wergifosse (voir CHAUDOIR & ANCIEN, 1950);
- **Husquet** : faille transversale définie par FOURMARIER & KOLATCHEVSKI (1932) comme une petite faille au SE de la faille transversale de Dison. C'est sans doute une des nombreuses failles transversales relevées par GRAULICH (1975);
- **Grand-Bure** : selon CHAUDOIR & ANCIEN (1950) il s'agit d'une faille transversale de direction N-S et

- d'importance relativement faible, affectant la partie est du gisement de Hasard-Cheratte entre les failles d'Évegnée et de Bas-Bois. Elle abaisse le panneau est et son rejet semble s'atténuer vers le sud à l'ouest de Micheroux;
- **José (crain de)** : faille transversale mineure de direction NE-SW affectant l'extrémité ouest de la concession de Herve-Wergifosse (voir CHAUDOIR & ANCIEN, 1950);
  - **Retinne** : faille connue dans les charbonnages du Hasard (FOURMARIER, 1905). FOURMARIER la prolonge dans la vallée des Fonds de Forêt, au nord de Prayon. Il n'en tient plus compte dès 1910 (remplacée par les failles de Magnée et du Tunnel). Selon HUMBLET (1941), il s'agit d'une faille transversale au sud de la faille d'Évegnée, appelée plus souvent faille de Magnée dans le trajet donné par FOURMARIER (1904) entre Magnée et La Rochette. Nous avons repris l'interprétation de FOURMARIER (1910) (voir faille de Magnée);
  - **Wergifosse (crain de)** : faille transversale mineure de direction NE-SW affectant l'extrémité ouest de la concession de Herve-Wergifosse (voir CHAUDOIR & ANCIEN, 1950).

#### 4. Historique des failles posant problème

##### **Dison**

- faille longitudinale courant depuis l'ouest de Soiron jusqu'au nord d'Andrimont, tracée sous ce nom par FORIR (1898). Elle met en contact le Famennien supérieur au sud avec le calcaire carbonifère au nord (= faille de Soiron sensu-stricto);
- FOURMARIER (1904) la restreint à la portion de faille longitudinale située à l'est de Dison où elle rejoint la faille du Corbeau, au nord d'Andrimont ("nappe qui vient en recouvrir une autre"). La tranchée de chemin de fer de Dison (disparue), permettait de constater qu'elle incline vers le sud de 35° à 40° environ. Il nomme la branche ouest de la faille de Dison de Forir, faille de Soiron mais à l'inverse de Forir, il ne les connecte pas;
- FOURMARIER (1905) en fait une faille transversale de direction SSW-NNE qui établit le contact entre sa faille de Soiron et sa faille de Dison (sensu 1904), assimilée à la faille de **Soiron** qui se prolonge vers l'est. Il note le passage de la faille au sud de Dison;
- FOURMARIER & KOLATCHEVSKI (1932) en précisent le tracé et notent qu'elle est accompagnée de plusieurs fractures parallèles (faille de Husquet, faille de Verviers);
- GRAULICH (1969, 1975) précise son tracé, en tant que faille transversale, le long de l'autoroute Battice-Verviers (faille mettant en contact subvertical le Viséen et le Famennien);
- GRAULICH (1976) précise que, bien que le nom soit antérieur à celui de faille de Soiron, il l'utilise en tant que faille transversale pour éviter les confusions.

## **Eifélienne**

- MALHERBE (1873) donne ce nom à une faille qui met en contact entre Clermont-sous-Huy et Angleur le Houiller du Bassin de Seraing avec l'Éodévonien qui le borde au sud et MALHERBE (1879) poursuit la faille vers l'est pour séparer le Bassin Houiller de Liège de celui de Herve;
- Le prolongement vers l'est de cette faille au-delà d'Angleur a fait l'objet de nombreuses hypothèses, mais les résumer dépasse le cadre de ce lexique. L'utilisation du nom sur la feuille dans le passé résulte d'une extrapolation abusive.

## **Magnée**

- tracée sans nom par FORIR (1898) comme une faille apparemment transversale de direction SW-NE, limitant le contact Tournaisien-Houiller au sud et se prolongeant jusqu'à Fléron dans le Houiller;
- définie par FOURMARIER comme faille de charriage en plusieurs points et à différents moments :
  - + 1904 : coupe du ruisseau de la Gargonate (175W73) où le Viséen est mis en contact sur le Westphalien;
  - + 1905 : vallée des Fonds de Forêts suivant un contact entre le Viséen et le Namurien, de direction WSW-ENE, et se prolongeant vers l'est dans le Houiller. Il utilise le nom de faille de Retinne pour une faille transversale qui établit le contact précédemment cité;
  - + 1910 : tunnel du Bay-Bonnet, au sein du Houiller car il constate que le contact précédent n'est pas faillé;
- FOURMARIER (1926) illustre un tracé hypothétique dans le Houiller;
- FOURMARIER (1928a) considère qu'elle rejoint la faille de Soiron à l'ouest de Soumagne, mais que ces 2 failles sont différentes, celle de Magnée se prolongeant dans le Houiller;
- HUMBLET (1941) la considère comme une faille transversale dans le trajet entre Magnée et La Rochette en se basant sur FOURMARIER (1904) et la met en correspondance avec la faille de Retinne. Elle se poursuivrait vers le nord par la faille d'Évegnée;
- CHAUDOIR & ANCION (1950) la considèrent comme une faille transversale très importante qui se divise vers le nord en deux failles, les failles d'Évegnée et de Lonette;
- analysée par GRAULICH (1976) qui reprend comme lieu-type le contact de FOURMARIER (1904), précise son tracé et établit sa correspondance avec la faille de Soumagne et la faille de Soiron à l'est;
- correspondance récusée par MICHOT (1988) qui l'estime impossible au vu de l'état des connaissances. Bien plus, il estime que le contact de FOURMARIER (1904) est une faille normale qu'il assimile à la faille d'Évegnée;
- une faille transversale, verticale, est impossible à cet endroit, si l'on consulte la description du contact donnée par MACAR dans les minutes de la carte au Service géologique

