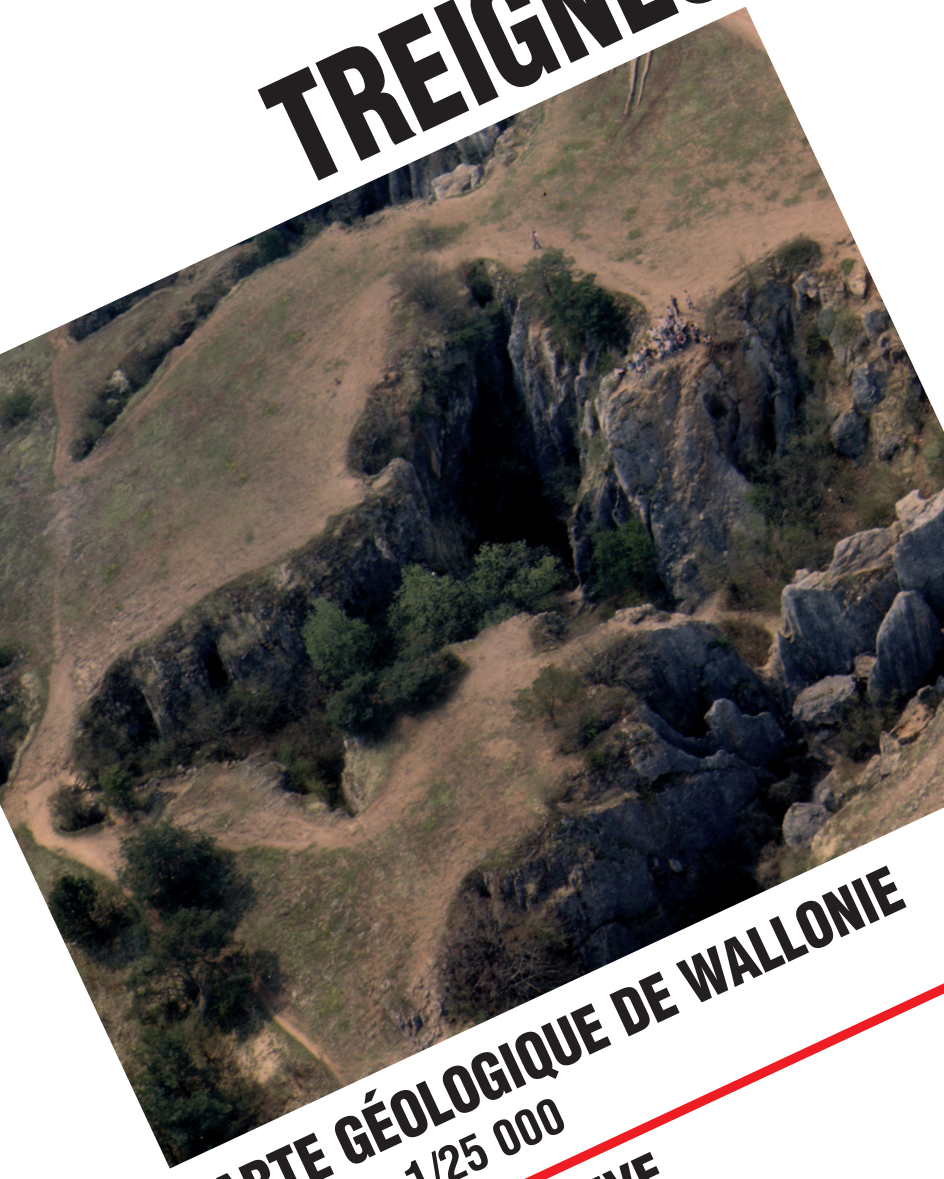
RÉGION WALLONNE

OLLOY-SUR-VIROIN TREIGNES

58/5-6



CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

MINISTÈRE DE LA RÉGION WALLONNE

DIRECTION GÉNÉRALE DES RESSOURCES NATURELLES
ET DE L'ENVIRONNEMENT

AVENUE PRINCE DE LIÈGE, 15
B-5100 NAMUR

OLLOY-SUR-VIROIN - TREIGNES

Virginie DUMOULIN

Université Libre de Bruxelles
Faculté des Sciences
Département des Sciences de la Terre
et de l'Environnement
CP 160/02
Av. F. D. Roosevelt, 50
B-1050 Bruxelles

Michel COEN

Université Catholique de Louvain
Institut de Géologie
Place L. Pasteur, 3
B-1348 Louvain-la-Neuve

Photographie de couverture :
Vue aérienne du Fondry des Chiens à Nismes (visible à l'arrière plan). Le nord géographique se situe à droite de la photographie. Avec l'autorisation de l'Ecomusée de Viroin - Treignes.

NOTICE EXPLICATIVE
2008

Déposée et acceptée pour publication en juin 2004
Dernière mise à jour en juin 2008

Dépôt légal : D/2008/5322/1

Michel Coen († 2006) n'est plus. Il nous a quitté accidentellement en mars 2006.

Je fis la connaissance de Michel début des années 1990. Son aide nous fut très précieuse. En effet, grâce à l'identification de faunes à conodontes, il leva nombre d'incertitudes sur l'attribution stratigraphique d'affleurements de l'Anticlinorium de Philippeville.

Plus tard, nous nous sommes retrouvés lors de la réalisation de la carte Olloy-sur-Viroin – Treignes. La question du « redoublement de la bande givetienne » l'intéressait énormément. Michel s'était fixé, avant d'aborder l'aspect tectonique de cette question, d'établir une colonne lithologique du Givetien de la région de Viroinval, présentée dans cette notice.

Ainsi, régulièrement, je l'accompagnais afin de l'aider dans ses relevés. Je me souviens, non sans un sourire, de situations que l'on peut qualifier de cocasses. Ainsi, n'avons-nous pas balayé de ses feuilles automnales, et sous le regard amusé des promeneurs, la rive affleurante du Viroin dans le méandre du Terne d'Aune ou encore, équipés comme des explorateurs, n'avons-nous pas arpenté les versants de la Calestienne afin de topographier et raccorder des affleurements parfois fort distants les uns des autres.

Au-delà des ces anecdotes, il est bon de souligner ici que Michel a toujours défendu sa subdivision du Givetien, en un terme supérieur – la Formation de Fromelennes (FRO) – et un terme inférieur – le regroupement de Charlemont – qui associe les formations de Trois-Fontaines (TRF), des Terres d'Haurs (THR) et du Mont d'Haurs (MHR). Après discussions, la notion de regroupement a été maintenue dans le cadre du levé de cette carte mais sous l'appellation TTMH, suivant la règle pour le regroupement de formations adoptée pour la révision de la carte géologique de la Wallonie.

Michel était un personnage. Je pense que toute personne qui a eu la joie de collaborer avec lui se remémorera, en l'évoquant ainsi, l'une ou l'autre situation qui sont autant de témoignages de sa personnalité.

Personnellement, outre le fait qu'il m'a appris énormément sur le Dévonien moyen et supérieur, je retiendrai de Michel sa méthodologie, un souci certain de la perfection ainsi que le fait de savoir prendre le temps de la réflexion.

V. Dumoulin
Le 15 novembre 2007

Carte Olloy-sur-Viroin – Treignes n°58/5-6

Résumé

La carte géologique Olloy-sur-Viroin - Treignes, en partie française, est tracée dans son intégralité. Dans le cadre de ce programme cartographique, seule toutefois la partie belge a fait l'objet d'une étude systématique et détaillée. En France, les tracés et coupes géologiques sont le résultat de la révision de la carte de Givet au 1/50 000 par nos collègues de l'Université des Sciences et Technologies de Lille.

La région cartographiée est située dans la province de Namur, dans le sud-est de l'Entre-Sambre-et-Meuse. On y distingue, du point de vue géomorphologique, deux entités : la Calestienne au nord, avec un petit bout de la plaine de la Fagne, et l'Ardenne au sud, dont fait partie le Massif de Rocroi. Du point de vue géologique, elle appartient à la zone rhéno-hercynienne de la chaîne structurée au cours de l'orogenèse varisque (de 360 à 290 Ma ou millions d'années). La carte est plus précisément située à la bordure méridionale du Synclinorium de Dinant, domaine plissé et charrié vers le nord, faisant partie de l'allochtone ardennais.

Les tracés de la carte géologique, présentés à l'échelle de 1/25 000, montrent des terrains plissés d'âge dévonien inférieur (Lochkovien) à supérieur (Famennien). Ces séries sédimentaires paléozoïques, formées de roches carbonatées et siliciclastiques, sont décrites en formations. Elles représentent deux épisodes sédimentologiques de la grande transgression dévono-dinantienne, discordante sur un socle calédonien érodé, visible dans le Massif de Rocroi. Ce massif est constitué de roches arénopélitiques d'âge cambro-ordovicien.

L'orogenèse varisque a provoqué la déformation de cette pile sédimentaire en une série de plis d'orientation générale E-W, ainsi que la production de failles longitudinales de même direction. Par ailleurs, la Calestienne est traversée par des failles transversales ; certaines d'entre elles sont d'importance et minéralisées, citons en exemple le filon de barytine de Vierves.

Les sédiments de couverture sont formés de la base au sommet de sédiments argilo-sableux cénozoïques (Paléogène) et de placages limono-graveleux quaternaires. L'industrie extractive actuelle et ancienne de matériaux utiles ainsi que l'hydrogéologie sont décrites en fin de notice.

1. Introduction

1.1. Établissement de la carte

Le levé de la carte Olloy-sur-Viroin - Treignes (58/5-6) a été financé par le Ministère de la Région wallonne (Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement) dans le cadre du programme de révision de la carte géologique de Wallonie auquel collaborent l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique), l'Université Catholique de Louvain, l'Université de Liège, la Faculté Polytechnique de Mons et l'Université Libre de Bruxelles.

La présente carte à l'échelle de 1/25 000 constitue une réduction et une synthèse des minutes réalisées au 1/10 000. Elle a été élaborée sur des bases lithostratigraphiques en respectant les règles du Guide Stratigraphique International (Hedberg, 1976). Les membres et formations cartographiés constituent ainsi des unités de nature lithologique homogène. Ce principe répond au souhait du plus grand nombre d'utilisateurs.

Les tracés géologiques ont été déterminés à partir :

- d'un important travail d'observation de terrain ;
- des données figurant dans le dossier des « minutes de la carte géologique de Belgique », archivé au Service géologique de Belgique, contrôlées autant que possible par de nouvelles observations de terrain ;
- des informations éparses conservées dans les universités et institutions de recherche ou publiées dans une littérature abondante dont les références figurent à la fin de ce livret ;
- de l'utilisation des cartes pédologiques (Avril, 1984, 1986) ;
- de l'interprétation des photographies aériennes disponibles soit à l'Institut Géographique National (I.G.N.), soit au Ministère wallon de l'Equipement et des Transports (M.E.T.).

La révision de la carte Olloy-sur-Viroin - Treignes a abouti à la réalisation d'une série de documents :

- une base de données des affleurements, réactualisant les données figurant dans le dossier « minutes de la carte géologique de Belgique » ;
- deux cartes géologiques à l'échelle de 1/10 000 ;
- deux cartes d'affleurements à l'échelle de 1/10 000 ;
- des coupes géologiques et un schéma structural.

L'ensemble de ces documents peut être consulté :

- à la Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Ministère de la Région wallonne, SENSICOM, avenue Prince de Liège 15, 5100 Jambes ;
- au Service géologique de Belgique, rue Jenner 13, 1000 Bruxelles.

1.2. Précédentes éditions

Le levé de la feuille Olloy-sur-Viroin – Treignes, n°192 de la première édition de la carte géologique de Belgique (1/40 000), publiée en 1899 par la Commission Géologique de Belgique, a été réalisé par L. Bayet.

Plus récemment, les cartes géologiques détaillées de la France des régions de Rocroi (Beugnies *et al.*, 1963), de Givet (Beugnies *et al.*, 1970a) et de Fumay (Beugnies & Waterlot, 1965) ont été publiées au 1/50 000. Elles couvrent partiellement la région d'Olloy-sur Viroin - Treignes.

1.3. Répartition des travaux géologiques utilisés

La carte géologique Olloy-sur-Viroin - Treignes, en partie française, est tracée dans son intégralité. Dans le cadre de ce programme cartographique commandité par le Ministère de la Région wallonne, seule toutefois la partie belge a fait l'objet d'un levé systématique. Le premier auteur de ce travail a réalisé le levé général de la carte tandis que le second s'est plus particulièrement attaché aux formations du Dévonien moyen de la Calestienne. Les résultats, qui sont d'ordre stratigraphique et tectonique, sont illustrés sur la carte géologique et brièvement exposés dans cette notice.

Les tracés géologiques en territoire français sont le fruit des travaux de F. Lacquement, J.-L. Mansy, F. Meilliez et B. Van Vliet - Lanoë (Université des Sciences et Technologies de Lille), dans le cadre de la révision de la carte géologique de Givet (1/50 000 ; 2006).

Notons également que les travaux de recherche de J. Godefroid et P. Stainier furent d'une grande utilité. Ces derniers publièrent, en 1988, dans le cadre d'une étude des formations de Chooz et de Vireux, une carte géologique pour bon nombre de formations d'âge dévonien inférieur. Cette cartographie s'étend entre les localités d'Olloy-sur-Viroin à l'ouest et de Chooz à l'est.

1.4. Cadre géologique général

L'histoire géologique de la région est constituée d'une série de phases de sédimentation, de plissement et d'érosion brièvement décrites ci-dessous :

Séries sédimentaires paléozoïques

Massif de Rocroi

Le Massif de Rocroi, dont on n'observe ici que la bordure septentrionale dans le coin sud-est de la carte, se caractérise par une sédimentation arénopélitique (schistes, phyllades, quartzites) d'âge cambro-ordovicien (roches les plus anciennes rencontrées en Belgique). Au sein de ces dépôts, s'individualisent des veines ardoisières qui ont fait l'objet anciennement d'une intense exploitation (Voisin, 1987). On note également des intrusions en forme de sill, constituées de roches magmatiques (microgranites et diabases – Robaszynski & Dupuis, 1983), qui se sont introduites ultérieurement à la sédimentation cambrienne (soit 373 +8/-9 Ma, Dévonien moyen à supérieur, Goffette *et al.*, 1991) mais antérieurement à l'âge du plissement hercynien (voir ci-dessous) puisqu'ils sont plissés par cette orogenèse (Waterlot *et al.*, 1973).

L'orogenèse calédonienne

La pile sédimentaire arénopélitique d'âge cambro-ordovicien a été plissée une première fois au cours de l'orogenèse dite calédonienne (environ 450 à 385 Ma). Bien que la phase principale de cette orogenèse soit la phase brabançonne (post-Ludlow - fin Silurien), la déformation dans le Massif de Rocroi serait plus précoce et daterait du Caradoc (Ordovicien). Il s'agit de la phase ardennaise en Haute Ardenne (voir échelle stratigraphique, *in* Dejonghe, 1998, p. 26). Au terme de l'orogenèse calédonienne c'est-à-dire à l'époque dévonienne, un continent, dénommé « Continent des Vieux Grès Rouges » dont l'actuel Massif du Brabant constitue un éperon méridional, a émergé dans tout le nord de l'Europe. L'Ardenne forme un chaînon isolé, situé nettement au sud de ce continent. Dès le début du Lochkovien (anciennement Gedinnien - Dévonien inférieur), une transgression marine venant du sud n'intéresse d'abord que la partie méridionale de l'Ardenne qui est, à ce moment, au stade terminal de sa pénéplanation. La mer transgresse avec hésitation au cours du Dévonien inférieur et ne recouvre que la région du futur Synclinorium de Dinant.

Synclinorium de Dinant

Les dépôts paléozoïques observés dans la région d'Olloy-sur-Viroin - Treignes s'étendent du Lochkovien au Famennien et sont donc d'âge dévonien. À une échelle plus vaste, ils font partie de la transgression dévono-dinantienne dont la base se marque en Ardenne par une discordance majeure résultant de l'avancée de la transgression sur le socle calédonien érodé.

Ainsi, exposant la coupe la plus complète pour le Dévonien du bord sud du Synclinorium de Dinant, cette région permet d'observer le passage de la sédimentation détritique terrigène du Dévonien inférieur vers une sédimentation de type carbonaté, qui caractérise le Dévonien moyen et le Frasnien. On constate ainsi l'établissement d'un régime récifal attesté par les biostromes de l'Eifelien (anciennement Couvinien) et du Givetien puis, par les biohermes du Frasnien. Ces périodes de production carbonatée sont interrompues par des épisodes terrigènes d'importances diverses. Le Frasnien supérieur et le Famennien inférieur matérialisent quant à eux le retour à une sédimentation détrique terrigène argilo-silteuse à gréseuse.

L'orogenèse varisque ou hercynienne

Pendant une période s'étendant environ de 360 à 290 Ma, la pile sédimentaire dévono-carbonifère a subi l'orogenèse varisque ou hercynienne. Cette orogenèse marquerait la suture progressive des continents Gondwana et Laurussia qui forment, au Permo-Trias, un super-continent appelé Pangaea (Bard *et al.*, 1980 ; Ziegler, 1990).

La région abordée appartient à la partie septentrionale du segment externe de la chaîne varisque. Elle se situe au sud du front de déformation, région affectée tardivement par l'orogenèse (phase asturienne, datée du Silésien supérieur). Cette phase de déformation a engendré la Faille du Midi (et son prolongement oriental, la Faille Eifelienne) formant régionalement une zone de rupture majeure. Située dans le Synclinorium de Dinant (fig. 1), la région appartient à l'allochtone ardennais (ou nappe du Condroz, Fourmarier, 1932) qui, par le jeu de la Faille du Midi, a été charrié vers le nord. Plus précisément, la carte Olloy-sur-Viroin - Treignes se situe à cheval sur le bord sud du Synclinorium de Dinant et le bord nord de l'Anticlinorium de l'Ardenne.

Le Paléozoïque supérieur de la région est affecté d'une structuration en plis et failles, reflet des déformations exercées lors de l'édification de la chaîne. Ces structures ont ensuite été mises à nu par érosion au cours de la pénéplanation.

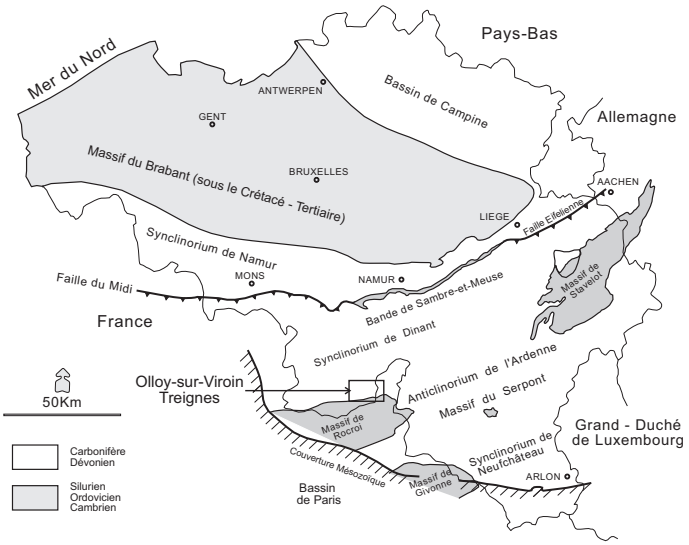


Fig. 1. Situation de la feuille 58/5-6 dans le cadre géologique régional.