de Belgique, datée de 1947 (point 135W411) et les archives minières. La faille nommée suivant les tronçons Magnée-Soumagne-Corbeau-Soiron se confond avec - ou recoupe - la faille de Soiron sensu-stricto à Petit-Rechain et à l'est de Clisore.

### **La Rochette**

Plusieurs failles portent ce nom :

- FOURMARIER (1904) : faille mettant en contact, dans les bois de la Rochette, à l'est du Fort de Chaudfontaine (feuille Seraing-Chênée), les plis du Dévonien qui buttent contre le Houiller suivant une direction NW-SE;
- HUMBLET (1941) : faille signalée dans l'ancienne concession de ce nom qui pourrait constituer dans cette région le prolongement ouest de la faille du **Tunnel**. Cette opinion est partagée par CHAUDOIR & ANCIEN (1950) qui estiment son rejet à 600 m;
- GRAULICH (1955) établit la correspondance entre cette faille et une faille longitudinale qu'il trace en surface au NW de La Rochette. Il précise son tracé vers l'est en 1967.

### **Saint-Hadelin**

- nom figurant pour la première fois dans une note de DE MACAR (1878) comme limitant le "Bassin de Herve" au SW;
- définie par DE MACAR (1879) comme une faille longitudinale, interne au Houiller de Herve séparant un "Bassin de Herve" (sensu DE MACAR) au nord d'un "Bassin de Saint-Hadelin" au sud et qui aurait eu pour effet de supprimer les dressants qui devraient faire suite aux grandes plateaux du Houiller du "Bassin de Herve". Selon GRAULICH (1976), on peut admettre que son lieu de définition est situé au contact du Viséen et du Houiller dans le tunnel du Hasard (Bay-Bonnet) "là où le calcaire repose, en stratification concordante sur le système Houiller, sans relèvement en dressant de ce dernier et sans rencontre de son étage inférieur, sans houille" (DE MACAR, 1879, p. 217);
- nom donné par FORIR (1898) à une faille qui établit le contact Viséen-Houiller à Saint-Hadelin. Il la prolonge vers l'est, en direction de Petit-Rechain sous le nom de faille de Rechain ou de Saint-Hadelin;
- dénomination reprise par FOURMARIER (1904) pour désigner uniquement la portion de la faille située à l'ouest de la faille de Nessonvaux, tandis que la portion située à l'est, suivant ce même contact est nommée faille d'Olné;
- HUMBLET (1942), définit le Massif de Saint-Hadelin comme un synclinal à coeur Westphalien qui borde au sud le Bassin Houiller de Herve. Il est limité au sud par la faille de Saint-Hadelin. Il admet partiellement l'équivalence de cette faille avec les failles d'Evegnée et de Magnée suivant le

- tronçon défini par FOURMARIER (1904) pour la faille de Magnée. Il estime le rejet à 3000 m;
- CHAUDOIR & ANCIEN (1950) : faille de charriage parallèle à la faille des Xhawirs et limitant au sud le gisement de Herve-Wergifosse;
  - GRAULICH (1976) et MICHOT (1988) proposent l'abandon définitif de ce nom pour éviter les confusions;
  - il y a cependant bien une faille mineure entre le calcaire et les schistes houillers à Saint-Hadelin suivant le contact tracé par FORIR (1898) ou FOURMARIER (1904).

### **Soiron**

- tracée sous le nom de faille de Dison par FORIR (1898);
- FOURMARIER (1904) nomme faille de Soiron la branche ouest de la faille de Dison qui limite, en pratique, la Fenêtre de Soiron au sud. Il considère que les failles de Soiron, Henrister et Olne ne forment qu'une seule et même faille courbe;
- FOURMARIER (1905) nomme de ce fait faille de Soiron l'ensemble de ces 3 failles qu'il poursuit vers l'est en englobant la branche est de la faille de Dison jusqu'au-delà d'Aix-la-Chapelle et, vers l'ouest, en suivant le tracé de la faille de Nessonvaux;
- FOURMARIER (1928a) précise son tracé aux environs de Soiron et d'Olne et définit la Nappe de Soiron et les Fenêtres de Soiron et d'Olne. Il considère que la faille de Soiron rejoint la faille de Magnée au nord d'Olne;
- GRAULICH (1969, 1975) précise son tracé, découpé par de nombreuses failles transversales, le long de l'autoroute Battice-Verviers;
- GRAULICH (1976) précise qu'il maintient ce nom, malgré l'antériorité du nom faille de Dison (par clarté) et établit que les failles de Soiron, Magnée et Soumagne sont des noms différents pour une même faille;
- MICHOT (1988) récuse cette correspondance;
- La faille de Soiron sensu-stricto délimite la sous-unité structurale de Soiron. Son rejet est de l'ordre de 800 à 1200 m. Elle se confond avec - ou est recoupée par - la faille nommée suivant les tronçons Magnée-Soumagne-Corbeau-Soiron à Petit-Rechain et à l'est de Clisore.

### **Tunnel**

- définie par FOURMARIER (1910) dans le tunnel du Bay-Bonnet. Elle limite un "lambeau de poussée" au nord du Massif de la Vesdre;
- FOURMARIER (1927) précise que c'est une faille de charriage qui cisaille les structures inférieures (plis du substratum, faille des Xhawirs...) et qu'il s'agit d'une des branches secondaires de la faille principale (faille de Magnée);
- HUMBLET (1924, 1941) et CHAUDOIR & ANCIEN

- (1950) la considèrent comme une faille similaire à celles de Micheroux ou Maireux. Son rejet serait de l'ordre de 600 m. Elle se poursuivrait à l'ouest par la faille de la Rochette et à l'est, elle se confondrait avec la faille des Xhawirs;
- GRAULICH (1963) reprend l'opinion de FOURMARIER (1910,1927), il précise le tracé de la faille en 1976;
  - MICHOT (1988) reprend l'opinion de HUMBLET (1941) et de CHAUDOIR & ANCION (1950);
  - Selon les tracés cartographiques et les documents miniers, c'est la faille qui limite l'unité charriée au nord et à l'ouest.

### **Walhorn**

- définie par FOURMARIER (1905) pour désigner une fracture longitudinale, bien visible aux environs de Walhorn (feuille 43/2 Raeren), où elle met en contact le Famennien supérieur sur le Houiller. Il la prolonge vers l'ouest jusqu'aux environs de Stembert;
- ADERCA (1932) affine ce tracé vers l'ouest jusqu'aux environs de Stembert où elle se perdrait dans un pli secondaire en aval de Nasproué et précise son allure de faille de charriage à faible pente sud, un peu oblique à la direction des couches;
- STAINIER (1933) relie la faille de Walhorn à la faille inverse qu'il a découvert dans Verviers, la faille de Verviers;
- DUBRUL & FOURMARIER (1954) précisent son tracé et la relie vers l'est à la faille de Pépinster pour former une grande faille qui cisaille les structures existantes;
- COEN-AUBERT (1970, 1974), dans la région de Renoupré-Surdent, nomme faille de Renoupré l'accident nommé faille de Walhorn par les auteurs précédents et D'HEUR (1970). En 1974, elle précise qu'elle lui donne ce nom car elle ne trouve pas trace vers le NE de son raccord avec la faille de Walhorn;
- HANCE et al. (1989) définissent sous le nom de faille de Haute-Folie un chevauchement important, ondulant, qui affecte les couches du Dévonien inférieur et moyen à Heusy. Il est souligné par l'existence d'une petite fenêtre et recoupe des structures déjà constituées (plis). Le rejet est estimé à 750 m;
- La faille dénommée suivant les tronçons Walhorn-Renoupré-Haute-Folie-Pépinster limite au nord l'Unité structurale de Goé .






























## ANNEXE 2 : LOCALISATION DES CAPTAGES

Exploitant et Dénomination locale du captage	X	Y
Abattoir Marquet S.A.	243712	145970
Cabot plastics Belgium S.A.	252165	139567
Cabot plastics Belgium S.A.	253303	139711
Cabot plastics Belgium S.A.	252309	13566
CILE (Ry de Mosbeux)	243838	139650
Cockerill Sambre (Bay-Bonnet)	244237	143605
Meurens Natural S.A.	250610	148820
Meurens Natural S.A.	250606	148854
Pépinières Dubois	249584	140088
SWDE (Chabotte)	251529	141741
SWDE (Chind'hotte)	246716	141582
SWDE (Doux Fonds)	251665	141966
SWDE (Grande Fontaine)	251163	141619
SWDE (Rocheux)	252490	139901
SWDE (Ruisseau de Havegne)	245673	138475