Séries sédimentaires post-paléozoïques

Le substrat pénéplané paléozoïque fut ensuite l'objet d'une sédimentation discordante d'âge méso-cénozoïque. Ces dépôts sont marins et continentaux. Dans la région cartographiée, seuls existent des sédiments cénozoïques argilo-sableux d'âge paléogène, piégés dans des cavités karstiques.

Au cours du Quaternaire, l'évolution paléogéographique de la Belgique appartient au domaine continental. Les sédiments sont des alluvions et des colluvions, résultats de l'incision progressive du réseau hydrographique lié à un mouvement de surélévation de l'Ardenne. Ce processus est à l'origine de l'érosion des terrains de couverture et de la morphologie actuelle du paysage en forme de plateaux incisés, dont la surface correspond approximativement à la pénéplaine épi-varisque. Les loess (limons éoliens) se sont mis en place sous climat périglaciaire. Cette couverture limoneuse, formée de placages étendus, masque sur les plateaux les terrains sous-jacents plus anciens.

1.5. Cadre géographique

La morphologie actuelle est la conséquence de l'histoire géologique brièvement décrite ci-dessus. Il s'agit d'un plateau dont la surface correspond à celle de l'ancienne pénéplaine, débarrassée de sa couverture. Ce plateau est découpé par le réseau hydrographique et l'érosion différentielle permet d'y identifier deux unités morpho-structurales. Ces unités sont

séparées par une ligne orientée ENE-WSW passant au sud de Nismes (lieu-dit « Teria d'Honte »), ainsi que par les localités d'Olloy, de Vierves et de Treignes. La vallée du Viroin rejoint et suit cette ligne à partir d'Olloy-sur-Viroin.

Au nord de cette limite, le relief est dicté par la succession de massifs calcaires entrecoupés de dépressions schisteuses. Cette entité septentrionale, appelée Calestienne ou encore Fagne calcaire, est découpée par les vallées de l'Eau Noire et de l'Eau Blanche qui se joignent au nord de Nismes (au pied de la Roche à Lomme) pour se poursuivre par la vallée du Viroin. Les calcaires forment des massifs allongés, également orientés ENE-WSW, aux pentes fortes et aux sommets aplatis. Certains se prolongent vers l'est par des plateaux ondulés, couverts de limon éolien. Citons par exemple les plateaux situés entre Dourbes et Treignes, au lieu-dit « Bieure » ou encore ceux du nord de Dourbes, au lieu-dit « La Tonne de Bière ». Le sommet de ces collines calcaires est fréquemment percé de vastes excavations dénommées « Abannets ». Certains sont de véritables gouffres à parois verticales. Ces Abannets sont alignés et coïncident le plus souvent avec le sommet des crêtes formées de calcaires d'âge givetien. Cette particularité sera détaillée au chapitre 4.1. Phénomènes karstiques. Le Viroin se faufile entre ces collines calcaires en formant de grandes boucles dont les plus caractéristiques sont celles qui entourent les Abannets. En aval de Vierves-sur-Viroin, la topographie montre que le Viroin coulait autrefois plus au sud qu'actuellement et longeait le talus boisé de « La Hierdâ ». Au point de vue altimétrique, ces collines calcaires atteignent au maximum 260 m d'altitude tandis que le Viroin est à 157 m au confluent de l'Eau Noire et de l'Eau Blanche.

Au sud de la Calestienne, s'étale un long plateau incliné vers le nord, couvert de dépôt limoneux. Il s'agit de l'Ardenne. Ce plateau est fragmenté par des ruisseaux qui s'enfoncent en descendant vers le nord jusqu'au Viroin. Les points culminants sont 340, 350 et 360 m le long d'une ligne partant du lac du Ry de Rome jusqu'à Oignies-en-Thiérarche. Par pentes douces ou sauts successifs, l'altitude diminue jusqu'à la vallée du Viroin.

Au point de vue hydrographique, toute la planchette fait partie du bassin du Viroin. Ce cours d'eau est bordé par une large plaine alluviale, irrégulière, mise en valeur par la prairie permanente. C'est une rivière importante formé par la réunion de l'Eau Blanche et de l'Eau Noire. Si l'Eau Blanche est une rivière « famennienne », l'Eau Noire est en grande partie une rivière « ardennaise ». En zone calcaire, une partie de son cours passe sous la colline du Bois du Mousti. La résurgence est située dans le village de Nismes. Le parcours souterrain dure environ 40 h. Il est à noter que le ruisseau de Rome, dans le coin sud-ouest de la feuille a été barré et un lac d'environ 35 ha a été aménagé pour alimenter en eau la ville de Couvin.

La feuille Olloy-sur-Viroin - Treignes est située dans la province de Namur, dans le sud-est de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Elle s'étend de la Calestienne au nord jusqu'aux hauteurs ardennaises au sud. Presque tout le territoire de la planchette appartient à la nouvelle commune de Viroinval. La partie septentrionale de la carte jusqu'à la vallée du Viroin est agricole et herbagère avec de nombreux bois tandis que le reste de la zone est entièrement forestier si l'on excepte les clairières de Oignies-en-Thiérarche et de Le Mesnil.

2. Lithostratigraphie

Les formations sont décrites et présentées par ordre chronologique, des plus anciennes aux plus récentes. La précision relative à l'âge dépend des informations biostratigraphiques tirées de la littérature. Nous avertissons le lecteur que les limites d'étages (biostratigraphie) ne sont pas nécessairement équivalentes aux limites de formations (lithostratigraphie).

Le niveau de détail des descriptions dépend de la qualité des affleurements disponibles. Pour chacune des formations, des affleurements sont conseillés pour autant que leur qualité et accessibilité soient suffisantes.

La terminologie stratigraphique utilisée est pour l'essentiel celle récemment adoptée par les Commissions de Stratigraphie. L'équivalence avec les anciennes dénominations est donnée dans les publications de ces groupes de travail.

Pour en savoir plus : Godefroid *et al.* (1994) – Dévonien inférieur
Bultynck *et al.* (1991) – Dévonien moyen
Boulvain *et al.* (1999) – Frasnien
Bultynck *et al.* (2000)
Bultynck & Dejonghe (2001)
Dejonghe (2006)

2.1. Le substratum paléozoïque

Les roches observées sur la feuille Olloy-sur-Viroin - Treignes s'étagent du Cambrien inférieur (Devillien) au Dévonien supérieur (Famennien), avec toutefois l'absence des dépôts d'âge ordovicien et silurien.

2.1.1. Le Cambrien (CB)

Le Cambrien, qui n'affleure pas sur la partie belge de la feuille Olloy-sur-Viroin – Treignes, est visible en France dans la partie sud de la carte de Treignes. Nous nous référons donc

aux tracés et à la description lithostratigraphique faits par nos collègues français (voir chapitre 1.3. Répartition des travaux géologiques utilisés).

Au sein du Cambrien (premier système du Paléozoïque), deux ensembles lithologiques sont à distinguer en fonction de la couleur dominante et de la granulométrie.

À la base, un ensemble est caractérisé par des lithologies de couleur claire (variant du gris au gris-bleu, parfois verdâtre) et de granulométrie grossière (corps gréseux lenticulaires intercalés de niveaux silteux et argileux). On distingue, au sein de cette unité, trois niveaux de phyllades (roche de granulométrie fine métamorphisée) constituant des veines ardoisières ayant fait l'objet anciennement d'une intense exploitation. Ces veines sont des niveaux repères et portent chacune un nom. Il s'agit, de bas en haut, des veines Belle Joyeuse, Sainte Anne et de la Renaissance. Le sommet de cette dernière veine correspond au sommet de l'unité inférieure, dite Groupe de Deville, dont l'épaisseur est au moins de 600 m.

La seconde unité ou supérieure se différencie de la précédente par une couleur foncée (généralement noire) et une granulométrie fine (schistes avec des conglomérats et brèches sédimentaires). Ce second ensemble est appelé Groupe de Revin et présente une épaisseur que l'on estime entre 600 et 900 m, le sommet n'étant pas connu.

2.1.2. Les formations du Dévonien inférieur (Lochkovien-Praguien-Emsien)

Les formations du Dévonien inférieur et surtout la première d'entre elles, la Formation de Fépin, témoignent, à grande échelle, de la transgression dévono-dinantienne dont la base se marque en Ardenne par une discordance majeure résultant de l'évolution de la transgression sur le socle calédonien érodé, représenté ici par le Massif cambrien de Rocroi.

Formation de Fépin (FEP)

Origine du nom : du lieu-dit « Roches à Fépin », le long de la vallée de la Meuse en France (Dumont, 1848 ; Meilliez, 1984).

La base de la formation est un contact sédimentaire discordant sur les roches déformées du Cambrien de la bordure nord du Massif de Rocroi. Le contact est sédimentaire parce qu'il épouse les aspérités d'une surface d'érosion liée à la phase de pénéplanation calédonienne.

Historiquement, deux ensembles lithologiques ont toujours été distingués au sein de l'actuelle Formation de Fépin. Ainsi, Gosselet (1888) identifiait le Poudingue de Fépin d'allure discontinue, passant latéralement et verticalement à l'Arkose d'Haybes.

Récemment, Meilliez (1984) distingue trois groupes de faciès principaux au sein de la Formation de Fépin qu'il définit comme suit :

- à la base, un faciès conglomératique formé de bancs épais de galets et de blocs mal classés, souvent anguleux et dispersés dans une matrice argilo-sableuse ;
- ensuite, un faciès gréseux où sont associés des grès grossiers à gravillons et galets mous, à stratifications entrecroisées en bancs métriques, d'extension décamétrique, et des grès fins nettement mieux classés que les précédents, en bancs d'épaisseur inframétrique ;
- enfin, un faciès schisteux formé de schistes fins et silteux de teinte variée (verdâtre, noire, bleu-vert) dont l'épaisseur des bancs peut atteindre le mètre.

Ces couches présentent trois caractères constants qui assurent une unité certaine à l'ensemble et conduit à les regrouper sous le terme générique de Formation de Fépin :

- une forte hétérogénéité latérale et verticale au niveau local comme au niveau régional de la distribution des lithofaciès ;
- une puissance très variable en raison du ravinement inégal du substratum calédonien et du remaniement vraisemblable des dépôts dans des proportions qui échappent à l'observation actuelle ;
- une tendance globale au granoclassement vertical normal.

Épaisseur : très variable, de l'ordre de 5 m à 70 m, au site de Fépin (Meilliez & Mansy, 1990).

Âge : Lochkovien.

Affleurements représentatifs :

- en France, commune de Fépin, ancienne carrière à l'ouest du village, dans le Bois de Fépin (fig. 2 - FEP-1) ;
- en France, commune d'Haybes, anciennes carrières et falaises des Roches à Fépin (fig. 2 - FEP-2 et fig. 3) ;
- non loin de la feuille Olloy-sur-Viroin - Treignes, ancienne carrière de Lahonry, située sur la feuille Cul-des-Sarts (n°62/4), au sud de Couvin (localisation, voir notice de la feuille Chimay-Couvin, Marion & Barchy, 1999); c'est le seul site qui expose une coupe continue de la base au sommet (= stratotype de la formation).

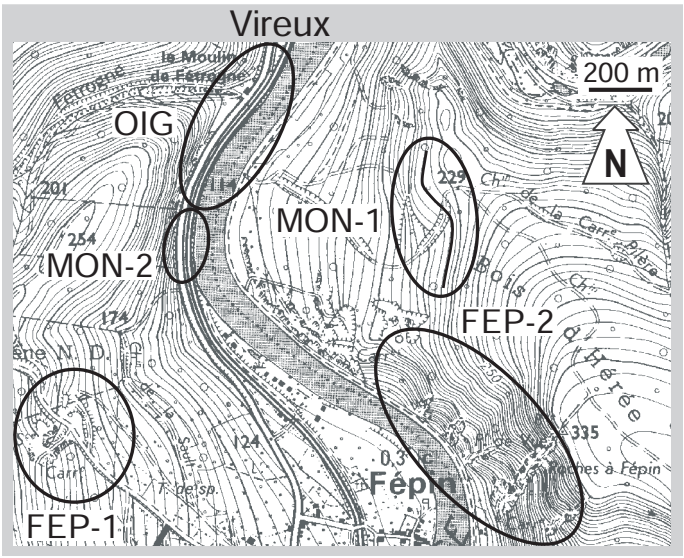


Fig. 2. Localisation des affleurements de la Formation de Fépin (FEP-1 et -2), de Mondrepuis (MON-1 et -2) et d'Oignies (OIG).

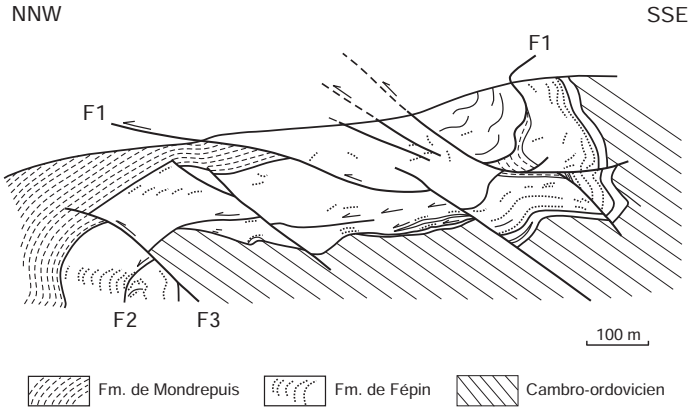


Fig. 3. Structure actuelle de l'écaille plissée visible à Fépin. Une écaille précoce dont la semelle est la faille F1 a été reprise par un synclinal dissymétrique. Le serrage de ce dernier a amplifié des cisaillements qui s'anastomosent vers l'avant dans la faille F2. Une faille F3 marque le stade ultime de la déformation locale (MEILLIEZ & MANSY, 1990, modifié).

Utilisation : les grès et conglomérats ont été utilisés comme matériau d'empierrement. Les grès ont aussi été utilisés pour la construction.

Pour en savoir plus : ASSELBERGHS (1946a, b)
BEUGNIES (1963)
GODEFROID *et al.* (1994)

Formation de Mondrepuis (MON)

Origine du nom : de la commune de Mondrepuis, près de Hirson, en France (Thorent, 1839).

Schistes et siltites bleutés en niveaux épais et compacts (plurimétriques à décamétriques). Présence de bancs souvent lenticulaires d'épaisseur décimétrique à métrique de grès également bleutés. Dans la coupe du Moulin de Fétrogne (voir affleurements conseillés), la partie sommitale de la formation est caractérisée par une alternance beaucoup plus régulière de bancs silteux et gréseux toujours bleutés, parfois marbrés de couleurs violacées. Dans sa définition (Godefroid *et al.*, 1994), l'ensemble de la formation est caractérisée par l'abondance de fossiles (lamellibranches, brachiopodes, ostracodes, tentaculites, bryozoaires, crinoïdes, trilobites, etc.). Cette particularité n'a pas été observée au cours du levé : la faible densité des affleurements pourrait en être la raison. Par ailleurs, en dehors de la coupe du Moulin de Fétrogne où la couleur dominante est le bleuté, les affleurements rencontrés sur la feuille Olloy - Treignes montrent généralement des schistes et siltites de couleur jaune-vert à beige. Cette coloration est sans doute liée à l'altération de la roche.

Épaisseur : de l'ordre de 175 m à Fépin (Meilliez & Blieck *in* Godefroid *et al.*, 1994).

Âge : Lochkovien inférieur.

Affleurements représentatifs :

- la meilleure coupe semblait être celle située, dans la commune d'Haybes (France), dans le Bois du Risdoux (fortement dégradée à ce jour, fig. 2 - MON-1) – stratotype ;
- la base de la formation est observable au coeur du synclinal formé par la Formation de Fépin (fig. 3) ;
- elle est également visible à la carrière de Lahonry (voir ci-dessus) ;
- le sommet de la formation est visible sur la commnue de Fépin, le long de la RN51, au sud du lieu-dit « Moulin de Fétrogne » où le contact avec la Formation sus-jacente d'Oignies est observable (fig. 2 - MON-2).

Utilisation : aucun usage n'a été signalé.

Pour en savoir plus : Godefroid (1982)
Bontemps (1988)
Milhau *et al.* (1989)

Formation d'Oignies (OIG)

Origine du nom : de la localité d'Oignies-en-Thiérarche, dans la commune de Viroinval (Gosselet & Malaise, 1868).

Alternance de siltites et schistes verts en bancs épais dans lesquels sont fréquemment interstratifiés des bancs parfois pluridécimétriques de grès de couleur verte et de schistes et siltites de couleur rouge lie-de-vin ou bigarrée (rouge et vert). Certains bancs contiennent des nodules carbonatés d'aspect carié, suite à l'altération atmosphérique.

D'après les auteurs (Meilliez & Blieck *in* Godefroid *et al.*, 1994), la teinte rouge est caractéristique de la Formation d'Oignies. La couleur rouge est un critère cartographique commode à utiliser même si Beugnies (1983, 1985) a montré, aux environs de Bertrix et de Libramont, sa sensibilité aux effets thermiques du métamorphisme.

Afin d'être complets, précisons que Asselberghs (1946b) signale encore la présence de quelques niveaux de couleur lie-de-vin ou bigarrée disséminés dans la Formation sus-jacente, dite de St-Hubert, elle-même caractérisée par la coloration verte et gris-vert. D'un point de vue cartographique, il est difficile de les identifier en dehors de coupes continues. Le choix adopté, ici afin de fixer la limite entre les formations d'Oignies et de St-Hubert est la disparition de la couleur rouge à l'affleurement. Cette conclusion rejoint la position adoptée par la Commission nationale de Stratigraphie du Dévonien inférieur (Godefroid *et al.*, 1994).

Épaisseur : de l'ordre de 400 m.

Âge : Lochkovien.

Affleurements représentatifs :

- la coupe la mieux exposée, bien qu'incomplète, est située dans la commune de Fépin (France), en rive gauche de la Meuse, le long de la route RN51, au lieu-dit « Moulin de Fétrogne » (Goudalier *et al.*, 1992, localisation fig. 2 - OIG) - stratotype de la limite inférieure ;
- au lieu-dit « L'estache » entre les localités de Regnièssart et d'Oignies-en-Thiérarche (fig. 4).

Utilisation : localement, les grès grossiers ont été utilisés pour la construction.

Pour en savoir plus : Godefroid (1982)
Steemans (1989)

Formation de Saint-Hubert (STH)

Origine du nom : de la ville de Saint-Hubert dans la vallée de la Lhomme (Gosselet, 1880).