Ministère de la Région Wallonne 1996  
X, Y, Coordonnées LAMBERT en mètres


Division de l'eau

## Farben- und Zeichenerklärung - Verklaring - Legend

	Gesteinsgrenze - <i>Formatiegrens</i> - Geological boundary
	Gesteinsgrenze unter Bedeckung - <i>Begrenzing onder bedekking</i> - Geological boundary under covering
	Verwerfung - <i>Breuk</i> - Fault
	Überschiebung - <i>Overschuiving</i> - Overthrust
	Verwerfung unter Bedeckung - <i>Breuk onder bedekking</i> - Fault under covering
	Muldenachse - <i>Synclinale as</i> - Synclinal axis
	Antiform-Mulde - <i>Pseudo-anticlinal</i> - Antiformal syncline
	Sattelachse - <i>Anticlinale as</i> - Anticlinal axis
	Schichten normal gelagert: Streichen und Fallen (a) - <i>Strekking en helling (a); normaal hellende lagen</i> - Strike and dip (a) : inclined strata
	Schichten vertikal gelagert: Streichen - <i>Strekking; verticale lagen</i> - Strike of vertical strata
	Schichten überkippt: Streichen und Fallen (a) - <i>Strekking en helling (a) : overhellende lagen</i> - Strike and dip (a) : overturned strata
	Geneigte Schieferung: Streichen und Fallen (a) - <i>Strekking en helling (a); druksplijting</i> - Strike and dip (a): cleavage
	Vertikale Schieferung: Streichen - <i>Strekking; verticale druksplijting</i> - Strike : vertical cleavage
	Limonitischer hut - <i>Ijzeren hoed</i> - Gossan
	Bleihaltige Mineralisation - <i>Loodhoudende mineralisatie</i> - Lead ore deposits
	Zinchartige Mineralisation - <i>Zinkhoudende mineralisatie</i> - Zinc ore deposits
	Doline - <i>Doline</i> - Doline
	Grotte - <i>Grot</i> - Cave
	Schluckloch - <i>Verdwijngat</i> - Streamsink
	Karstquelle - <i>Karstbron</i> - Resurgence
	Steinbruch im Betrieb - <i>Steengroeve in uitbating</i> - Working quarry
	Steinbruch ausser Betrieb - <i>Verlaten steengroeve</i> - Disused quarry
	Aufgeschütteter Steinbruch - <i>Opgevulde steengroeve</i> - Filled quarry
	Schacht - <i>Mijnschacht</i> - Mineshaft
	Bohrungen (a:Tiefe der Deckenformation, b: des Bohrlochs) - <i>Boring (a: basis van het dekkerrein, b: van de boring)</i> - Borehole (a: thickness of the superficial deposits, b: depth of the borehole)
	Geneigte Bohrungen (a:Tiefe der Deckenformation, b: Länge des Bohrlochs) - <i>Schuine boring (a : basis van het dekkerrein, b : lengte van het boorgat)</i> - Inclined borehole (a : thickness of the superficial deposits, b : length of the borehole)
	Waterwinning - <i>Water</i> - catchment

## Farben- und Zeichenerklärung

### Légende - Legend

	Auffüllung, Halde. <i>Ophoging, steenberg.</i> Fill, dump.
<b>AMO</b>	Moderne alluviale Talablagerungen: Schotter und Sande. <i>Recent alluvium: grind en zand</i> Recent alluvial deposits: gravels and sand
<b>ALA</b>	Ältere alluviale Ablagerungen: Lehme mit Kieselsteinen und Sanden. <i>Oud alluvium: keihoudende leem en zand.</i> Ancient alluvial deposits : silt with sand and gravel.
<b>SBL</b>	Sandige und tonige Ablagerungen (Auffüllungen von Karstdepressionen, Aufschüttungen) <i>Kleiige en zandige afzettingen (opvulling van karstholten en resten van deklagen).</i> Sand and clay filling karst depressions.
<b>GUL</b>	Gulpen Formation: weisse Kreide mit einigen schwarzen Feuersteinen. <i><u>Formatie van Gulpen</u>: wit krijt (kalksteen) met enkele zwarte silexen</i> <u>Gulpen Formation</u> : white chalk with black flints
<b>VAA</b>	Vaals Formation: karbonatische Tone, Mergel, mit einer Lage aus Kieseln oder Glaukonit führenden Tonen oder grünen Sanden an der Basis. <i><u>Formatie van Vaals</u>: kalkhoudende klei en mergels; aan de basis: grindniveau of glauconiethoudende klei of groen zand.</i> <u>Vaals Formation</u> : calcareous clay, marls, coarse grained glauconitic layers in the lower part.
<b>AAC</b>	Aachen Formation: komplexes Gemisch aus violetten Tonen mit Pflanzenresten, Silt, tonigen Sanden und feinen Sanden, von Tonen überlagert. <i><u>Formatie van Aachen</u>: complexe mengeling van paarse klei met plantenresten, silt, kleiige zanden en fijne zanden bedekt door kleien.</i> <u>Aachen Formation</u> : complex mixing of violet-coloured clays with plant debris, silts, argillaceous sands and fine-grained sands overlain by clays.
<b>HOU</b>	<b>Steinkohlengruppe, «Groupe Houiller»:</b> Wechselagerungen von schwarzen Schiefen (im

wesentlichen Siltite und Shales), tonigen Sandsteinen, Sandsteinen und Quarziten; Lagen mit sehr grobkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten («poudingues», mit einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern bis zu mehreren Metern); dezimeter- bis metermächtige Kohlenflöze; fossilführende Lagen mit Pflanzenresten und marinen Faunen (darunter Goniatiten).

abgebildete Lagen:

- Stenaye - Grande Veine de Nooz - Général - Victoire (von einer marinen Lage überlagertes Kohlenflöz)
- Bouxharmont - Beaujardin (von einer Goniatitlage überlagertes Flöz)
- Schieferbank (Goniatitlage)
- Hauptflöz (Goniatitlage)
- R2c (Goniatitlage)
- R2b (Goniatitlage)
- Andenne («poudingue» d')
- Houlteau («poudingue» d')
- R1b (Goniatitlage)
- H2c (Goniatitlage)
- Saint-Hadelin («poudingue» de)
- E2c (Goniatitlage)
- Basis des Forges-Thiry Sandsteins (im Fenster von Theux)

### **Groep van het Steenkoolterrein**

*afwisseling van zwarte schiefers (vooral siltsteen en shale), kleiige zandsteen, zandsteen en kwartsiet; niveaus met zeer grofkorrelige zandsteen en conglomeraten (“poudingues”, decimeters- tot tien meter dik); decimeters- tot meterdikke steenkoollagen; fossilhoudende horizonten met plantenresten en met mariene fauna (o.a. goniatieten).*

#### Afgebeelde horizonten:

- Stenaye - Grande Veine de Nooz - Général - Victoire (steenkoollaag bedekt door een mariene horizont)
- Bouxharmont - Beaujardin (steenkoollaag bedekt door een horizont met goniatieten)
- Schieferbank (horizont met goniatieten)
- Hauptflöz (horizont met goniatieten)
- R2c (horizont met goniatieten)
- R2b (horizont met goniatieten)
- Andenne (“poudingue” of conglomeraat van)
- Houlteau (“poudingue” of conglomeraat van)
- R1b (horizont met goniatieten)
- H2c (horizont met goniatieten)
- Saint-Hadelin (“poudingue” of conglomeraat van)

- E2c (horizont met goniatiëten)
- basis van de Zandstenen van Forges-Thiry (in het Venster van Theux)

**Coal Measures Group:** Alternating black shales and siltstones, argillaceous sandstones, sandstones and quartzites; coarse-grained sandstones and conglomerates (plurimetre to decametre-thick); coal veins (dm to m); fossiliferous horizons with plant debris and marine fauna (including goniatiëten).

Figured horizons

- Stenaye - Grande Veine de Nooz - Général - Victoire (coal vein overlain by a marine horizon)
- Bouxharmont - Beaujardin (coal vein overlain by a goniatiëten horizon)
- Schieferbank (goniatiëten horizon)
- Hauptflöz (goniatiëten horizon)
- R2c (goniatiëten horizon)
- R2b (goniatiëten horizon)
- Andenne (Andenne conglomerate)
- Houlteau (Houlteau conglomerate)
- R1b (goniatiëten horizon)
- H2c (goniatiëten horizon)
- Saint-Hadelin (Saint-Hadelin conglomerate)
- E2c (goniatiëten horizon)
- Lower part of the Forges-Thiry sandstone in the Theux Window

**JUS**

**Jusleville Gruppe:**

Seilles und Thon-Samson Formationen (die Ronde-Haie Formation schliesst nicht auf dem Kartenblatt auf): Kalksteine in meist hellen Tönen, mit Lagen aus Ooiden, Organoklasten und Algenresten (darunter Stromatoliten), in meterdicken bis mehrere Meter mächtigen Bänken, stellenweise von krinoidenführenden Kalksteinen der Thon-Samson Formation überlagert

Lives Formation: rhythmische, dunkelgraue Kalksteine, mit stromatolitischen Sequenzen im unteren Teil und Hornsteinknollen im oberen Teil.

**Groep van Jusleville:**

Formatie van Seilles en van Thon-Samson (de Formatie van Ronde-Haie is niet waargenomen op dit kaartblad): over het algemeen licht getinte kalksteen met ooiden, organoklasten en algair niveau's (waaronder stromatolieten) in meter- tot metersdikke banken, plaatselijk bedekt door de crinoidenkalksteen van de Formatie van Thon-Samson.

Formatie van Lives: donkergrijze ritmisch ge-laagde kalksteen met stromatolietische banden aan de top van de sequenties in het onderste deel en met chertknollen in het bovenste deel.

## **Juslenville Group**

Seilles and Thon-Samson Formation (Ronde-Haie Formation not observed on this sheet) : limestones, generally light-coloured, metre- to plurimetrethick bedded, overlain by the crinoidal limestones of the Thon-Samson Formation ; ooids locally abundant, bioclastic and algal layers.

Lives Formation : dark grey stratified limestones forming sedimentary sequences, with stromatolitic top. Cherts are concentrated in the upper part.

BBN

## **Bay-Bonnet Gruppe:**

### Moha Formation:

mittel- bis grobkörnige, dunkelgraue bis schwarze Kalksteine in Bänken mehrerer Meter Mächtigkeit; Vorkommen von Ooiden.

### Terwagne Formation:

Feine bis grobkörnige Kalksteine, dunkelgrau bis schwarz, in Bänken von einem Meter bis zu mehrerer Meter Mächtigkeit, Vorkommen von 3 konglomeratischen Lagen mehrerer Dezimeter Mächtigkeit (Kalksteinblöcke in einer tonigen Matrix).

### Brèche de la Belle-Roche Formation:

Kalkbreccie.

### **Groep van Bay-Bonnet:**

*Formatie van Moha: donkergrijze tot zwarte middelmatig tot grofkorrelige kalksteen met ooiden, in banken, één tot meerdere meters dik.*

*Formatie van Terwagne: donkergrijze tot zwarte, fijne tot grofkorrelige kalksteen in banken, één tot meerdere meters dik. Er komen drie decimetersdikke conglomerathorizonten voor (kalksteenblokken in kleiige matrix).*

*Formatie van de Breccie van Belle-Roche: kalksteenbreccie.*

## **Bay-Bonnet Group :**

Moha Formation : thick-bedded medium- to coarse-grained limestones, dark grey to black ; occurrence of ooids.

Terwagne Formation : fine- to coarse-grained limestones, dark grey to black, medium- to thick-bedded; 3 decimetre-thick conglomeratic horizons (limestone pebbles in an argillaceous matrix).