Ensemble mal stratifié de schistes et siltites parfois caverneux, verts à gris-vert, avec intercalations de niveaux

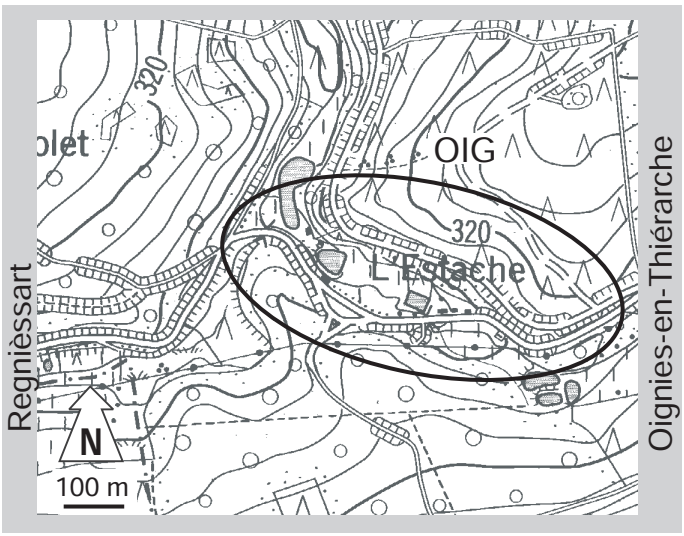


Fig. 4. Localisation des affleurements de la Formation d'Oignies (OIG) à l'est de Regnièssart.

parfois épais de grès quartzitiques ou non, verts à vert pâle. La caractéristique des roches fines est le vert ou le gris-vert. La nuance est toutefois moins vive que celle des couches vertes de la Formation d'Oignies.

Épaisseur : de l'ordre de 200 à 400 m (500 m dans la vallée de la Meuse, d'après Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994).

Âge : Lochkovien à Praguien.

Affleurements représentatifs :

- sur la rive nord du lac du barrage du Ry de Rome, le long de la route et du chemin qui ceinturent le lac (fig. 5) ;
- tranchée est de la route, à la sortie de la localité Le Mesnil, en direction d'Oignies-en-Thiérarche, en amont de la vallée du ruisseau du Bois de la Fontaine (fig. 6).

Utilisation : les quartzites ont été exploités pour la construction et la fabrication de granulats.

Pour en savoir plus : Steemans (1989)
Godefroid *et al.* (1994)

Regroupement des formations de Mirwart et de Villé (MV)

Dans le cadre de cette feuille, les formations de Mirwart et de Villé sont cartographiées dans la même couleur, étant donné le manque d'affleurements significatifs permettant leur distinction.

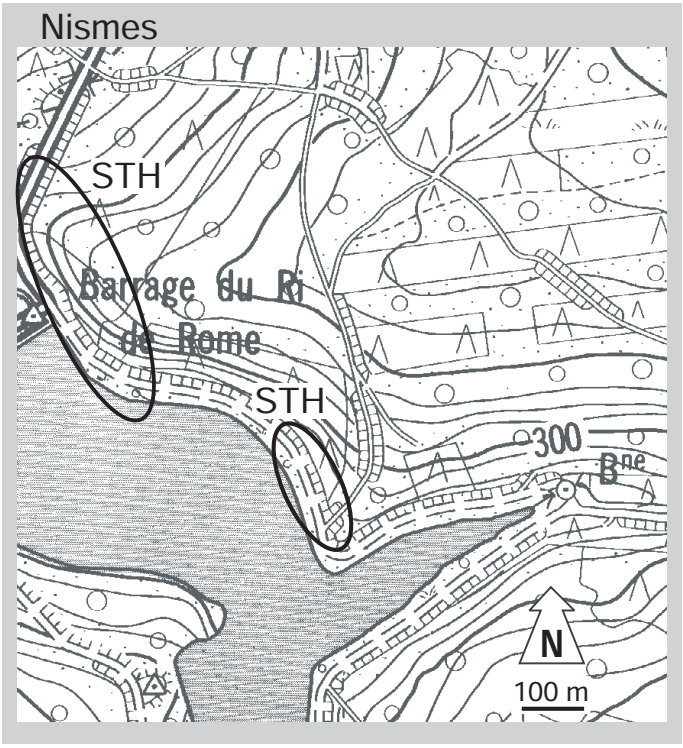


Fig. 5. Localisation des affleurements de la Formation de Saint-Hubert (STH) au barrage du Ry de Rome.

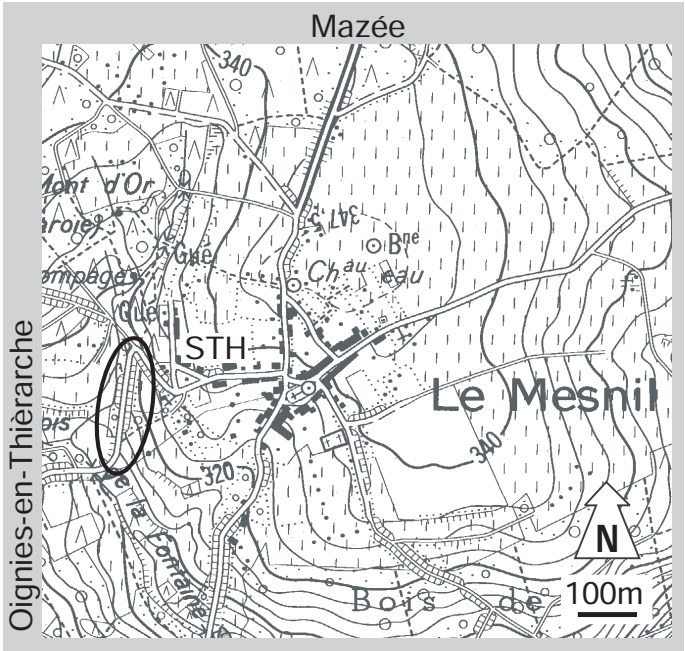


Fig. 6. Localisation de l'affleurement de la Formation de Saint-Hubert (STH) à Le Mesnil.

Formation de Mirwart (MIR)

Origine du nom : de la localité de Mirwart dans la vallée de la Lhomme (Forir, 1900).

Il s'agit essentiellement de niveaux de quartzites, de grès grossiers verts, brunâtres, blancs ou crème, en bancs lenticulaires d'épaisseur décimétrique à métrique. Ces masses devraient être séparées les unes des autres par des bancs de shales ou de siltites gris-vert ou noirs. Ces niveaux fins sont mal exposés sur la feuille Olloy-sur-Viroin - Treignes.

Par définition, la formation débute par des siltites schisteuses vert grisâtre surmontant l'importante masse de grès et de quartzites vert pâle du sommet de la Formation de Saint-Hubert ; elle se termine au sommet du dernier gros banc de quartzite de couleur claire. Au sein de la formation, on rencontre des galets de shales noirs. Vers le sommet, apparaissent des siltites argileuses noires à petits débris de végétaux ou comportant des fines lamines claires gréseuses (Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994).

Épaisseur : de l'ordre de 550 à 700 m (300 m au sud de Couvin à 450 m dans la vallée de la Meuse, d'après Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994).

Âge : (Lochkovien)/Praguien.

Affleurements représentatifs :

Anciennes excavations, près d'un carrefour dit « Bon Dieu Rouge », à l'est de la route Nismes-Regnièssart (fig. 7).

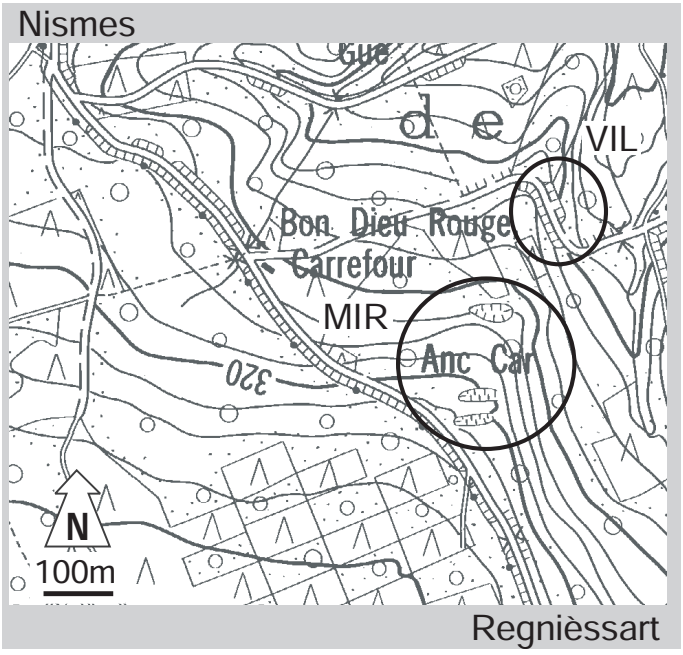


Fig. 7. Localisation des affleurements des formations de Mirwart (MIR) et de Villé (VIL) au lieu-dit « Carrefour Bon Dieu Rouge ».

Utilisation : essentiellement exploités pour la fabrication de granulats, certains niveaux fournissaient des dalles et autres pierres de construction. On trouve des traces d'anciennes exploitations de faible extension.

Pour en savoir plus : Godefroid & Stainier (1982)
Steemans (1989)

Formation de Villé (VIL)

Origine du nom : de la localité de Villé aux environs de La Roche-en-Ardenne (Godefroid & Stainier, 1982).

Association en bancs décimétriques à pluridécimétriques de schistes et siltites de couleur verte ou gris-vert avec de fréquents niveaux de grès carbonatés, souvent fossilifères (brachiopodes, crinoïdes, lamellibranches, etc.), cariés superficiellement et de grès laminaires gris-vert, gris-bleu, présentant souvent une altération superficielle brune.

La formation débute au sommet de la dernière masse de quartzites de la Formation de Mirwart et se termine par des niveaux de grès et siltites de couleur rouille surmontés par les schistes bleu sombre de la Formation de La Roche.

Épaisseur : de l'ordre de 50-60 m.

Âge : Praguien.

Affleurements représentatifs :

Talus d'un chemin forestier qui, au départ du « Carrefour du Bon Dieu Rouge », mène à la Baraque du Roquet (fig. 7).

Utilisation : pas d'usage connu.

Pour en savoir plus : Asselberghs (1946b)
Godefroid *et al.* (1994)

Formation de La Roche (LAR)

Origine du nom : de la commune de La Roche-en-Ardenne (Asselberghs, 1946b).

Schistes phylladeux généralement bleu sombre à verts et phyllades quartzeux avec des niveaux plus franchement gréseux d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique. Fréquemment, présence de petits bancs pluricentimétriques à décimétriques et de niveaux à pseudonodules de grès gris-bleu parfois fossilifères ou laminaires.

Le passage de la Formation de Villé (grès et siltites de couleur rouille) à la Formation de La Roche (schistes

phylladeux bleu sombre) est généralement bien marqué dans la topographie : les premiers phyllades de cette dernière formation forment généralement une arête saillante.

Épaisseur : de l'ordre de 200 m.

Âge : Praguien.

Affleurements représentatifs :

Série d'affleurements dans la partie amont du Ri des Nobuissons, en rive droite (fig. 8).

Utilisation : bien qu'exploités anciennement pour la construction locale, pas d'usage connu dans cette région.

Pour en savoir plus : Godefroid & Stainier (1982)
Godefroid *et al.* (1994)

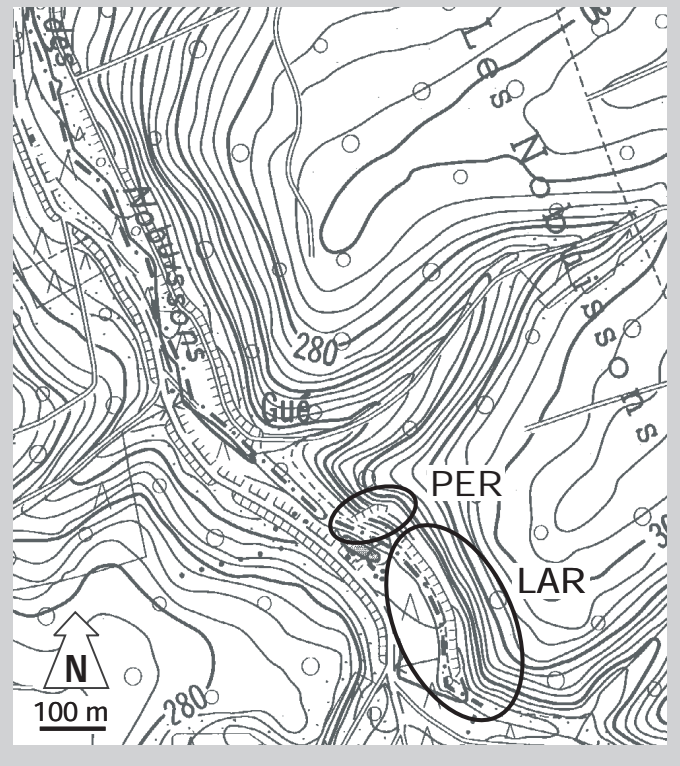


Fig. 8. Localisation des affleurements des formations de la Roche (LAR) et de Pèrnelle (PER) dans le Ri des Nobuissons.

Regroupement des formations de Pèrnelle et de Pesche (PP)

Dans le cadre de cette feuille, les formations de Pèrnelle et de Pesche sont cartographiées dans la même couleur, étant donné le manque d'affleurements significatifs permettant l'observation de la Formation de Pèrnelle.

Formation de Pèrnelle (PER)

Origine du nom : de l'étang de Pèrnelle au sud de Couvin (Godefroid *in* Godefroid *et al.,* 1994*).*

Grès et grès quartzitiques bleu-vert, brunâtres, fossilifères, en bancs épais avec des joints schisteux au sein desquels s'individualise, dans la partie médiane (du moins dans le stratotype), un niveau plurimétrique formé de schistes et de siltites foncés avec quelques minces bancs de grès.

Épaisseur : de l'ordre de 40 à 60 m.

Âge : Praguien (partie supérieure).

Affleurements représentatifs :

Affleurement (crête rocheuse) dans la partie amont du Ri des Nobuissons, en rive droite, presque en continuité avec les affleurements de la Formation sous-jacente de La Roche (fig. 8).

Utilisation : bien qu'exploités anciennement de manière artisanale pour la construction, on ne connaît plus d'usage dans cette région.

Pour en savoir plus : Godefroid (1979)
Godefroid & Stainier (1982)

Formation de Pesche (PES)

Origine du nom : de la localité de Pesche, à l'ouest de Couvin (Maillieux, 1910).

Siltites et schistes verts interstratifiés de bancs et lentilles de grès. Certains sont coquilliers, à ciment carbonaté.

La Formation de Pesche débute par des schistes et siltites coiffant les grès de la Formation de Pèrnelle et se termine à la base du premier ensemble gréseux important par lequel commence la Formation de Vireux sus-jacente.

Épaisseur : de l'ordre de 160 m.

Âge : Emsien.

Affleurements représentatifs :

Talus ouest de la route Vierves-sur-Viroin - Le Mesnil, vallée du Ri de Wel, au nord du lieu-dit « Les Trois Maries » (fig. 9).

Utilisation : pas d'usage connu.

Pour en savoir plus : Asselberghs & Maillieux (1938)
Godefroid (1979, 1980)
Godefroid *et al.* (1994)
Godefroid (2001)

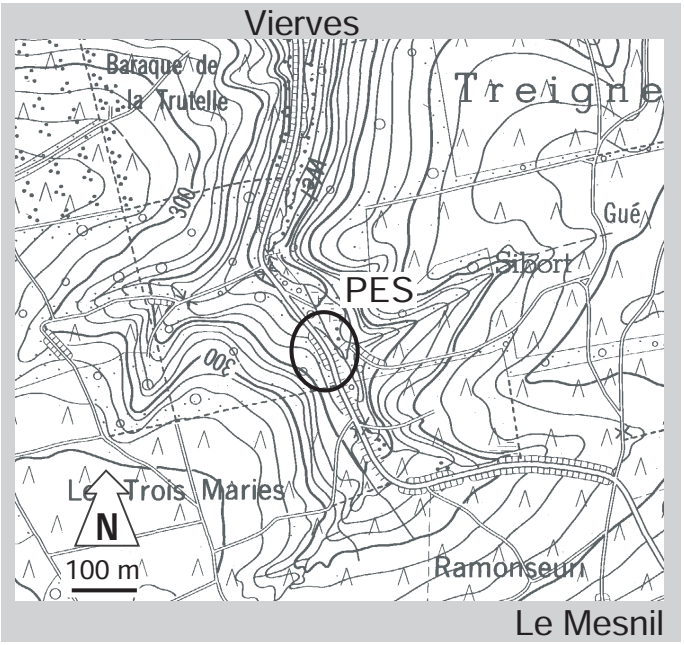


Fig. 9. Localisation de l'affleurement de la Formation de Pesche (PES) entre Vierves et Le Mesnil.

Formation de Vireux (VIR)

Origine du nom : de la ville de Vireux, vallée de la Meuse, en France (Gosselet, 1864).

Grès et grès quartzitiques gris, gris-bleu, par place verdâtres, avec des niveaux fossilifères formant d'épaisses masses séparées par des niveaux pluridécimétriques argilo-silteux gris foncé ou verdâtres. Certains niveaux contiennent des débris de végétaux, des rides de courant, des craquelures de dessication, des laminations.

La Formation de Vireux débute avec les premiers bancs quartzitiques gris-bleu, surmontant la Formation de Pesche et se termine à la base du premier banc de schistes rouges caractérisant la limite inférieure de la Formation de Chooz.

Dans sa définition formelle (Godefroid & Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994), la Formation de Vireux est subdivisée en deux membres. Le passage du Membre inférieur de l'Ecluse, plus nettement gréseux et de couleur souvent grise à gris-bleu, au Membre supérieur du Ruisseau de Deluve où les grès sont en général plus pélitiques et de couleur verdâtre, est loin d'être tranché. Cette subdivision n'a donc pas été appliquée dans le cadre de cette cartographie.

Épaisseur : de l'ordre de 130 m.

Âge : Emsien.

Affleurements représentatifs :

En Belgique,

- les anciennes carrières sur les rives du ruisseau de Nouée au sud-ouest d'Olloy-sur-Viroin : la carrière la plus septentrionale, située sur la rive gauche du ruisseau, expose la limite supérieure de la Formation de Vireux et son passage à la Formation de Chooz (fig. 10) ;

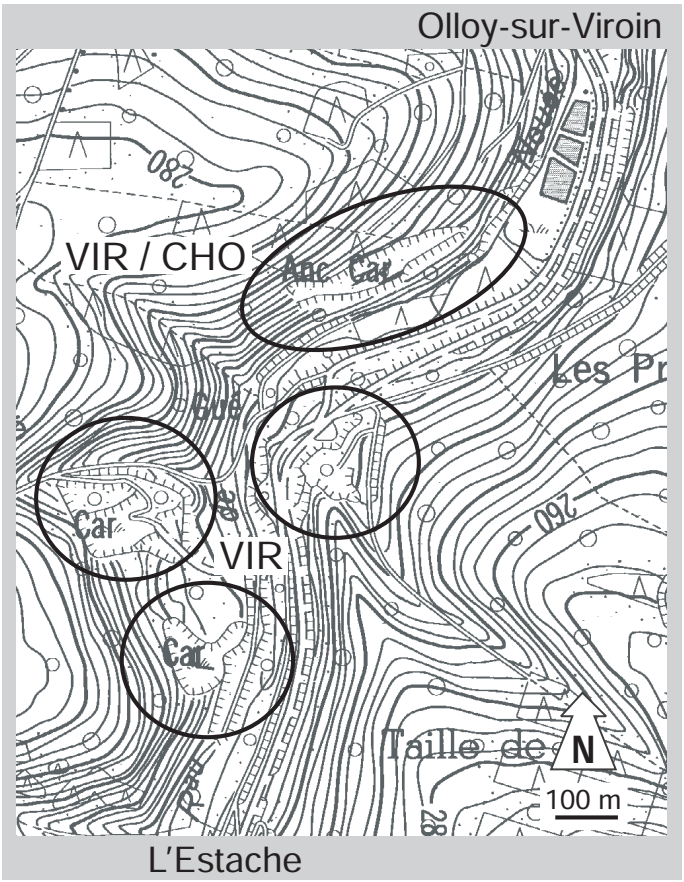


Fig. 10. Localisation des anciennes carrières de la Formation de Vireux (VIR) au sud d'Olloy-sur-Viroin. La limite entre les formations de Vireux et de Chooz (CHO) est également visible.