Belle-Roche Breccia Formation: calcareous breccia.

BIL

## **Bilstain Gruppe:**

Dolomies de la Vesdre Formation: Dolomitsteine, krinoidenführende Dolomitsteine, dunkelgrau bis

braun, mit Lagen aus Hornsteinen.

Landelies Formation:

krinoidenführende Kalksteine, fein bis grobkörnig, dunkelgrau, in Bänken mehrerer Dezimeter bis ein Meter Mächtigkeit.

Pont d'Arcole Formation:

grau-braune bis schwarze Schiefer (Shales), schwarze Kalksteine in dezimeterdicken Bänken.

Hastière Formation:

mittel- bis grobkörnige Kalksteine, dunkel grau-blau in Bänken mehrerer Meter Mächtigkeit.

**Groep van Bilstain:**

Formatie van het Dolomiet van de Vesder: donkergrijze tot bruine dolomiet en crinoïden-dolomiet, met chertknollen.

Formatie van Landelies: donkergrijze fijne tot grofkorrelige crinoïdenkalksteen in decimeter tot meterdikke banken.

Formatie van Pont d'Arcole: grijsbruine tot zwarte schiefer (shale), donkergrijze kalksteen in decimetersdikke banken.

Formatie van Hastière: donker grijsblauwe middelmatig tot grofkorrelige kalksteen in metersdikke banken.

**Bilstain Group :**

Vesdre Dolomites Formation : dolomites, crinoidal dolomites, dark grey to brown ; chert nodules.

Landelies Formation : dark grey fine-grained crinoidal limestones, thin- to medium-bedded.

Pont d'Arcole Formation : grey-brown to black shales and dark grey decimetre-thick-bedded limestones.

Hastière Formation : dark grey-blue, medium- to coarse-grained limestones, thick-bedded.

**DOL**

Dolhain Formation:

krinoidenführende Kalksteine und karbonatische Sandsteine mit Stromatoporen (3 Biostrome), Schiefer (Shales, Siltite).

Formatie van Dolhain: kalkhoudende zandsteen en crinoïdenkalksteen met stromatoporen (3 biostromen), schiefer (kleisteen, siltsteen).

Dolhain Formation : calcareous sandstones and crinoidal limestones with stromatoporoids (3 biostromes), shales and siltstones,.,

**ME**

Montfort und Evieux Formationen:

Wechsellagerungen glimmeriger, feldspat-führender und karbonatischer Sandsteine, Schiefer (Siltite, Shales), grau; Überwiegen der schiefrigen (oft in rötlicher Farbe) und karbonatischen Phasen

(sandiger Kalkstein, dolomitischer Sandstein, Dolomitstein) im oberen Teil; Vorkommen von Karbonatknollenlagen und bemerkenswerten Horizonten von Pseudonodulen.

*Formaties van Montfort en Evieux: afwisseling van glimmer-, veldspaat- en kalkhoudende zandsteen en grijze schiefer (siltsteen en kleisteen). In het bovenste deel overwegend schieferig (dikwijls met een roodachtige tint) en kalkhoudend (zandige kalksteen, dolomietzandsteen, dolomiet). Niveaus met kalkknollen en merkwaardige horizonten met pseudonodulen.*

Montfort and Evieux Formations : alternating micaceous, feldspathic and calcareous sandstones with grey shales and siltstones. The upper part is more shally (red-coloured) and calcareous (calcareous and dolomitic sandstones, dolomites); locally, limestone nodules and ball-and-pillow structures.

SVP

Souverain-Pré Formation:

Feine Sandsteine und Siltite mit Kalkknollen, Kalke, Sandsteine;

*Formatie van Souverain-Pré: fijnkorrelige zandsteen en siltsteen met kalkknollen, kalksteen en zandsteen;*

Souverain-Pré Formation : fine-grained sandstones and siltstones with limestone nodules, limestones, sandstones.

ESN

Esneux Formation:

feine Sandsteine, mehr oder wenig tonig, olivgrau, in Bänken mehrerer Zentimeter, stellenweise mehrerer Dezimeter Mächtigkeit.

*Formatie van Esneux: olijfgroengrijze fijnkorrelige min of meer kleihoudende zandsteen, in centimetersdikke bankjes, plaatselijk decimetersdik.*

Esneux Formation : olive-grey, fine-grained argillaceous limestones, thin-bedded.

HOD

Hodimont Formation:

glimmerige, grau grünliche oder violette Schiefer (Siltite), in dezimetergrossen bis mehrere Dezimeter dicken Lagen aus rotem oolitischem Hematit und aus Kalkknollen.

*Formatie van Hodimont: grijze groenachtige of paarsachtige glimmerhoudende schiefer (siltsteen) met decimeter tot meerdere decimetersdikke niveaus met rood oölietisch hematiet en niveaus met kalkhoudende knollen.*

Hodimont Formation : grey-green or purple mica-



ceous siltstones, including limestone nodules and decimetre-thick red layers of oolitic hematite.

**LAM**

Lambermont Formation:

grünliche Schiefer (Shales und Siltite), organoklastische Kalksteine mit *Frechastreae* und *Phillipsastrea* und knolligen Schiefen, in buntem Rot und Grün.

*Formatie van Lambermont: groenachtige schiefer (kleisteen en siltsteen), organoklastische kalksteen met Frechastreae en Phillipsastrea, rood en groenkleurige knollige schiefer.*

Lambermont Formation : green shales and siltstones, bioclastic limestones with *Frechastreae* and *Phillipsastrea* and nodular shales red-green party-coloured.

**AIS**

Aisemont Formation:

Schiefer (Shales), dunkelgrau bis schwarz, tonige Kalksteine und organoklastische, knolligere Kalksteine mit *Frechastreae* und *Phillipsastrea* (Biostrome), hell grau.

*Formatie van Aisemont: donkergrijze tot zwarte schiefer (kleisteen), lichtgrijze kalkschiefer en organoklastische subnodulaire kalksteen met Frechastreae en Phillipsastrea (biostromen).*

Aisemont Formation : dark grey to black shales, calcareous shales and nodular light grey bioclastic limestones with *Frechastreae* and *Phillipsastrea* (biostromes).

**LUS**

Lustin Formation:

biostromaler Kalkstein (Stromatoporen, Korallen), feiner Kalkstein, gebändert oder knolliger und organoklastisch.

{Presles Formation: tonige Kalksteine und Dolomitsteine, oft von oolithischem Hematit durchdrungen}

*Formatie van Lustin: biostromenkalksteen (stromatoporen, korallen), fijnkorrelige, gelamineerde of subnodulaire en organoklastische kalksteen.*

*(Formatie van Presles: kleiige kalksteen en dolomiet, vaak doordrongen met oölietisch hematiet).*

Lustin Formation : biostromal limestones (stromatoporoids, corals), fine-grained limestones, laminated or nodular and bioclastic.

(Presles Formation : argillaceous limestones and dolomites, impregnated with oolitic hematite)

**ROU**

Roux Formation:

Schiefer (Shales) oder glimmerige Sandsteine an

der Basis, Dolomitsteine, organoklastische Kalksteine, feine, gebänderte Kalksteine.

*Formatie van Roux: schiefer (shale) of glimmerhoudende zandsteen aan de basis, dolomiet, organoklastische kalksteen, fijnkorrelige gelamineerde kalksteen.*

Roux Formation : Shales or micaceous sandstones in the lower part, dolomites, bioclastic limestones, fine-grained laminated limestones.

**NEV**

Névremont Formation:

feine, hellgraue Kalksteine, an der Basis gebändert, anschliessend organoklastische Kalksteine.

*Formatie van Névremont: lichtgrijze fijnkorrelige kalksteen, gelamineerd aan de basis en erboven organoklastische kalksteen.*

Névremont Formation : Light grey fine-grained laminated limestones in the lower part, bioclastic limestones in the upper part.

**PER**

Pépinster Formation:

bordeauxfarbene Schiefer (Shales und Siltite), grüne Sandsteine, weisse kaolinitische Sandsteine, kieselig und konglomeratisch. Im Westen von Fraipont, im oberen Teil Ausbildung einer quarzitischen dekametergrossen Bank.

*Formatie van Pépinster: wijnrode schiefer (kleisteen en siltsteen), groene zandsteen, witte gekaoliniseerde, grind- en conglomerathoudende zandsteen. Ten westen van Fraipont ontwikkelt er zich in de topzone een decameterdikke kwartsietbank.*

Pépinster Formation : claret-coloured shales and siltstones, green sandstones and white kaolinitic sandstones, coarse-grained and conglomeratic.

**VIC**

Vicht Formation:

Konglomerat mit ei- bis faustgrossen Quarz- oder Quarzitelementen.

*Formatie van Vicht: conglomeraat met vuistdikke kwarts- of kwartsitelementen.*

Vicht Formation : conglomerate consisting of quartz and quartzite pebbles.

**ACO**

Acoz Formation:

Wechsellagerungen von Schiefen (Siltiten) und bordeauxfarbenen, grünen oder bunten Sandsteinen mit Bänken mehrerer Mächtigkeit aus hellem Quarzit.

*Formatie van Acoz: afwisseling van schiefers (siltsteen) en van wijnrode, groene of veelkleuri-*

ge zandstenen met metersdikke banken van bleke kwartsiet.

Acoz Formation : Alternating shales (siltstones) and claret-coloured, green or party-coloured sandstones, plurimetre-thick, light-coloured quartzites.

**SOL**

Solières Formation:

Wechselagerungen von quarzitischen Sandsteinen und Schiefen (Siltite) in vorwiegend grauen Tönen, wenige Lagen mit marinen Makrofaunen.

Formatie van Solières: afwisseling van kwartsietachtige zandsteen en schiefers (siltsteen) overwegend grijs getint; enkele zeldzame niveaus met mariene macrofauna.

Solières Formation : alternating quartzitic sandstones and shales (siltstones), dominantly grey-coloured ; rare marine macrofauna.

**NON**

Nonceveux Formation:

rhythmische Abfolge von Quarziten in hellen Farbtönen, tonigen Sandsteinen und grauen, bordeauxfarbenen oder beigen Schiefen (Siltite).

Formatie van Nonceveux: ritmische opeenvolging van lichtgetinte kwartsieten, kleiige zandsteen en grijze, wijnrode of beige schiefers (siltsteen)

Nonceveux Formation : succession of rythms consisting of light coloured quartzites, argillaceous sandstones and shales (siltstones), grey, claret or light brown.