En France,

- les carrières de Montigny, sur la rive gauche de la Meuse, au sud de la ville de Vireux, exposent, d'après Godefroid & Stainier, la Formation de Vireux, dans son intégralité – stratotype (fig. 25, p. 136 *in* Godefroid & Stainier, 1988). Il est à noter que les cartographes français, dans le cadre de la réactualisation de la carte de Givet, ne placent pas la limite des formations de Vireux et Chooz au même endroit que les géologues belges (Godefroid & Stainier, 1988 ; Godefroid *et al.*, 1994). Si ces derniers fixent la limite à la base du premier banc de couleur lie-de-vin, les géologues français

utilisent comme critère, non pas la couleur, mais un changement de lithologie. Ce choix a pour conséquence que la limite supérieure de la Formation de Vireux se situe au nord de la carrière septentrionale de Montigny (et non plus à l'extrémité nord de la carrière) et confère à la Formation de Vireux une épaisseur d'environ 200 m (fig. 11) ;

- la carrière du Mont Vireux (fig. 12), à Vireux ne montre pas la limite inférieure mais bien celle supérieure – coupe de référence (fig. 18, p. 127 *in* GODEFROID & STAINIER, 1988).

Utilisation : les grès ont été intensivement exploités, principalement dans la vallée de la Meuse, pour pavés et empierrement. De nombreuses anciennes carrières sont encore visibles.

Pour en savoir plus : CIBAJ (1992)
GODEFROID *et al.* (1994)
GODEFROID (2001)

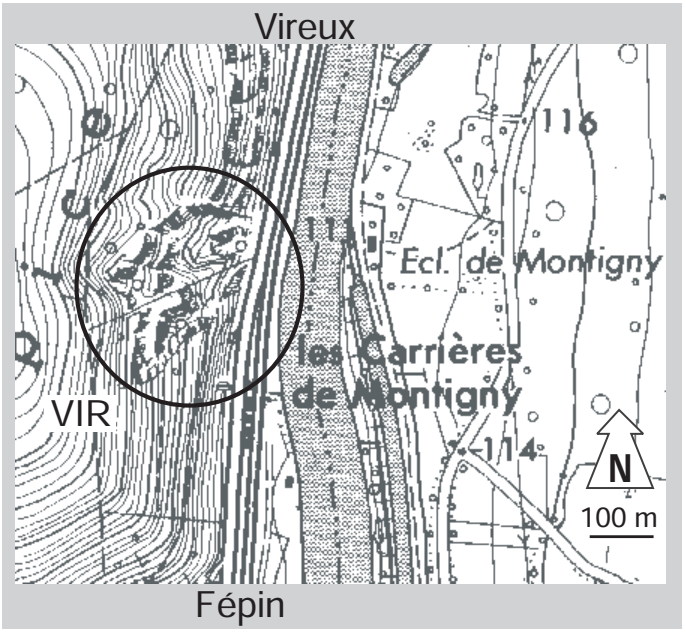


Fig. 11. Localisation des anciennes carrières de Montigny exposant la Formation de Vireux (VIR).

Formation de Chooz (CHO)

Origine du nom : de la localité de Chooz en France, vallée de la Meuse, entre Givet et Vireux (carte géologique de France à 1/80 000, 15, GIVET, 1882).

Schistes gréseux et siltites lie-de-vin et verts, avec des bancs décimétriques de grès quartzitiques ou argileux de même couleur, dans lesquels sont intercalés d'importants ensembles de grès verts ou lie-de-vin lenticulaires et pouvant atteindre

plusieurs mètres d'épaisseur (jusqu'à 10-15 m). Godefroid et Stainier (1988) ont dénombré, au total dans la région, huit ensembles gréseux sur base d'arguments géométriques.

La Formation de Chooz débute à la base du premier banc de schiste ou de grès de couleur lie-de-vin surmontant la Formation de Vireux et se termine au sommet du dernier banc présentant cette couleur (Godefroid & Stainier, 1988).

Épaisseur : de l'ordre de 320 à 330 m.

Âge : Emsien.

Affleurements représentatifs :

En Belgique,

- ancienne carrière, la plus septentrionale, située sur la rive gauche du ruisseau de Nouée, où s'observe la limite inférieure de la Formation de Chooz (fig. 10) ;
- coupe dans le talus est de la route Le Mesnil-Mazée (fig. 13), à l'endroit où la pente de la route est forte (fig. 14, p.122 *in* Godefroid & Stainier, 1988). Le contact entre les formations de Chooz et de Hierges sus-jacente peut être appréhendé ;
- anciennes carrières et affleurements naturels sur la rive droite du Viroin, à partir de la confluence de cette rivière et du ruisseau du Fond des Cheneaux, et en direction de Vierves-sur-Viroin. Le passage de la Formation de Chooz à celle de Hierges est également visible (fig. 15) ;
- ancienne carrière « Rolinvaux », au sud-est d'Olloy-sur-Viroin (fig. 16), sur le versant droit de la vallée du ruisseau du Nestri, où a été exploité un ensemble gréseux d'environ 16 m d'épaisseur. Ce niveau serait le quatrième des huit niveaux reconnus dans la formation (Godefroid & Stainier, 1988). Cette carrière présente des structures tectoniques telles que plis et failles (fig. 7, p.113 *in* Godefroid & Stainier, 1988).

En France,

- carrière du Mont Vireux (à Vireux), déjà choisie comme coupe de référence de la Formation de Vireux, montrant le mieux la partie inférieure de la Formation de Chooz (fig. 12) ;
- coupe du chemin d'accès à la carrière du Mont Vireux (fig. 12 - CHO-1) ;
- coupe de la chapelle, talus nord du chemin conduisant au Viroin (fig. 12 - CHO-2) ;

L'ensemble des ces trois affleurements est repris à la figure 18, p. 127, *in* Godefroid & Stainier, 1988) ;

- coupe des Rouges Terres (fig. 12 - CHO/HIE-1) exposant la partie supérieure de la Formation de Chooz et la partie inférieure de la Formation de Hierges (Godefroid & Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994) ;

- coupe des Forges de Vireux (fig. 12 - CHO/HIE-2) exposant le mieux la limite supérieure de la Formation de Chooz (Godefroid & Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994).

Utilisation : les grès ont été autrefois exploités pour empierrement.

Pour en savoir plus : Godefroid (1980)
Godefroid *et al.* (1994)

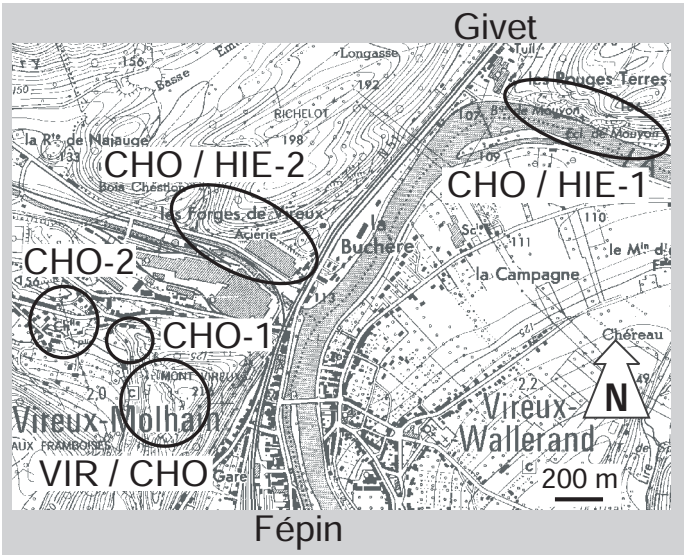


Fig. 12. Localisation des affleurements des formations de Vireux (VIR), de Chooz (CHO) et de Hierges (HIE), à Vireux.

Formation de Hierges (HIE)

Origine du nom : de la localité de Hierges en France, entre Givet et Vireux (Sauvage & Buvignier, 1842).

À la base, niveau d'environ 20 m d'épaisseur caractérisé par des grès quartzitiques ou pélitiques, localement fossilifères, formant deux ou trois ensembles séparés par des intervalles schisteux de couleur grise ou gris-vert, avec certains bancs pétris d'empreintes de fossiles (brachiopodes, lamellibranches) de couleur brun-rouille et d'aspect terreux, à l'origine du terme désuet de « grauwacke » de Hierges rencontré dans la littérature. Ce premier niveau est formellement nommé « Membre du Bois Chestion » (Godefroid & Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994), du nom d'un bois situé au nord-ouest des Forges de Vireux (voir ci-dessous affleurements conseillés).

Ensuite, schistes et siltites, contenant par endroits des plages de ciment calcaire et dans lesquels s'intercalent de nombreux bancs de grès calcaires fossilifères et de grès coquilliers

ou non. Ce second niveau est appelé « Membre du Barrage » (Godefroid & Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994).

La Formation de Hierges débute aux premiers bancs de grès et de schistes faisant suite au dernier banc de couleur lie-de-vin de la Formation de Chooz et se termine à la base du premier banc de calcaire coquillier massif caractérisant la base de la Formation de Saint Joseph sus-jacente. Le stratotype de la limite supérieure situé à Nismes (fig. 17), dans un chemin de campagne au sud de Saint Joseph, est malheureusement aujourd'hui totalement dégradé. Il vaut donc mieux, à l'heure actuelle, se référer à la coupe d'Olloy (quatrième, ci-dessous).

Épaisseur : de l'ordre de 320 à 330 m.

Âge : Emsien.

Affleurements représentatifs :

En Belgique,

- sur le flanc occidental de la colline des Elmonts, au sud de Treignes, ancienne carrière qui expose les grès du Membre du Bois Chestion. Les schistes lie-de-vin de la Formation de Chooz sont visibles le long de la paroi sud (fig. 14 - CHO/HIE) ;
- ancienne carrière Michelet, dans la vallée du Ri de Wel, qui expose également le niveau gréseux de base (fig. 14 - HIE) ;
- ancienne carrière Michel (fig. 15), au sud de Vierves-sur-Viroin, où les grès de base et les schistes qui les surmontent apparaissent dans trois anticlinaux séparés par des failles (Godefroid & Stainier 1988, fig. 13) ;
- coupe de l'ancien chemin de fer vicinal à Olloy-sur-Viroin (fig. 16 - HIE/STJ) montrant la partie supérieure de la Formation de Hierges et le passage à la Formation de Saint Joseph sus-jacente - coupe de référence (Bultynck *in* Bultynck *et al.*, 1991) ;
- ancienne carrière, au lieu-dit « Les Chènets » (fig. 16 - HIE), à l'est d'Olloy-sur-Viroin, où furent exploités les bancs gréseux de la partie sommitale de la formation ainsi qu'un niveau d'hématite oolithique (voir chapitre 4.3.).

En France,

- coupe des Rouges Terres montrant la partie inférieure de la Formation de Hierges et le passage à la Formation de Chooz sous-jacente (fig. 12 - CHO/HIE-1) ;
- coupe des Forges de Vireux (fig. 12 - CHO/HIE-2) où s'observe également le passage de la Formation de Chooz à celle de Hierges - stratotype de la limite inférieure (Godefroid & Stainier *in* Godefroid *et al.*, 1994).

Utilisation : les grès du Membre du Bois Chestion ont été autrefois exploités pour pavés et empierrement.

Ce niveau est facilement repérable en suivant des anciennes exploitations. Les grès plus épais du Membre du Barrage ont été extraits de manière locale.

Pour en savoir plus : Godefroid (1980, 2001)

Regroupement des formations de Saint Joseph et de l'Eau Noire (SE)

Compte tenu de divers facteurs (échelle de la carte, allure en dressants et largeur d'affleurement qui en résulte, certaines analogies aussi du point de vue lithologique), les formations de Saint Joseph et de l'Eau Noire ont été groupées sous le sigle SE.

Formation de Saint Joseph (STJ)

Origine du nom : du lieu-dit « Saint Joseph », au sud de Nismes (Tsien, 1974).

La base de la Formation de Saint Joseph est marquée par un banc de calcaire coquillier clair auquel Bultynck (*in* Bultynck *et al.*, 1991) accorde, semble-t-il, une grande importance. Repéré dans le stratotype, ce banc est encore visible aujourd'hui dans le vallon que jouxte la route de Regniéssart. Plus à l'est, il perd progressivement de ses caractères, mais d'autres calcaires lui succèdent dont la fréquence est maximale quelques 10-12 m plus haut (petites exploitations à ce niveau aux Chènets et au Terne d'Aune). On passe ensuite à des siltites avec l'un ou l'autre banc de grès ou de mauvais calcaire et, pour terminer, un ou plusieurs gros bancs silto-calcaires, crinoïdiques et coquilliers.

Épaisseur : de l'ordre de 40 m.

Âge : Emsien supérieur.

Affleurements représentatifs :

<u>En Belgique,</u>

- coupe en rive droite du Viroin, au sud de Treignes (fig. 14) ;
- coupe de l'ancien chemin de fer vicinal à Olloy-sur-Viroin (fig. 16 - HIE/STJ) où les premiers mètres de la Formation de Saint Joseph font suite à la Formation de Hierges sous-jacente - coupe de référence (Bultynck *in* Bultynck *et al.*, 1991) ;
- série d'affleurements dans le versant occidental de la colline Les Chènets, à l'est d'Olloy-sur-Viroin (fig. 16 - SE).

<u>De part et d'autre de la frontière</u> (toutefois mieux exposées coté français),

- coupes du Terne d'Aune, au sud de Najauje (fig. 13).

Utilisation : pas d'usage connu.

Pour en savoir plus : Godefroid (1980)
Bultynck *et al.* (1991)

Formation de l'Eau Noire (ENR)

Origine du nom : de la vallée de l'Eau Noire, à Couvin (Bultynck & Godefroid, 1974).

La Formation de l'Eau Noire, si elle n'est pas immédiatement suivie de la Formation de Couvin, comprend (tabl. 1) :

- une première partie (60 m environ) essentiellement formée de schistes avec encore, à la base, quelques lits gréseux et, dans les 15 ou 20 derniers mètres, un certain nombre de bancs calcaires qui passent à la partie suivante ;
- une seconde partie (30 m environ) avec, de bas en haut :
  - des calcaires (quelques mètres) plus ou moins mêlés de schistes, à stromatopores et tabulés lamellaires ;
  - des encrinites (quelques mètres encore) exploitées autrefois en territoire français (Terne d'Aune, route de Najauge) ;
  - des calcaires nodulaires et des calcschistes.

Dans la coupe de l'Eau Noire, à Couvin, les mêmes calcaires sont incorporés au Calcaire de Couvin dont les couches à organismes lamellaires indiquent la base. Dès le méridien de Nismes, le Calcaire de Couvin perd cependant beaucoup de son importance. N'en subsiste que :

- les couches de base, dont nous venons de parler ;
- les horizons les plus supérieurs, qui surmontent 150 m et plus de schistes et de siltites.

Les couches de base, complètement déconnectées de ce qui suit, sont alors associées à la Formation de l'Eau Noire.

Épaisseur : de l'ordre de 90 m.

Âge : Emsien supérieur pour la partie inférieure et Eifelien (Dévonien moyen) pour la partie supérieure.

Affleurements représentatifs :

<u>En Belgique,</u>

- série d'affleurements dans le versant ouest de la colline Les Chènets, à l'est d'Olloy-sur-Viroin (fig. 16 - SE).

<u>De part et d'autre de la frontière,</u>

- coupes du Terne d'Aune, au sud de Najauje (fig. 13).

Utilisation : pas d'usage connu.

Pour en savoir plus : Bultynck *et al.* (1991)

REMARQUE : Ce qui est cartographié ici SE (Saint Joseph - Eau Noire) correspond en général, sur la planchette Agimont-Beauraing, à la partie supérieure de la Formation de Hierges. Ce qui, sur la même planchette, est cartographié Saint Joseph et/ou Eau Noire, correspond ici à Vieux Moulin. Sur Sautour-Surice, la limite Saint Joseph/Eau Noire est correctement placée, mais le contenu de l'une et l'autre unité est fortement exagéré. La méconnaissance de l'évolution latérale du Calcaire de Couvin est la cause principale de ces erreurs. Elles ont été corrigées avec la nouvelle édition de la carte française de Givet, à 1/50 000 (Lacquement *et al.*, 2006).

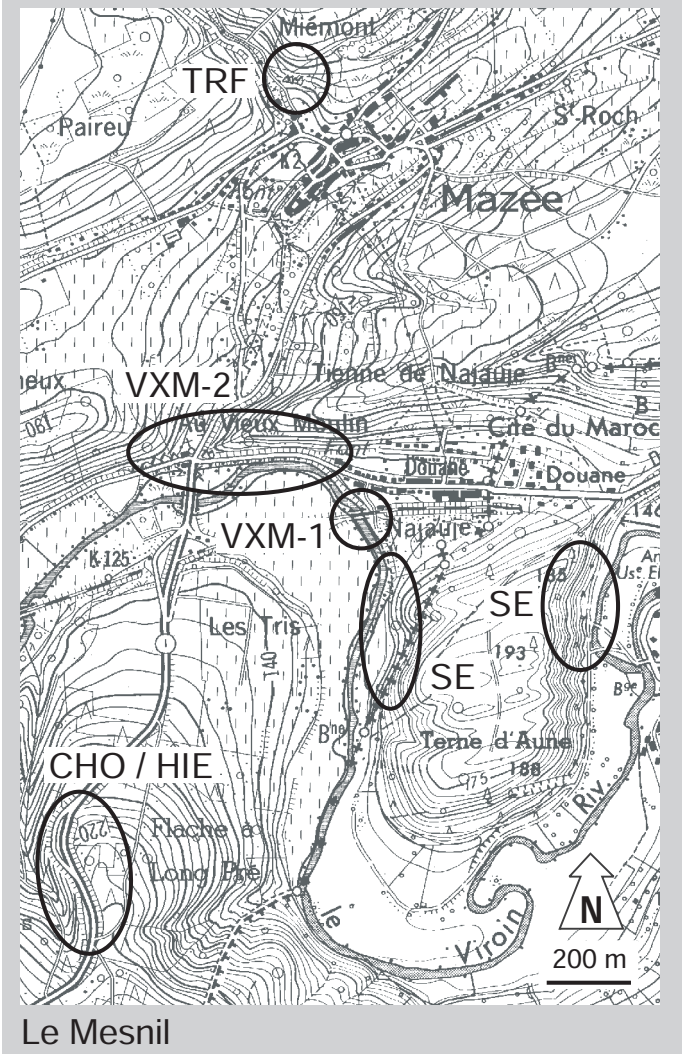


Fig. 13. Localisation des affleurements des formations de Chooz (CHO), de Hierges (HIE), de Saint Joseph - Eau Noire (SE), de Jemelle (Membre du Vieux Moulin - VXM) et de Trois-Fontaines (TRF) aux environs de Mazée.

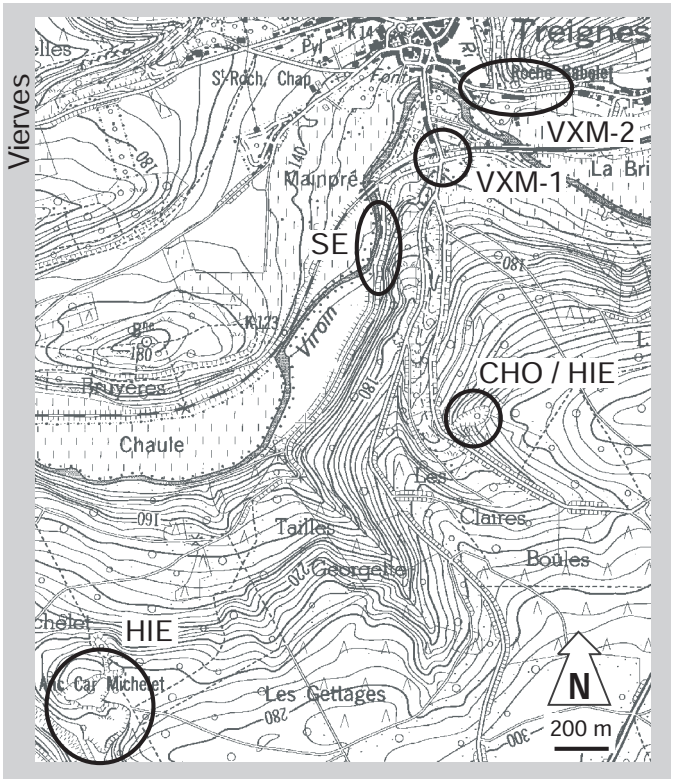


Fig. 14. Localisation des affleurements des formations de Chooz (CHO), de Hierges (HIE), de Saint Joseph - Eau Noire (SE), de Jemelle (Membre du Vieux Moulin - VXM) au sud de Treignes.

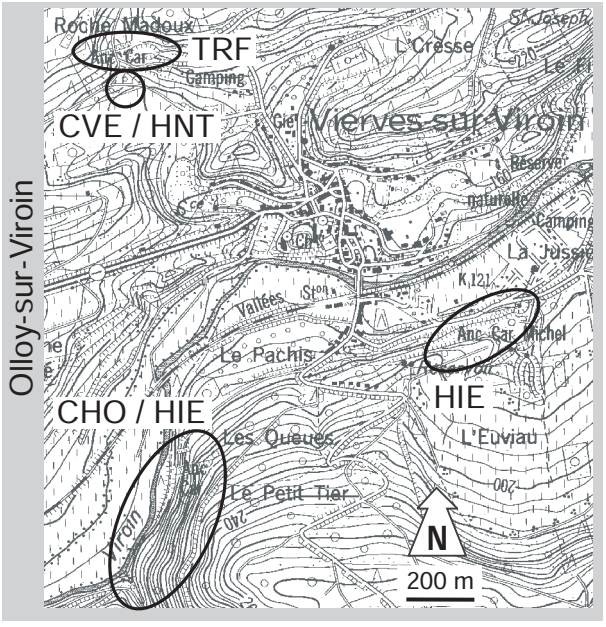


Fig. 15. Localisation des affleurements des formations de Chooz (CHO), de Hierges (HIE), de Jemelle (Membre des Chavées - CVE), d'Hanonet (HNT) et de Trois-Fontaines (TRF) aux environs de Vierves-sur-Viroin.

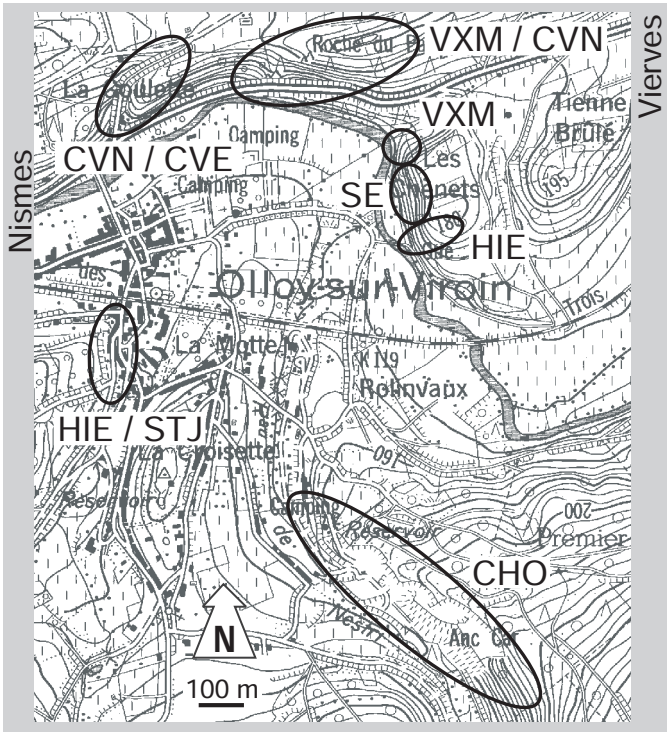


Fig. 16. Localisation des affleurements des formations de Chooz (CHO), de Hierges (HIE), de Saint Joseph (STJ) - Eau Noire (SE), de Jemelle (Membres du Vieux Moulin - VXM et des Chavées - CVE), de Couvin (CVN) aux environs d'Olloy-sur-Viroin.

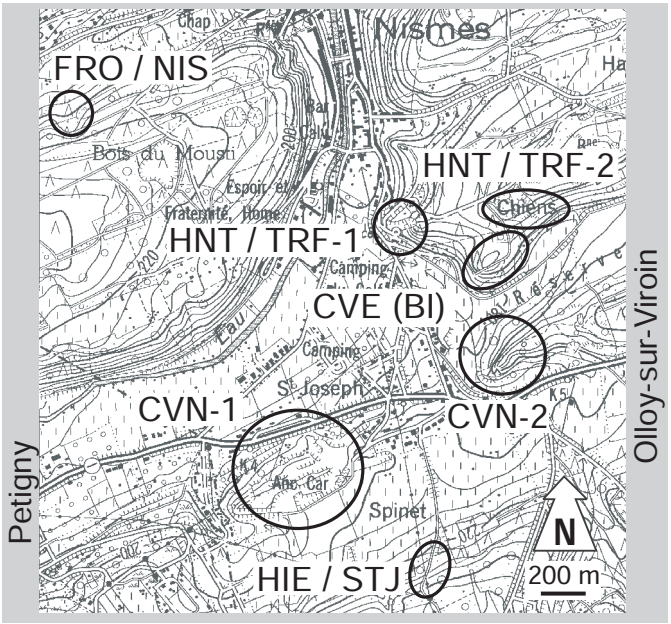


Fig. 17. Localisation des affleurements des formations de Hierges (HIE), de Saint Joseph (STJ), de Couvin (CVN), de Jemelle (Membre des Chavées - CVE avec un bioherme - BI), d'Hanonet (HNT), de Trois-Fontaines (TRF), de Fromelennes (FRO) et de Nismes (NIS) aux environs de Nismes.

2.1.3. Les formations du Dévonien moyen (Eifelien-Givetien)

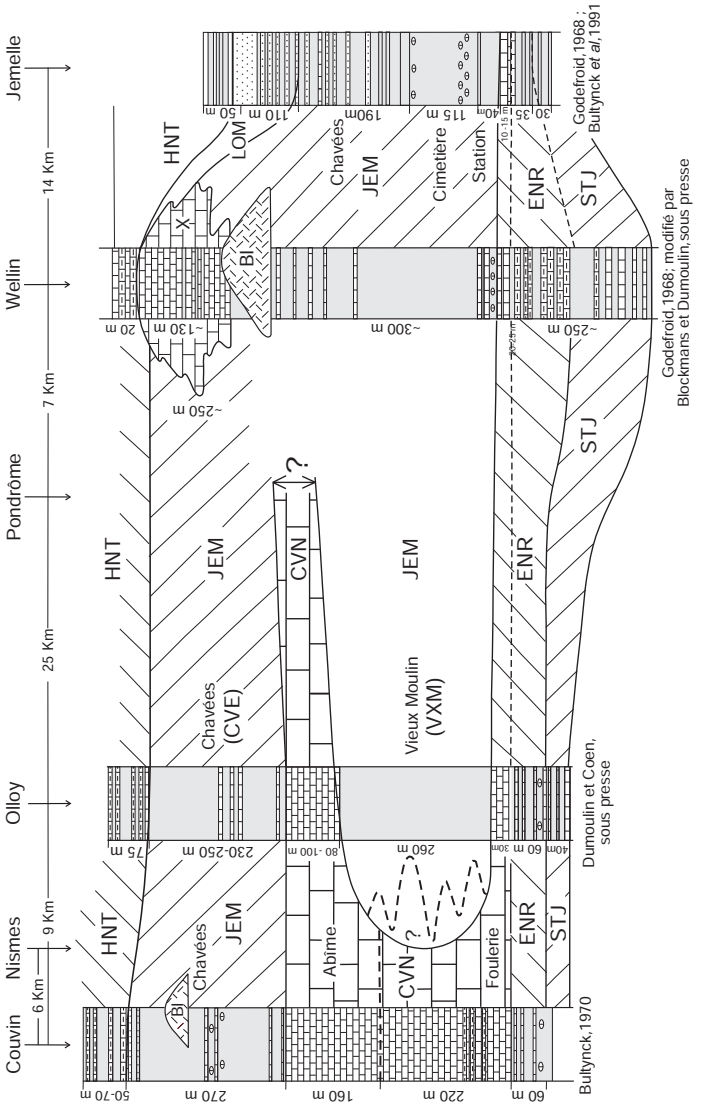
À ce stade de l'inventaire lithostratigraphique, il est nécessaire d'attirer l'attention du lecteur sur deux points :

- l'un, quant au Calcaire de Couvin ;
- l'autre, quant au Calcaire de Givet.

Selon les tracés de Marion & Barchy (1999), le Calcaire de Couvin (la Formation de Couvin) aurait encore, à Petigny, une épaisseur d'environ 350 m (contre 380 m à Couvin). À en juger par les débris dans les champs, ceci se maintient sur quelques centaines de mètres encore cependant qu'à la carrière Saint Joseph, à Nismes, les couches les plus inférieures atteintes par l'exploitation sont presque déjà des schistes. Au méridien de la Roche Trouée (au sud-est de Nismes), l'épaisseur observée des calcaires est de 160 m (180 m en tenant compte de certains points d'archives). À la Roche du Pas, à Olloy, elle tombe à moins de 100 m. Sur moins de 5 km (de Petigny à Olloy), le Calcaire de Couvin a donc perdu les trois quarts de son épaisseur. Les conodontes, avec l'occurrence répétée (Saint Joseph, Olloy, Treignes) de *Bipennatus montensis*, indiquent que ce qu'il en reste en est la partie supérieure. L'épaisseur des formations sus-jacentes, qui ne change pas, corrobore cette conclusion (tabl. 1).

Sous le calcaire viennent alors des siltites, visibles notamment à Olloy, dans le tournant de la route, au delà de la Roche du Pas. En contrebas de ce point, la coupe se poursuit le long du Viroin par des schistes qui passent, plus bas encore, aux calcaires du sommet de la Formation de l'Eau Noire. La démonstration est faite, en cet endroit, du passage latéral de la Formation de Couvin à la Formation de Jemelle. Du point de vue lithostratigraphique, c'est en effet à la Formation de Jemelle qu'il convient de rattacher les schistes et les siltites observés ici entre les formations de l'Eau Noire et Couvin (voir à ce sujet le Membre du Vieux Moulin de la Formation de Jemelle) (Dumoulin *et al.*, 2006).

Le Calcaire de Givet (le Groupe de Givet) se divise, quant à lui, en quatre formations : la Formation de Trois-Fontaines, à la base, suivie de celles des Terres d'Haurs, du Mont d'Haurs, et de Fromelennes. La Formation de Fromelennes ne paraît qu'une seule fois, mais les trois autres sont répétées (ou ne serait-ce que la première, ou la première et la deuxième). Cette répétition, qui est le fait de la Faille de Mazée, conduit à des complications structurales que la faible densité d'affleurements sur les plateaux ne permet pas de bien comprendre. Les unités concernées ont donc été groupées (regroupement TTMH).



Tabl. 1. Représentation schématique des variations latérales des formations de Couvin et de Jemelle entre les localités de Couvin, à l'ouest et de Jemelle, à l'est (Dumoulin & Blockmans, 2008).

Formation de Couvin (CVN)

Origine du nom : de la ville de Couvin (Gosselet, 1860).

La Formation de Couvin perd très rapidement, avons-nous vu, l'importance qu'elle avait à Couvin et encore à Petigny. Cette barre calcaire entre deux épaisses séries de schistes, se marque cependant très bien dans le paysage, comme se marque également très bien le décalage que lui fait subir, entre autres, la Faille de Vierves (voir chapitre 3. Géologie structurale). À la

carrière Saint Joseph, à la Roche Trouée et à la Roche du Pas s'observe un biostrome doublé, dans le cas de la Roche Trouée, d'un bioherme sous-jacent. Sous le biostrome viennent des calcaires en bancs minces tels qu'à la carrière St-Joseph et à Olloy, au bord de la route, au hameau de la Goulette. Sous le bioherme viennent des encrinites, visibles elles aussi au bord de la route. Au-delà de la Roche du Pas, les affleurements se font rares et il en est ainsi jusque Mazée. Lorsqu'en cet endroit s'élargit la bande calcaire, on ne sait donc pas très bien s'il s'agit d'un pli, d'une répétition par faille, ou d'un réel regain d'épaisseur. L'observation de quelques stratifications subhorizontales laisse à penser qu'un pli tel qu'à Vaucelles contribuerait tout au moins à cet élargissement.

Épaisseur : de 350 m environ (à l'ouest) à 80 m (à l'est de la carte).

Âge : Eifelien.

Affleurements représentatifs :

- ancienne carrière au hameau de Saint Joseph (fig. 17 - CVN-1), au sud de Nismes - coupe de référence (Bultynck *et al.*, 1991 ; Birenheide *et al.* 1991, stop 5) ;
- piton de la Roche Trouée au sud-est de Nismes (fig. 17 - CVN-2) ;
- crête rocheuse de la Roche du Pas, au nord d'Olloy-sur-Viroin où les limites inférieure et supérieure sont également visibles (fig. 16 - VXM/CVN et CVN/CVE).

Utilisation : anciennement exploité pour la chaux et la construction.

Formation de Jemelle (JEM)

Origine du nom : de la ville de Jemelle à l'est de Rochefort (Bultynck & Godefroid, 1974).

La Formation de Jemelle, telle qu'à Jemelle, comporte de bas en haut (tabl. 1) :

- le Membre de la Station ;
- le Membre du Cimetière ;
- le Membre des Chavées avec encore, par dessus, la Formation de la Lomme.

Le Membre de la Station et celui du Cimetière n'ont pas d'équivalent sur la carte Olloy-Treignes. Reste le Membre des Chavées qui subsiste, semblable à lui-même avec, tout au sommet, quelques bancs gréseux qui sont le lointain écho de la Formation de la Lomme (non individualisée sur la carte). Sous le Membre des Chavées viennent (tabl. 1) :

- la Formation de Couvin ;
- le Membre du Vieux Moulin, annoncé plus haut et dont nous avons vu qu'il comportait à son tour deux aspects :
  - des siltites qui sont le mieux exposées au vieux moulin de Mazée (d'où leur nom) et, plus bas ;
  - des schistes au niveau desquels se place le gîte à trilobites du Mur des Douaniers, de Vireux (Struve, 1982 : 478).

Schistes et siltites se partagent l'épaisseur en proportions sensiblement égales (2 x 130 m environ à Olloy).

Dans l'est de la planchette, les siltites passent tout au sommet à des grès dont les auteurs de la carte ont appris à se servir sous le nom de « Grès de Najauje ». Ils apparaissent une première fois entre Mossia et Vigneux, à Treignes. Ils se retrouvent, mieux exposés, au Tienne de Najauje (d'où leur nom) et se continuent au travers de toute l'enclave de Givet avec encore de bons affleurements dans la vallée de la Houille, à Flohimont, et le vallon voisin du Ruisseau des Prés du Mont.

Au sein du Membre des Chavées, à Nismes, s'observe une petite lentille de calcaire récifal réprésentée sur la carte géologique par le symbole BI. Elle est la seule de son espèce sur la carte Olloy-sur-Viroin - Treignes, mais elle a son équivalent au Tienne de la Chapelle à Couvin, à Macon et à Salles (Bultynck, 1970). Marion & Barchy (1999, 2001) en ont repéré deux autres à Baileux et une encore entre Salles et Villers-la-Tour. Un groupe de 4 ou 5 lentilles de même type est également connu à Wellin (Godefroid, 1968).

Épaisseur : 260 m pour le Membre du Vieux Moulin à Olloy et de 230 à 250 m pour le Membre des Chavées (épaisseur imprécise en raison d'un contact entre les formations de Couvin et de Jemelle difficile à cerner).

Âge : Eifelien.

Affleurements représentatifs :

Le Membre du Vieux Moulin est visible :

- au nord-est d'Olloy-sur-Viroin, faciès schisteux inférieur sur la rive gauche du Viroin au pied du tienne Les Chènets (fig. 16 - VXM) - faciès silteux supérieur le long de la grand route au lieu-dit La Roche du Pas et son passage à la Formation sus-jacente de Couvin (fig. 16 - VXM/CVN) - voir texte ci-dessus ;
- au sud de Treignes, faciès schisteux basal dans la tranchée du chemin de fer (fig. 14 - VXM-1) - faciès silteux sommital à la sortie du village (Roche Babelet) le long de la route de Vireux (fig. 14 - VXM-2) ;

- à Najauje, faciès schisteux sous le pont du chemin de fer (fig. 13 - VXM-1) - faciès schisteux et silteux le long de la route de Treignes au carrefour du « Vieux Moulin » - locus typicus (fig. 13 - VXM-2).

Le Membre des Chavées est visible :

- au sud de Nismes, entre le Fondry des Chiens et la Roche Trouée (fig. 17 - CVE (BI)), lentille calcaire de type biohermal décrite par Bultynck (1966, 1970) ;
- au nord d'Olloy-sur-Viroin, au lieu-dit La Goulette, où le passage de la Formation de Couvin au Membre des Chavées est visible dans de relativement bonnes conditions (fig. 16 - CVN/CVE).

Utilisation : pas d'usage connu.

Pour en savoir plus : Godefroid (1968)
Bultynck *et al.* (1991)

Formation d'Hanonet (HNT)

Origine du nom : du lieu-dit Hanonet (aujourd'hui Têne aux Marcottes), à Couvin (Tsien, 1974).