**BAU**

Bois d'Ausse Formation:

mittel- bis grobkörnige Sandsteine, graufarben, oft kaolinitisch, Lagen mit Schiefergeröll, dunkelgraue Schiefer (Shales, Siltite); stellenweise Vorkommen von Kalkknollen; zusätzlich bordeauxfarbene Schichten.

Formatie van Bois d'Ausse: grijsachtige, vaak ge-kaoliniseerde middelmatig tot grofkorrelige zandsteen, niveaus met schieferrolstenen, donker grijze schiefer (kleisteen en siltsteen); plaatselijk kalkige knollen en wijnrode tussenschakelingen.

Bois d'Ausse Formation : medium- to coarsegrained sandstones, slightly kaolinitic, with shale pebbles and dark shales. Locally, calcareous nodules and claret-coloured layers.

**MAR**

Marteau Formation:

Wechselagerungen von bordeauxfarbenen und bunten Schiefen (Siltiten), im oberen Teil mehr

Sandsteine und olivgrüne Siltite; zahlreiche Kalkknollenlagen.

*Formatie van Marteau: afwisseling van wijnrode en veelkleurige schiefer (siltsteen), vooral aan de top olijfgroene zandsteen en siltsteen; talrijke niveaus met kalkige knollen.*

**Martean Formation** : alternating siltstones claret-coloured and party-coloured, olive-green siltstones and sandstones more developed in the upper part; numerous layers with calcareous nodules.



1. Résumé .....	3
2. Introduction .....	4
1. Établissement de la carte .....	4
2. Précédentes éditions .....	6
3. Cadre géographique et géologique général .....	6
4. Hydrologie .....	10
2. Lithostratigraphie .....	11
1. Introduction .....	11
2. Description .....	11
Formation de Marteau (MAR) .....	11
Formation du Bois d'Ausse (BAU) .....	12
Formation de Nonceveux (NON) .....	13
Formation de Solières (SOL) .....	14
Formation d'Acoz (ACO) .....	14
Formation de Vicht (VIC) .....	15
Formation de Pépinster (PER) .....	16
Formation de Névremont (NEV) .....	18
Formation du Roux (ROU) .....	19
Formations de Presles .....	21
Formation de Lustin (LUS) .....	22
Formation d'Aisemont (AIS) .....	23
Formation de Lambermont (LAM) .....	25
Formation de Hodimont (HOD) .....	28
Formation d'Esneux (ESN) .....	30
Formation de Souverain-Pré (SVP) .....	31
Formations de Montfort et d'Évieux (ME) .....	32
Formation de Dolhain (DOL) .....	34
Groupe de Bilstain (BIL) .....	36
Formation d'Hastière .....	37
Formation de Pont d'Arcole .....	37
Formation de Landelies .....	37
Formation des Dolomies de la Vesdre .....	38
Groupe du Bay-Bonnet (BAY) .....	40
Formation de la Brèche de la Belle-Roche .....	40
Formation de Terwagne .....	41
Formation de Moha .....	42
Groupe de Juslenville (JUS) .....	44
Formation de Lives .....	44
Formation de Seilles .....	45
Formation de Thon-Samson .....	46
Formation de Ronde-Haie .....	46
Groupe houiller (HOU) .....	47
Formation d'Aachen (AAC) .....	51
Formation de Vaals (VAA) .....	52
Formation de Gulpen (GUL) et argiles à silex .....	53
Dépôts sableux (sbl) .....	55
Formations superficielles .....	55
Alluvions anciennes (ALA) et	
alluvions modernes (AMO) .....	55
Limons, altérites, éboulis,	
dépôts de versants et colluvions .....	56

3. Schéma chronostratigraphique	
relation avec la division lithostratigraphique.....	56
4. Tectonique .....	57
1. Description des unités structurales	
1 - L'Unité de la Gileppe .....	59
2 - L'Unité de Goé .....	59
3 - L'Unité de Forêt - Andrimont.....	60
4 - L'Unité du Tunnel	
("Massif de Saint-Hadelin" auct.).....	65
5 - Le Massif de Herve .....	67
6 - La Fenêtre de Theux .....	69
2. Fractures transversales .....	71
3. Interprétation .....	73
a) La déformation varisque .....	73
b) Les déformations post-varisques .....	76
5. Synthèse: histoire géologique .....	76
6. Ressources du sous-sol .....	80
1. Hydrogéologie .....	80
a) Les réservoirs du socle paléozoïque .....	81
b) Les réservoirs des terrains de couverture. ....	82
2. Les phénomènes karstiques .....	83
1) Généralités .....	83
2) Spéléogénèse dans le bassin de la Vesdre.....	84
3) Les paléokarsts .....	89
3. Ressources minérales et fossiles .....	92
- Charbon .....	92
- Grès et quartzites .....	94
- Calcaires .....	96
- Dolomies .....	96
- Sables.....	96
- Argiles .....	96
- Limons.....	97
- Minerais métalliques .....	97
7. Documentation complémentaire .....	100
1) Sondages .....	100
2) Puits de Mine .....	104
Références bibliographiques .....	109
Annexe 1 : inventaire critique des failles renseignées	
dans la littérature et les documents miniers .....	127
Annexe 2 : captages .....	136
Légendes .....	137