La Formation d'Hanonet présente de multiples aspects. Celui du stratotype en est un, que caractérise une particulière abondance des organismes lamellaires. Les encrinites du Fondry des Chiens, à Nismes, en sont un autre, d'occurrence purement locale.

Une succession que l'on pourrait qualifier de « normale » est celle que l'on voit dans la tranchée du chemin de fer, côté sud du tunnel des Abannets. C'est une succession en trois temps avec, de bas en haut :

- des calcaires d'abord assez francs ;
- des calcaires progressivement plus argileux, passant à des schistes tels qu'à l'entrée du tunnel ;
- au-dessus du tunnel, le retour progressif au calcaire et le passage au Calcaire de Givet que souligne le biostrome de base de la Formation de Trois-Fontaines.

Épaisseur : de l'ordre de 75 m.

Âge : la limite Eifelien-Givetien, que marque l'apparition de *Polygnathus hemiansatus*, est au tiers environ de la Formation (Bultynck & Hollevoet, 1999).

Affleurements représentatifs :

- tranchée du chemin de fer, côté sud du tunnel des Abannets (à l'ouest-nord-ouest d'Olloy-sur-Viroin), où

s'observe le contact inférieur et la presque totalité de la formation (fig. 19 - CVE/HNT) - voir texte ;

- partie inférieure de l'ancienne carrière de la Roche Nanette à Nismes (fig. 17 - HNT/TRF-1) ;
- partie méridionale du Fondry des Chiens (faciès encrinitique) au sud-est de Nismes (fig. 17 - HNT/TRF-2) - voir texte ;
- partie méridionale de la carrière d'Olloy (ou Frimoye), au lieu-dit Les Sangles, à l'ouest d'Olloy-sur-Viroin (fig. 19 - HNT/TRF/THR) ;
- affleurements en fond de chemin, au sud de l'ancienne carrière de la Roche Madoux, à Vierves. Le contact des formations de Jemelle (Membre des Chavées) et d'Hanonet y est visible (fig. 15 - CVE/HNT).

Utilisation : concassés pour remblais et pour la fabrication d'enrobés (mélange avec de l'asphalte), notamment à la carrière « La Couvinoise » à Couvin (= stratotype de la formation).

Pour en savoir plus : Casier *et al.* (1992)
Kasimi & Préat (1996)
Bultynck & Hollevoet (1999)

Regroupement des formations de Trois-Fontaines, des Terres d'Haurs et du Mont d'Haurs (TTMH)

L'ensemble cartographié TTMH résulte du regroupement, motivé plus haut, des Formations de Trois-Fontaines, des Terres d'Haurs et du Mont d'Haurs. On rejoint de la sorte la notion de « Formation de Charlemont » de Pel (1975) et Brice (1980) pour qui Trois-Fontaines (Hotton dans le cas de Pel), Terres d'Haurs et Mont d'Haurs n'étaient que des membres.

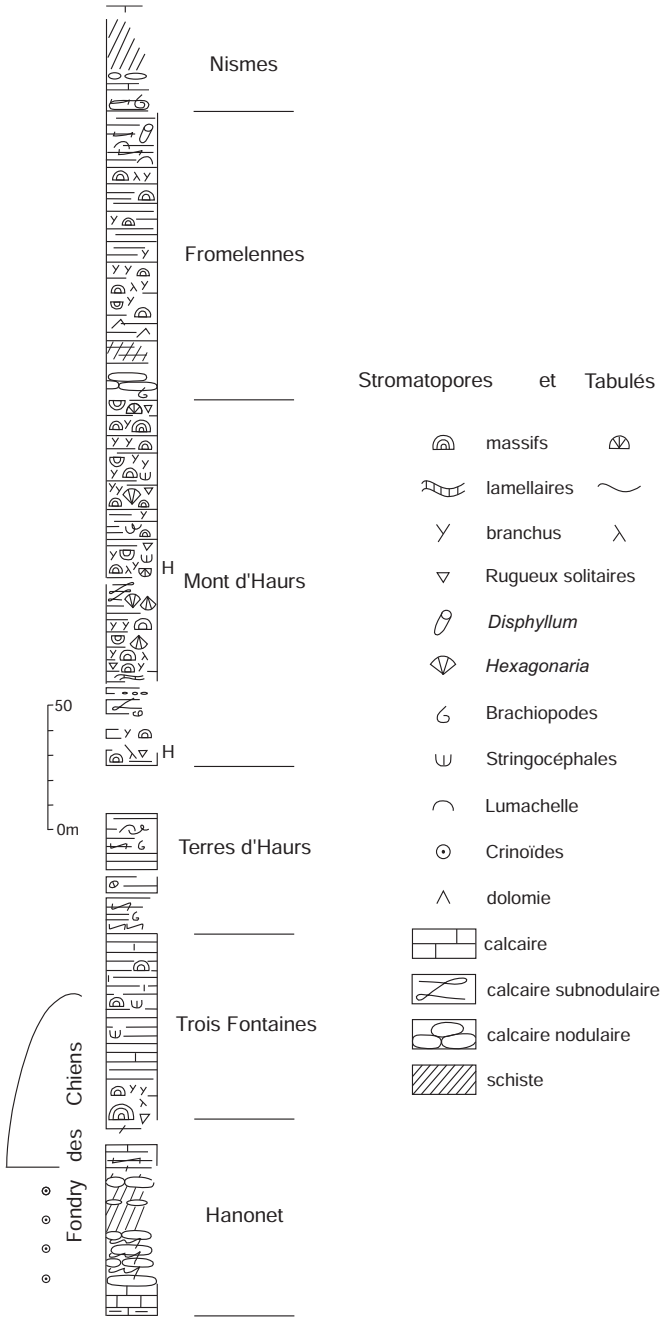
Cette notion de la Formation de Charlemont, chère à Michel Coen, ne peut toutefois être retenue dans le cadre des principes adoptés par la Carte géologique de la Wallonie pour définir les symboles représentant les regroupements de formations. Les auteurs de la carte croient toutefois bien faire en donnant de la succession concernée par le regroupement TTMH, levée en détail par M. Coen, une description plus élaborée qu'il n'est de règle dans une notice.

Formation de Trois-Fontaines (TRF)

Origine du nom : de la carrière de Trois-Fontaines, au sud-ouest de Givet, en France (Gosselet, 1876 ; Bonte & Ricour, 1949).

La Formation de Trois-Fontaines comporte typiquement deux parties :

- un biostrome de base dont il faut imaginer qu'il ait ensuite migré vers le large et formé barrière ;
- une longue série lagunaire déposée en arrière et à l'abri de cette barrière.



Log. 1. Colonne lithologique des formations givetiennes ainsi que des formations d'Hanonet et de Nismes de la carte Olloy-sur-Viroin - Treignes.

Dans le biostrome interviennent principalement les stromatopores massifs et branchus et, accessoirement, les tabulés branchus, les rugueux solitaires et les premiers Stringocéphales. Tabulés massifs et rugueux fasciculés sont d'occurrence locale. L'épaisseur est variable, allant de 2 ou 3 m à peine en certains endroits, à une quinzaine de mètres ailleurs. Localement, l'appareil se dédouble. C'est le cas, semble-t-il, à Walleu où cette partie de l'affleurement n'est cependant que peu accessible. C'est le cas aussi dans la coupe de la route de Dourbes à Olloy, à la sortie du bois de Fayi. Au Fondry des Chiens, à Nismes, le faciès construit débute précocement et se continue sur plus de 60 m d'épaisseur (Tsien 1975, Coen-Aubert 1992). À cette lentille sont associés divers faciès latéraux dont, au niveau du biostrome, un faciès de calcaires en gros bancs où les stromatopores, quoique parfois de grande taille, ne sont que peu nombreux. Ceci en contre-haut de la route du Fondry, à la sortie de Nismes, dans la butte isolée au sud et dans le prolongement de cette butte, sur la rive gauche de l'Eau Noire.

Les calcaires qui surmontent le biostrome sont des calcaires fins, clairs, fréquemment bioturbés, des calcaires à fenestrae le plus souvent verticales, des calcaires à *Leperditia* et, vers le haut, certains bancs à stromatopores et coraux et des lumachelles à Stringocéphales qui témoignent que le milieu n'est plus aussi strictement confiné qu'il ne l'était au début. Au contraire du biostrome (à fortiori le bioherme du Fondry des Chiens), ces calcaires sont toujours bien stratifiés.

Épaisseur : de l'ordre de 75 à 80 m.

Âge : partie inférieure du Givetien.

Affleurements représentatifs :

- Fondry des Chiens à Nismes (faciès biohermal) (fig. 17 - HNT/TRF-2) - voir texte ;
- carrière d'Olloy (ou Frimoye) occasionnellement encore en activité, au lieu-dit « Les Sangles », (fig. 19 - HNT/TRF/THR), à l'ouest d'Olloy-sur-Viroin, où la Formation de Trois-Fontaines est visible dans son intégralité (Préat *et al.*, 1987) ;
- ancienne carrière au lieu-dit La Roche Madoux au nord-ouest de Vierves (fig. 15 - TRF) ;
- crêtes rocheuses (fig. 20 - TRF-1) et anciennes carrières (TRF-2) à l'aval du ruisseau des Fonds de Ri, à Treignes ;
- ancienne carrière au nord-ouest de Mazée au lieu-dit Miémont (fig. 13 - TRF) ;
- coupe au sud de Dourbes sur la rive gauche du Viroin où l'on cerne le contact entre les formations d'Hanonet et de Trois-Fontaines (fig. 19 - HNT/TTMH).

Utilisation : concassés, plus rarement comme empierrement ou pour la construction et la fabrication de la chaux.

Pour en savoir plus : Errera *et al.* (1972) - phases 2 à 6
Préat & Mamet (1989)
Préat & Weis (1994)
Weis & Préat (1994)

Formation des Terres d'Haurs (THR)

Origine du nom : de la colline des Terres d'Haurs, au sud de Givet, en France (Pel, 1975).

La Formation des Terres d'Haurs, succédant à celle de Trois-Fontaines, correspond à une complète réouverture du milieu. En témoigne l'abondance des brachiopodes (Stringocéphales exceptés) et des crinoïdes. Les stromatopores ont totalement disparu et le décompte des coraux se réduit à quelques *Thamnopora*, l'un ou l'autre rugueux solitaire et, proches de la base, quelques rares colonies d'*Hexagonaria* (*). En contrepartie, s'observent ici deux lithofaciès bien particuliers :

- des calcaires qui semblent à première vue, un peu gréseux ou finement dolomitiques, qui sont en réalité des calcaires à péloïdes ;
- des grainstones à gastéropodes.

Les calcaires à péloïdes ont été exploités à Dourbes, à 60 m au nord du pont sur le Viroin. On les retrouve en divers endroits, de Nismes à Mazée. C'est une roche à fines laminations parallèles, faiblement ondulantes ou localement entrecroisées. Elle est effectivement parfois dolomitique.

De quelques pointements en fond de chemin à l'ouest de Nismes à une petite carrière dans le bois de Fays, à Treignes, les grainstones affleurent eux aussi, et même plutôt bien, sur toute la largeur de la planchette.

Sous les calcaires à péloïdes viennent des calcaires en bancs minces à interlits schisteux qui ne sont guère connus que de la carrière d'Olloy et de la coupe de Dourbes. De ce qui vient au-dessus des grainstones, on ne sait pratiquement rien. L'un ou l'autre petite carrière qui déborde un peu de ce côté et, partout ailleurs, l'absence complète d'affleurement, suggèrent une série sans doute très argileuse.

(*) *Hexagonaria* est un terme de terrain. À strictement parler, il n'est de véritables *Hexagonaria* que dans le Frasnien. Les rugueux massifs du Givetien sont des *Argutastrea* auxquels s'associent plus tard et que, finalement, relaient les *Wapitiphyllum.* Il est possible, dans de bonnes conditions d'affleurement, de faire la différence, mais ce n'est pas toujours le cas.

Épaisseur : de l'ordre de 65 m.

Âge : Givetien.

Affleurements représentatifs :

- coupe au sud de Dourbes, sur la rive gauche du Viroin, où les calcaires à péloïdes ont fait l'objet d'une petite exploitation et où les grainstones à gastéropodes qui leur font suite sont également très bien exposés (fig. 19 - TTMH) - voir texte ;
- carrière d'Olloy (ou Frimoye), au lieu-dit Les Sangles, au nord-ouest d'Olloy-sur-Viroin où le passage de la Formation des Trois-Fontaines, à celle des Terres d'Haurs est visible du côté ouest (fig. 19 - TRF/THR).

Utilisation : granulats, mais peu exploitée en raison de ses mauvaises propriétés mécaniques (Pel, 1975).

Pour en savoir plus : Errera *et al.* (1972) - phases 7 à 9
Préat & Mamet (1989)

Formation du Mont d'Haurs (MHR)

Origine du nom : de la forteresse du Mont d'Haurs, en rive droite de la Meuse, à Givet (Bonte & Ricour, 1949).

La base de la formation est marquée par un premier biostrome, bientôt suivi d'un second que surmontent des calcaires argileux, finement crinoïdiques. Viennent ensuite des calcaires oolithiques dont la continuité n'est pas prouvée, mais que l'on retrouve en position cependant équivalente à Nismes et à Dourbes. À ces calcaires fait suite une série (25 m environ), dans laquelle les tabulés jouent un rôle localement important alors que, dans d'autres coupes, ce sont les stromatopores qui dominent. D'un côté comme de l'autre s'observent aussi quelques beaux *Hexagonaria* et de nombreux rugueux solitaires. *Hexagonaria* et *Alveolites* l'emportent ensuite dans toutes les coupes que coiffe, pour terminer, un remarquable banc à stromatopores associés dans ce cas à d'innombrables *Amphipora*. Cette première partie de la Formation du Mont d'Haurs se clôture par une quinzaine de mètres de calcaires en bancs minces à localement plaquettés avec à nouveau, dans le bas, quelques très belles colonies d'*Hexagonaria*.

La deuxième partie de la formation est une succession d'épaisses passées à stromatopores alternant avec des calcaires fins ou peu fossilifères, également mieux stratifiés. Un seul de ces intermèdes (le premier) apparaît clairement sur le log 1 parce qu'il est effectivement le plus important et qu'il est également vrai que les niveaux construits ont tendance à se multiplier vers le haut. Aux stromatopores, massifs et branchus, sont associés stringocéphales, murchisonies, rugueux solitaires (plutôt vers le bas) et massifs (plutôt le contraire), *Thamnopora* et *Scoliopora*. Il n'est d'*Alveolites* que tout au sommet (le même symbole,

doublé en marge de la lettre H, indique des *Heliolites*, ce sont les derniers). Il est pratiquement impossible, au sein de cette série, de positionner avec précision un affleurement isolé. Le contact Mont d'Haurs - Fromelennes se cartographie cependant assez facilement. Si tant est qu'il y ait un peu de relief, il se marque en effet par un net ressaut que jalonnent quelques forts pointements des derniers bancs à stromatopores. Au flanc des vallées, la partie la plus supérieure de la Formation du Mont d'Haurs affleure presque partout et se double d'une profonde dépression correspondant aux couches de base de la Formation de Fromelennes.

Épaisseur : de l'ordre de 150 m.

Âge: Givetien.

Affleurements représentatifs :

- coupe sur la rive gauche du Viroin au sud de Dourbes (fig. 19 - TTMH) ;
- série d'Abannets sur la crête topographique du même nom, depuis le Matricolo (Bois du Mousti) à l'ouest de Nismes jusqu'au tunnel du chemin de fer à l'est.

Utilisation : concassés, empierrement ou pierre de construction.

Pour en savoir plus : Errera *et al.* (1972) - phases 10 à 24
Préat & Mamet (1989)

Formation de Fromelennes (FRO)

Origine du nom : de la commune de Fromelennes près de Givet, en France (Maillieux, 1922).

La Formation de Fromelennes débute par des calcaires argileux suivis de schistes (d'où la dépression dont il est question ci-dessus). Les schistes affleurent ça et là, mais il n'y a de coupe complète que sur la feuille voisine de Couvin : l'une à l'aval de la grotte de l'Adugeoir (aujourd'hui grotte de Neptune), l'autre sur le plateau, un kilomètre à l'est, à la Fosse Alwaque. Au dessus des schistes viennent quelques bancs plus ou moins dolomitiques qui font le passage à une série d'abord assez continûment construite et qui l'est ensuite beaucoup moins. Les seuls constructeurs encore présents à ce niveau sont des stromatopores, massifs et branchus, et des *Scoliopora.* Rugueux et tabulés massifs sont totalement écartés et ce n'est qu'à la partie supérieure de la formation que s'observent quelques niveaux à *Disphyllum* et, très localement, quelques rares *Alveolites*. Ce sont là des calcaires en bancs minces, fréquemment coquilliers, où les *Disphyllum* ont tendance à s'accumuler dans des intercalaires argileux.

Épaisseur : de l'ordre de 110 m.

Âge : Givetien supérieur.

Affleurements représentatifs :

- ancienne carrière en bordure du plateau, 350 m au sud de la scierie du Fourneau, à Nismes (Aldersons, 1981) (fig. 18 - FRO) ;
- ancienne carrière de la Haute Roche (sous les ruines du château), à Dourbes (Aldersons, 1981) (fig. 19 - FRO) ;
- ancienne carrière au sud de Dourbes, dans le versant nord du promontoire que ceinture en cet endroit le Viroin (fig. 19 - FRO) et où l'on touche, au sud, les schistes de base ;
- affleurements en rive droite du ruisseau des Fonds de Ri, à Treignes, se continuant au flanc sud du ravin de Matignolle (fig. 20 - FRO).

Utilisation : concassés, empierrement ou pierre de construction.

Pour en savoir plus : Coen & Coen-Aubert (1971)
Errera *et al.* (1972)
Préat & Mamet (1989)
Bultynck *et al.* (1991)

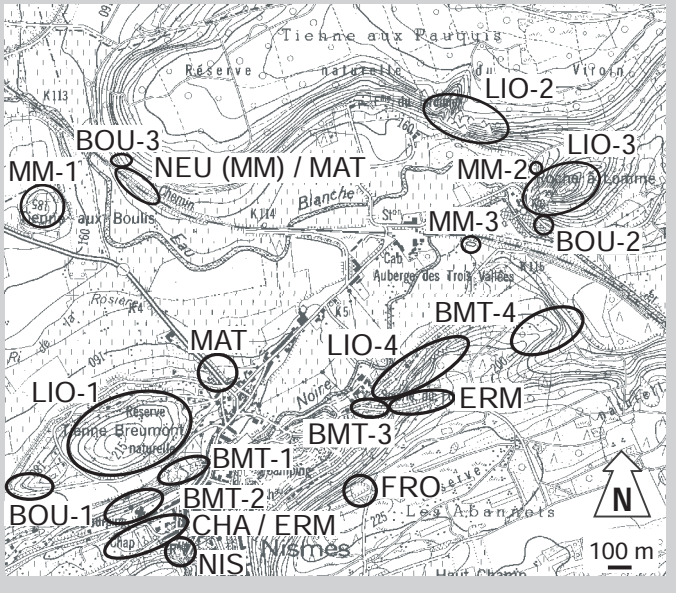


Fig. 18. Localisation des affleurements des formations de Fromelennes (FRO), de Nismes (NIS), du Moulin Liénaux (Membres de Chalon - CHA et de l'Ermitage - ERM), des Grands Breux (Membres de Bieumont - BMT, du Lion - LIO et de Boussu-en-Fagne - BOU), de Neuville (NEU + monticules micritiques - MM) et de Matagne (MAT) au nord de Nismes.

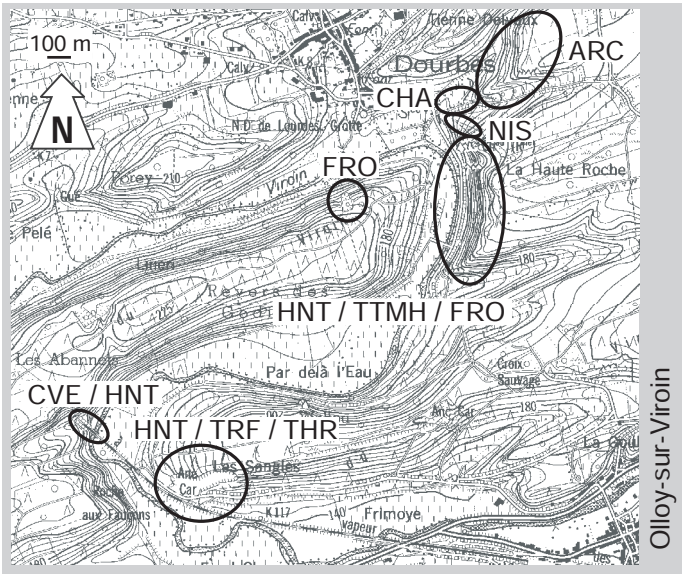


Fig. 19. Localisation des affleurements des formations de Jemelle (Membre des Chavées - CVE), d'Hanonet (HNT), du regroupement TTMH (comprenant les formations de Trois-Fontaines (TRF), des Terres d'Haurs (THR), du Mont d'Haurs (MHR)), de Fromelennes (FRO), de la Formation de Nismes (NIS) et du Moulin Liénaux (Membres de Chalon - CHA et de l'Arche - ARC) entre Olloy-sur-Viroin et Dourbes.

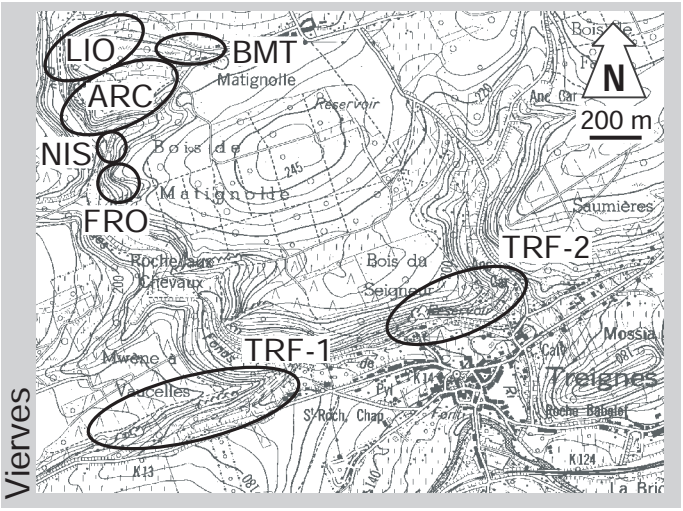


Fig. 20. Localisation des affleurements et anciennes carrières des formations de Trois-Fontaines - TRF, de Fromelennes - FRO, de Nismes - NIS, du Moulin Liénaux (Membre de l'Arche - ARC) et des Grands Breux (Membres de Bieumont - BMT et du Lion - LIO) au nord-ouest de Treignes.

2.1.4. Les formations du Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien)

Au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, les formations frasniennes se singularisent par le développement de trois niveaux biohermaux facilement identifiables (Boulvain *et al.*, 1999). Certains d'entre eux ont fait ou font encore l'objet d'une intense exploitation. Leur résistance à l'érosion permet de les identifier facilement sur le terrain.

Toutefois, les biohermes de calcaires rouges (Boulvain, 1993) du Frasnien supérieur, caractéristiques de l'Anticlinorium de Philippeville (Massif de Philippeville des auteurs), sont ici nettement moins bien représentés, tant par leur fréquence que par leur taille. Ces monticules micritiques, anciennement appelés « récifs de marbre rouge », ont été intensément exploités à des fins marbrières.

Sédimentologiquement, le Frasnien contraste fortement avec le Givetien, par le nombre et l'ampleur des hausses du niveau marin. Les périodes de stabilité eustatique sont caractérisées par le dépôt de corps sédimentaires calcaires. Par contre, les unités argileuses représentent une réponse de la dynamique sédimentaire à une montée eustatique.

L'étage famennien occupe une place particulière dans l'histoire géologique de nos régions. Il représente en effet une intercalation détritique entre deux ensembles carbonatés (Dévonien et Carbonifère). Le Famennien s'inscrit, contrairement au Frasnien, dans un contexte essentiellement régressif. La succession des formations souligne le passage d'un milieu relativement profond, où décantent des sédiments fins, à un milieu proche de l'émersion caractérisé par des sédiments plus grossiers.

Formation de Nismes (NIS)

Origine du nom : de la localité de Nismes, première sur la carte en venant de Mariembourg ou de Couvin (Bultynck *et al.,* 1988).

La Formation de Nismes a été beaucoup étudiée car la coupe de Nismes a rang de stratotype auxiliaire de la limite Givetien-Frasnien (Bultynck *et al.*, 1988). La Formation se divise formellement en trois membres que l'échelle de la carte ne permet pas de séparer. Il est bon, cependant, de savoir qu'il y a, en gros, deux parties :

- une première partie (une quinzaine de mètres) avec encore beaucoup de calcaire sous forme de nodules et, vers le haut, quelques bancs mieux marqués ;

- une seconde partie (25 m environ) essentiellement formée de shistes.

Épaisseur : de l'ordre de 40 m.

Âge : la limite Givetien-Frasnien, que marque l'apparition d'*Ancyrodella rotundiloba*, est à 1,6 m de la base.

Affleurements représentatifs :

- réunion de trois affleurements en bordure du Bois du Mousti, à Nismes (fig. 18 - NIS), soit un promontoire, une coupe en sous-bois et un abrupt en contre-haut de la résurgence de l'Eau Noire (Boulvain *et al.* 1999, NIS 1/1, 2, 3) – stratotype ;
- excavation au nord du Bois du Mousti, à Nismes, où le passage de la Formation de Fromelennes à celle de Nismes est visible (fig. 17 - FRO/NIS) ;
- chemin conduisant aux ruines du château, au nord de la Haute Roche, à Dourbes (fig. 19 - NIS) ;
- tranchée du chemin de Matignolle, à l'amont des Fonds de Ri, à Treignes (fig. 20 - NIS).

Utilisation : pas d'usage.

Pour en savoir plus : Sartenaer (1982)
Godefroid & Jacobs (1986)
Boulvain *et al.* (1999)

Formation du Moulin Liénaux (MLX)

Origine du nom : de l'ancien lieu-dit Moulin Liénaux, près de l'ancienne carrière de l'Arche, au sud-ouest de la localité de Frasnes-lez-Couvin (Coen-Aubert, 1994).

La Formation du Moulin Liénaux comprend trois membres qui sont, de bas en haut, les Membres de Chalon, de l'Arche et de l'Ermitage. Ces membres sont individualisés sur la carte géologique.

Membre de Chalon : alternance régulière de schistes gris-brunâtre à nodules calcaires et de calcaires argileux gris-noirâtre parfois bioclastiques. La macrofaune est composée de brachiopodes, de rugueux et de tabulés. Lorsqu'il constitue la semelle d'un bioherme sus-jacent (Membre de l'Arche), il devient franchement calcaire.

Membre de l'Ermitage : schistes gris à verdâtres avec quelques alignements de nodules et petits bancs de calcaires argileux, parfois finement bioclastiques.

Latéralement à ces deux unités, se développe localement le Membre de l'Arche, lentille de calcaire massif biohermal.

Globalement, il s'agit de calcaire massif micritique de couleur rosâtre à grise. La faune y est abondante : stromatopores, tabulés branchus, rugueux, brachiopodes, crinoïdes,...

Épaisseur : de l'ordre de 100 à 150 m au total, dont une trentaine de mètres pour le Membre de Chalon et une centaine pour le Membre de l'Ermitage. Le Membre de l'Arche peut atteindre, quant à lui, une épaisseur pluridécamétrique et une extension latérale hecto- à plurihectométrique.

Âge : base de la partie moyenne du Frasnien.

Affleurements représentatifs :

Le Membre de Chalon est visible :

- à Nismes, à l'ouest du cimetière de Notre Dame de Beauraing (fig. 18 - CHA/ERM) - coupe de référence (Vandelaer *et al.* 1990, Nismes Ib ; Boulvain *et al.* 1999, MLX 2/2) ;
- dans le chemin qui, au départ de la route de la Haute Roche, mène au plateau du Bieure, à l'est de Dourbes (fig. 19 - CHA).

Le Membre de l'Ermitage est visible :

- en contrebas du cimetière de Notre Dame de Beauraing, à Nismes (fig. 18 - CHA/ERM) - coupe de référence (Boulvain *et al.* 1999, MLX 2/4) ;
- dans la tranchée de la route descendant du plateau des Abannets vers la scierie du Fourneau, à Nismes (fig. 18 - ERM).

Le Membre de l'Arche est visible :

- à proximité du lieu-dit Tienne Delvaux, à l'est de Dourbes (fig. 19 - ARC) ;
- dans la vallée du ruisseau des Fonds de Ri, au nord-ouest de Treignes (fig. 20 - ARC).

Utilisation : le Membre de l'Arche a fait l'objet localement d'exploitations à des fins marbrières.

Pour en savoir plus : Maillieux (1913, 1914)
Mouravieff & Bouckaert (1973)
Monty *et al.* (1988)

Formation des Grands Breux (GBR)

Origine du nom : du lieu-dit « Les Grands Breux, situé près du Tienne du Lion » au sud-est de la localité de Frasnes, au nord de Couvin (Coen-Aubert, 1994).

Trois membres sont identifiés au sein de cette formation qui sont, de bas en haut, les Membres de Bieumont, du Lion et de Boussu-en-Fagne (Tsien, 1974). Ces membres sont individualisés sur la carte géologique.

Membre de Bieumont : calcaire stratifié en bancs décimétriques à pluridécimétriques de couleur grise, finement bioclastique. Présence d'intercalations argileuses pluricentimétriques.

Membre de Boussu-en-Fagne : schistes à nodules calcaires fréquemment alignés et à rares bancs pluricentimétriques de calcaires argileux.

Latéralement à ces deux unités, apparaissent localement de gros biohermes de calcaire gris, appartenant au Membre du Lion. Il s'agit de calcaires fins massifs gris bioclastiques (crinoïdes, brachiopodes à organismes constructeurs tels que des stromatopores globuleux et branchus, des tabulés et autres coraux).

Épaisseur : environ 120 m, dont 40 m pour le Membre de Bieumont et 80 m pour le Membre de Boussu-en-Fagne. Les biohermes du Membre du Lion ont une épaisseur et une extension latérale d'ordre hecto- à plurihectométrique (environ 150 x 800 m).

Âge: partie moyenne du Frasnien.

Affleurements représentatifs :

Le Membre de Bieumont est visible :

- au hameau de Matignolle, au nord de Treignes (fig. 20 - BMT) ;
- dans d'anciennes carrières au nord de Nismes (fig. 18 - BMT-1) et dans l'enceinte d'un home (BMT-2), près de la chapelle Notre Dame de Beauraing (Vandelaer *et al.* 1990, Nismes II ; Boulvain *et al.* 1999, MLX 2/5) ;
- de part et d'autre de la route, au sud de la scierie du Fourneau, à Nismes (fig. 18 - BMT-3) (Vandelaer *et al.* 1990, Nismes III) ;
- en rive ouest du Viroin, à l'est de la scierie du Fourneau (fig. 18 - BMT-4).

Le Membre de Boussu-en-Fagne est visible :

- dans les tranchées d'un chemin ceinturant au sud le Tienne Breumont au nord-ouest de Nismes (fig. 18 - BOU-1) ;
- au sud de la Roche à Lomme, en contrebas du versant, entre Nismes et Dourbes (fig. 18 - BOU-2) ;
- dans le chemin ceinturant le Tienne aux Pauquis (dit aussi La Montagne au Buis), à proximité du chemin de fer à vapeur, au nord de Nismes (fig. 18 - BOU-3).

Le Membre du Lion est visible :

- dans la vallée du ruisseau des Fonds de Ri, au nord-ouest de Treignes (fig. 20 - LIO) ;

- au Tienne Breumont (= récif de Mouriny de la littérature), au nord-ouest de Nismes (Blondeau, 1980 ; Duvigneaud, 1981) (fig. 18 - LIO-1) ;
- au Tienne aux Pauquis (fig. 18 - LIO-2), au nord de Nismes (Maillieux, 1913) ;
- à la Roche à Lomme (fig. 18 - LIO-3), entre Dourbes et Nismes (Dupont, 1892 ; Maillieux, 1914) ;
- sur la crête boisée à l'est de la scierie du Fourneau au nord-est de Nismes (fig. 18 - LIO-4).

Utilisation : le calcaire pur du Membre du Lion, apprécié pour la fabrication de la chaux, est actuellement exploité à la Carrière du Nord, à Frasnes (Boulvain & Coen-Aubert, 1997).

Pour en savoir plus : Sandberg *et al.* (1992)
Coen-Aubert (1994)
Boulvain & Herbosch (1996)
Humblet & Boulvain (2001)

Regroupement des formations de Neuville et de Matagne (NM)

Les conditions d'affleurements ne permettent pas de tracer de manière continue la limite entre ces deux formations, elles sont donc regroupées sous le symbole NM.

Formation de Neuville (NEU)

Origine du nom : de la localité de Neuville au sud-ouest de Philippeville (Tsien, 1974 ; Boulvain *et al.,* 1993).

Succession de calcaires noduleux à joints schisteux et débris de brachiopodes, de schistes verts à débris de crinoïdes contenant des nodules, lits et lentilles calcaires, de calcaires gris crinoïdiques, souvent argileux, interrompus par des lits schisteux et de schistes verts avec quelques lits, nodules et lentilles de calcaires crinoïdiques ou argileux (Coen-Aubert, 1994 ; Boulvain *et al.*, 1999).

La formation renferme aussi localement des lentilles de calcaire construit : les « récifs de marbre rouge et gris » ou monticules micritiques. Les lentilles de ce type relèvent aujourd'hui du Membre du Petit-Mont proposé par Boulvain *et al.* (1999). Par souci d'uniformité, nous conserverons néanmoins le sigle MM (pour monticule micritique) utilisé sur d'autres cartes. Il s'agit de calcaires rouges ou localement verts, crinoïdiques, à coraux et/ou de calcaires argileux, crinoïdiques, à lits schisteux intercalaires de couleur rouge ou verte et de calcaire gris clair.

Épaisseur : au moins 25 m dans la région.

Âge : partie supérieure du Frasnien.

Affleurements représentatifs :

La Formation de Neuville est visible :

- dans la tranchée du chemin de fer de Mariembourg à Nismes (Maillieux, 1914 ; Helsen & Bultynck, 1992 ; Boulvain, 1993 ; Coen-Aubert, 1994) - coupe de référence pour la région où le Membre du Petit-Mont est également visible (fig. 18 - NEU).

Le Membre du Petit-Mont est visible :

- à l'endroit indiqué ci-dessus (fig. 18 - NEU (MM)) ;
- au Tienne aux Boulis (4e Terniat de Maillieux, 1914), au nord-ouest de Nismes (fig. 18 - MM-1) ;
- au pied du versant, au nord de la Roche à Lomme (Dupont, 1892 ; Maillieux, 1914) (fig.18 – MM-2) ;
- dans un relief topographique (fig. 18 - MM-3) 200 m à l'est de la gare de Nismes (Dupont, 1892 ; Maillieux, 1914).

Utilisation : le marbre rouge a été apprécié comme matériau de décoration dès l'époque romaine. La plupart des gisements ont cessé d'être exploités vers la fin des années 1950. Seules quelques carrières sont encore en activité dans la région de Philippeville, où les applications ont été diversifiées (moellons, pierre de taille, pavés,...).

Pour en savoir plus : Boulvain (2001)

Formation de Matagne (MAT)

Origine du nom : des localités de Matagne (Matagne-la-Grande et Matagne-la-Petite), à l'est de Mariembourg (Gosselet, 1871).

Schistes de teinte sombre, fins, finement feuilletés, avec seulement de loin en loin quelques rares nodules plats et l'une ou l'autre petite lentille de grès.

La limite inférieure est marquée par le premier des quelques bancs de calcaires à goniatites et buchioles qui font la transition entre la Formation de Neuville sous-jacente et celle de Matagne.

La limite supérieure n'est pas observable car, au-delà d'un certain point, il n'y a plus d'affleurements et lorsque ceux-ci, progressivement, à petite échelle, reparaissent (à Mariembourg, sur la feuille voisine de Couvin, et en d'autres endroits, sur Sautour-Surice), il s'agit d'horizons déjà assez élevés de la Formation de la Famenne.

Âge et épaisseur : 40 m environ sont visibles à Frasnes, sur la feuille voisine de Couvin. Arguant de la taille et de l'abondance des *Caryorhynchus*, Sartenaer (1974) attribue à la zone à *C. tumidus* une épaisseur probable, en cet endroit, de 50 m. Ce chiffre, qui ne concerne que le Frasnien, est un minimum. Si l'on admet avec Sartenaer (1970) que l'aspect « Matagne » se perpétue dans le Famennien, il faut y ajouter une certaine épaisseur de couches de cet âge qu'il est impossible de chiffrer, mais qui n'est certainement pas négligeable.

Affleurements représentatifs :

- tranchée du chemin de fer de Mariembourg à Nismes (Maillieux, 1914 ; Boulvain, 1993 ; Helsen & Bultynck, 1992 ; Coen-Aubert, 1994 ; Boulvain *et al.*, 1999) - coupe de référence (fig. 18 – NEU (MM)/MAT) ;
- affleurements dans les tranchées de la route nationale vers Mariembourg, à la sortie de Nismes (fig. 18 - MAT).

Utilisation : pas d'usage.

Pour en savoir plus : Boulvain *et al.* (1999)

Formation de la Famenne (FAM)

Origine du nom : de la dépression de la Famenne (d'Omalius d'Halloy, 1839).

Faute d'affleurement, le tracé adopté est celui qui fait le lien entre la feuille de Couvin, à l'ouest, et la feuille de Sautour, au nord.

Pour en savoir plus : Gosselet (1887) avec bibliographie antérieure
Leriche (1931)
Sartenaer (1968, 1972) correspondant à deux états d'une zonation esquissée dès 1956
Bouckaert, Streel & Thorez (1968)
Dreesen & Thorez (1980)

2.2. Les sédiments de couverture post-paléozoïques

D'une manière générale, la nature et la puissance des dépôts postérieurs au Paléozoïque sont mal connues sur la carte.

Nous avons ainsi sélectionné parmi ces terrains, ceux qui ont un impact sur le relief ou l'économie régionale et qui ont une épaisseur non négligeable.

2.2.1. La couverture argilo sableuse (Cénozoïque – Paléogène)

Etant donné le manque de précision sur la nature et l'âge des dépôts argilo-sableux tertiaires présents en placages sur le substrat primaire de cette carte, nous les regroupons en une seule unité lithologique. La description et les informations fournies sont issues de la littérature et des données archivées dans les minutes du Service géologique de Belgique.

Dépôts argilo-sableux indifférenciés (SBL)

De larges cavités sont visibles au sein des calcaires eifeliens et givetiens de la région de Nismes-Couvin. Celles situées au sein des calcaires d'âge givetien sont nommées « abannets » (voir chapitre 4.1. Phénomènes karstiques). Ces cavités étaient autrefois comblées par des dépôts tertiaires sableux et limoniteux que l'exploitation minière a, dans la grande majorité des cas, extrait totalement.

La seule reconstitution possible des remplissages d'autrefois ne peut être réalisée que grâce à la description que Van den Broeck *et al.* (1910) donnent de la sablière de la Suédoise (fig. 66, p. 188 ; située environ un kilométre à l'est de Couvin, pl.V, n°20, p. 160), encore en activité à cette époque. Selon ces auteurs, on observe de haut en bas, la succession suivante:

- (a) terre arable ;
- (b) argile légèrement sableuse et ferrugineuse ;
- (c) sable fin homogène de teintes diverses ;
- (d) lit de galets, de quartz blancs et de fragments de grès non calibrés, souvent peu roulés, à allure ravinante et fluviatile ;
- (e) sable fin homogène de teintes diverses contenant des veinules limoniteuses ;
- (f) argile rouge très pure, résidu d'altération et de dissolution du calcaire sous-jacent ;
- (g) calcaire couvinien (actuellement eifelien, voir ci-dessus).

Épaisseur : variable.

Âge : le sable contenant des veines limoniteuses (e) rappelle le sable typique oligocène, tongrien marin. Il constituait, piégé au sein des cavités, un témoin échappé à la dénudation continentale ultérieure à la grande transgression marine tongrienne du nord de l'Europe (Van den Broeck *et al.*, 1910 ; Forir). Certains géologues considèrent plutôt ces

dépôts comme d'origine continentale et d'âge landénien supérieur (Bayet, 1899 ; Briart ; Dewalque ; Gosselet). Plus récemment, Souchez (1963), Cauet (1985) et Quinif (1991a) confirment l'âge tongrien ou oligocène de ces dépôts sableux. Les zones sableuses riches en galets (c, d) supérieures au sable tongrien marin représenteraient les dépôts continentaux ayant débuté après le retrait des eaux marines tongriennes et dont l'âge n'est pas connu avec certitude.

Lieu d'observation : sur la carte, seule subsiste, au nord de la localité de Dourbes, une sablière abandonnée (en voie de dégradation) au lieu-dit « Grand Moussia » illustrant partiellement les lithologies du premier niveau.

Utilisation : les sables (e) appelés « sables maigres » par les exploitants étaient utilisés par les maçons et les plafonneurs.

Pour en savoir plus : Martel & Van den Broeck (1906)
Swysen (1973)

2.2.2. La couverture limono graveleuse (Cénozoïque – Quarternaire)

L'évolution paléogéographique de la Belgique au Quaternaire appartient pour l'essentiel au domaine continental. Cela se traduit par l'incision progressive du réseau hydrographique de l'Ardenne en surrection. Ces processus auxquels viennent s'ajouter les effets de variations climatiques sont à l'origine de la morphologie actuelle du paysage.

On distingue ici les limons, qui sont pour l'essentiel d'origine éolienne (loess), mis en place pendant les glaciations quaternaires en climat péri-glaciaire, et les alluvions modernes, déposées par les cours d'eau actuels dans une plaine alluviale et dont la granulométrie est fonction du débit.

Limons (non représentés sur la carte)

Limons brun jaunâtre friables (mélange de sable = 5 %, d'argile = 15 % et de limon = 80 % = limons homogènes - Avril, 1986) qui en Belgique, présentent une faible dispersion granulométrique autour de 30 microns (Pissart *in* Demoulin, 1995).

Localement, les limons peuvent contenir des particules sableuses ou des fragments caillouteux (charge caillouteuse supérieure à 15 %) provenant de la solifluxion, du colluvionnement ou de la cryoturbation (= limons hétérogènes - Avril,

1986). Le transport est généralement de faible ampleur ce qui implique une relation entre le substrat qui a fourni les produits grossiers et la charge caillouteuse du limon qui recouvre le substrat. La charge caillouteuse du limon peut donc être un indicateur de la nature du substrat.

Sous la couche limoneuse superficielle, on trouve un limon plus lourd, plus compact, souvent rougeâtre, d'origine plus ancienne ou provenant de l'altération du socle paléozoïque (Avril, 1986).

Cette couverture limoneuse formée de placages étendus masque, sur les plateaux, (comme par exemple à la « La Tonne de Bière » ou à « Bieure »), les terrains paléo- et cénozoïques. Les limons homogènes forment aussi une couche mince sur les plateaux ardennais. Par souci de lisibilité, ces loess ne sont pas figurés sur la carte. Toutefois, leur épaisseur y est indiquée ponctuellement, à la faveur des données de forages archivés dans les minutes du Service géologique de Belgique.

Âge : Pléistocène.

Utilisation : la présence de ces limons est favorable à la fertilité des terrains agricoles et à leur bon comportement dans des conditions de sécheresse.

Pour en savoir plus : Cornet (1901)
Tavernier *in* Fourmarier (1954)

Alluvions anciennes (ALA) et alluvions modernes (AMO)

Galets, graviers, sables, argiles et limons, résultats de l'érosion du substrat local et régional. Au long de la plaine alluviale, leur texture est assez variable et un même profil peut présenter des couches successives fort différentes.

C'est au Pliocène, suite au retrait des mers oligocènes, que le réseau hydrographique peut se constituer sur une couverture meuble formée de sables et d'argiles tertiaires qui recouvrait la pénéplaine ardennaise. Sur une telle couverture, les cours d'eau, ancêtres des rivières de la Haute Belgique, coulaient suivant un réseau conséquent, c'est-à-dire suivant la plus grande pente vers la ligne de rivage, qui était aux environs du sillon Sambre-Meuse. Ces rivières coulant ainsi du sud vers le nord se mirent à méandrer tout en s'enfonçant peu à peu. La Meuse étend alors librement ses alluvions. Ces dépôts constituent les très hautes terrasses de la Meuse.

Ultérieurement, vers la fin du Tertiaire, l'encaissement de plus en plus profond de la vallée, en réponse à la surélévation de l'Ardenne, piège le tracé de la Meuse et de ses principaux affluents. Au cours du creusement de leur vallée, les rivières ont fini par atteindre les roches dures de l'ère primaire dans lesquelles elles ont continué à s'enfoncer sans modifier fondamentalement

leur cours. Le réseau hydrographique est donc d'une manière générale surimposé, ce qui explique que régulièrement les rivières recoupent à l'emporte-pièce les crêtes rocheuses résistantes (exemples : le cours de l'Eau Noire à Nismes et du Viroin à Dourbes).

L'approfondissement du réseau hydrographique est affecté de périodes de ralentissement marquées par sept niveaux de terrasses répertoriés dans la Meuse dinantaise. Ces terrasses traduisent les périodes climatiques particulièrement froides durant lesquelles le creusement de la vallée est ralenti par l'abondance des dépôts de versant. Les dépôts de terrasse sont conservés à l'état de fragments isolés et ne sont mis à découvert que par le colluvionnement qui les démantèle le long des versants de la Meuse. Nous renvoyons le lecteur à la carte géologique française de Givet, pour la cartographie détaillée de ces terrasses (voir chapitre 1.3. Répartition des travaux géologiques utilisés).

Suite à son installation, la Meuse et ses affluents ont recouvert le fond de leur vallée d'une couche d'alluvions dites modernes. Ces dépôts ne sont qu'exceptionnellement mis à découvert.

Âge : Tertiaire et Quaternaire.

- alluvions anciennes : tertiaires (Pliocène) à quaternaires (Pléistocène) ;
- alluvions modernes : quaternaires (Holocène) et actuelles.

Utilisation : fabrication de ciment ou de mortier ; sables et graviers pour le recouvrement des chemins.

Pour en savoir plus : Van Vliet (1971)
Fourneau (1980, 1987, 1993)
Neuray *et al.* (1987)
Cornet *in* Demoulin (1995)
Grimberieux *et al. in* Demoulin (1995)
Quinif (1991b)

Travertins (T)

Les Travertins sont des dépôts et concrétions carbonatés brun-beige à jaune verdâtre, souvent vacuolaires, englobant des débris organiques (essentiellement végétaux), lithiques ou terreux.

Ce sont des carbonates continentaux, souvent appelés tufs, qui se déposent aux émergences de certaines sources, et dans des cours d'eau peu profonds à petites cascades, où la précipitation des carbonates est activée par la turbulence et les modifications physico-chimiques des eaux. L'aspect caverneux est dû en partie à la disparition, par fermentation, de débris végétaux encroûtés de carbonates d'origine biochimique.

Âge : Holocène et actuel.

Lieu d'observation :

- dans le ruisseau du Fonds de Ri, à Matignolle, où les précipitations de travertins sont actives et interstratifiées de tourbe (Pottiez, 1962 ; Mullenders *et al.*, 1963 ; Duvigneaud, 1966 ; Janssen & Swennen, 1999) ;
- dépôt fossile de 7 m d'épaisseur, dans la vallée du Fonds de Ri entre les lieux-dits Mwène à Vaucelles et Bois du Seigneur (Duvigneaud, 1966 ; Gullentops & Mullenders, 1972 ; Geurts, 1976 ; Van Frausum, 1987 ; Janssen & Swennen, 1999) - indiqué sur la carte géologique – T ;
- dépôt fossile signalé (Mertens, 1952 ; Mullenders *et al.*, 1963) un peu au nord du confluent du Viroin et du petit ruisseau de Dourbes, formant un vaste replat sur lequel la partie méridionale du village a été édifiée. Ce travertin n'est visible qu'à la faveur de travaux de terrassement (Duvigneaud, 1966) ;
- à Vierves, le long du sentier qui va du village vers Treignes, au lieu-dit « Saint Joseph » (Symoens *et al.*, 1951 ; Mullenders *et al.*, 1963) - indiqué sur la carte géologique - T.

Utilisation : le tuf de Dourbes a été exploité jadis (Duvigneaud, 1966) ; quelques blocs figurent dans la façade occidentale de l'église et dans les murs de quelques vieux bâtiments. Deux sépultures franques, de type dallées, découvertes sous le choeur de l'église en 1951 et exposées maintenant à l'entrée du cimetière, sont entièrement réalisées avec ce matériau.

Pour en savoir plus : Symoens *et al.* (1951)
Geurts (1976)
Van Frausum & Wouters (1990)

3. Géologie structurale

3.1. Cadre géodynamique

La déformation en plis du Paléozoïque de la région couverte par la carte traduit la direction N-S du raccourcissement lié à l'orogenèse varisque, développée entre le Portugal et la Bohême sur une bande longue de 3000 km et large de 700 km. Elle serait le résultat de la fermeture de deux domaines océaniques (Rhéique et Proto-Thétys), à la suite de la collision entre le

continent gondwanien (Europe du Sud, Afrique et Amérique du Sud) et le Laurasia (Europe du Nord, Amérique du Nord) (Bard *et al.*, 1980 ; Matte & Hirn, 1988 ; Matte, 1995).

La zone couverte par cette carte appartient au domaine rhéno-hercynien, zone externe nord des Variscides. Cette position externe explique l'âge tardi-paléozoïque des déformations majeures rattachées à la phase asturienne, débutant à la fin du Silésien. C'est à cette époque que par l'intermédiaire de la Faille du Midi appelée aussi Faille Eifelienne, le bloc allochtone plissé ardennais a été charrié vers le nord. Les terrains couverts par la carte appartiennent au massif allochtone appelé « nappe charriée du Condroz » (Fourmarier, 1932).

Quant au Massif de Rocroi dont on ne perçoit ici que le bord septentrional (coin sud-est de la carte, en France), la pile sédimentaire datant du Paléozoïque inférieur y a subi, antérieurement à l'orogenèse varisque, l'orogenèse dite calédonienne (voir chapitre 1.4. Cadre géologique général - Séries sédimentaires paléozoïques - L'orogenèse calédonienne).

Si l'on se réfère à la notice de la carte française de Givet (Lacquement *et al.*, 2006), l'histoire tectonique du substratum paléozoïque inférieur est complexe, l'intensité de la déformation calédonienne variant selon les auteurs. Certains pensent qu'elle est intense (Waterlot, 1969 ; Malengreau *et al.*, 1991 ; Delvaux de Fenffe & Laduron, 1991) alors que d'autres la considèrent comme négligeable (Fourmarier, 1931 ; Hugon, 1983). Les travaux récents menés dans le Massif de Rocroi (Meilliez, 1989 ; Goffette *et al.*, 1991 ; Lacquement, 2001) apportent de nouveaux indices sur l'âge des déformations et leur intensité.

Les terrains dévoniens reposent en discordance, par l'intermédiaire de la Formation de Fépin, sur le substratum daté du Paléozoïque inférieur (Cambrien à Ordovicien). Cette discordance se matérialise sur le terrain par la troncature de plis affectant les terrains sédimentaires d'âge cambro-ordovicien. Ces plis ont une double origine, la première est synsédimentaire, la seconde tectonique. Les structures plissées synsédimentaires sont nombreuses, d'échelle métrique à pluridécamétrique et correspondent à des slumps. Souvent à charnières courbes, elles sont tronquées à leur sommet par des bancs de grès à base érosive et/ou associées à des brèches sédimentaires.

D'un point de vue tectonique, la caractérisation des événements associés aux orogenèses varisque et calédonienne est plus difficile à mettre en évidence. En premier lieu, l'absence de décollement entre la couverture et le substratum et le fait que la discordance soit plissée (Meilliez, 1989) impliquent que le substratum paléozoïque inférieur l'ait été également lors de l'orogenèse varisque (Lacquement, 2001). Le parallélisme et la concordance entre les structures visibles dans la couverture et celles dans le substratum suggèrent que la majeure partie des

plis d'échelle kilométrique sont d'âge varisque. L'incidence de l'orogenèse calédonienne est nettement plus difficile à mettre en évidence car l'intensité de la déformation varisque lui est bien supérieure. Toutefois, la présence au sud et au nord d'antiformes tronqués par la discordance évoque une structuration antérieure aux dépôts varisques, celle-ci serait de faible intensité.

3.2. Description régionale de la déformation

Le raccourcissement des terrains paléozoïques, constitués d'une succession de niveaux compétents et incompétents, s'exprime par des déformations plicatives et cassantes à diverses échelles de grandeur et d'importance.

D'une manière générale, au cours de l'orogenèse varisque, la pile sédimentaire répond aux contraintes mises en jeu, en formant des plis (anticlinaux et synclinaux) d'allure et de longueur d'onde variables. Ce plissement s'accompagne d'un éventail de structures tectoniques secondaires, généralement identifiables à l'échelle de l'affleurement. Il s'agit par exemple de plis d'entraînement, de dysharmonies, de failles de chevauchement (pli-faille, « fault-propagation fold »,...). Fréquemment, des failles de chevauchement d'importance variable se surimposent au plissement. Elles prennent naissance à la faveur de décollements dans les niveaux schisteux incompétents (Fourmarier, 1954 ; Meilliez & Mansy, 1990 ; Khatir, 1990). Par ailleurs, des failles transversales à fort pendage déboîtent les structures dans une direction globalement N-S.

L'ensemble de ces structures, communes dans l'allochtone ardennais, a été reconnu sur la carte Olloy-sur-Viroin - Treignes où affleurent essentiellement les sédiments d'âge dévonien. La région cartographiée appartient en effet à une zone synclinoriale au sein de laquelle sont reconnues deux entités morpho-structurales : l'Ardenne au sud et la Calestienne au nord. Située au bord sud du Synclinorium de Dinant, la carte 58/5-6 présente une orientation structurale majeure de direction ENE-WSW, soulignée par la direction des axes de plis.

L'ordre supérieur de plissement est à peine perceptible sur les coupes. Nous sommes en fait au bord sud du Synclinorium de Dinant au passage de l'Ardenne à la Calestienne. La carte Olloy-sur-Viroin - Treignes se situe dans la courbe enveloppe des structures plissées d'ordre inférieur, visibles préférentiellement au coeur du synclinorium (ex. Condroz). À l'échelle de la carte, on peut toutefois distinguer, au niveau des structures plicatives, trois secteurs principaux, soit du sud au nord :

- une série monoclinale dans les formations du Dévonien inférieur, modérément à faiblement inclinée. Les pendages varient de 50 à 20°N et tendent à diminuer progressivement vers le nord. Les strates dessinent finalement une plateure

qui souligne un synclinal largement ouvert s'ennoyant vers l'est. Ce pli est perturbé en son coeur par une zone failleuse (voir ci-dessous) qui le sectionne en deux secteurs que l'on nomme, dans la littérature, Synclinal des Carrières au nord et Synclinal du Bois de Mazée au sud (Beugnies, 1967 ; Godefroid & Stainier, 1988). La zone de failles, quant à elle, porte le nom de Faille de Vireux (Gosselet, 1888) ;

- le pendage de la stratification change brutalement au passage de l'Ardenne à la Calestienne. Il se redresse, voire se renverse, dessinant ainsi un anticlinal dejeté ou déversé à vergence nord. Ce pli reconnu depuis longtemps est appelé l'Anticlinal de Vireux (Asselberghs, 1938). Une série monoclinale subverticale se développe en direction du nord dans les formations du sommet du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen ;
- au nord de la première bande calcaire givetienne ou bande méridionale (Abannets), l'allure des couches change à nouveau. Les roches argilo-carbonatées de l'Eifelien affleurent au coeur d'une dépression, enchassée entre deux crêtes de calcaires d'âge givetien. Cette cuvette est le fait d'un anticlinal faillé en son flanc sud (voir ci-après, la Faille de Mazée). Ce pli préfigure le style tectonique qui prévaut dans la partie septentrionale de la carte, à savoir une série de plis globalement symétriques. Les roches argilo-calcaires frasniennes affleurent ainsi au coeur de synclinaux pincés entre la barre calcaire givetienne septentrionale (Abannets), au sud et les importantes masses biohermales frasniennes, au nord. Les lentilles calcaires frasniennes telles que celles du Tienne aux Pauquis ou de la Roche à Lomme soulignent la terminaison périclinale d'un anticlinal très ouvert à coeur givetien, situé au nord de Dourbes.

Par ailleurs, deux types de structures cassantes sont à distinguer : les failles dites longitudinales, orientées parallèlement aux structures plissées et les failles transversales, orientées perpendiculairement aux plis.

Les failles longitudinales de Vireux et de Mazée

En ce qui concerne les accidents longitudinaux, nous l'avons cité précédemment, deux zones de failles sont identifiées sur la carte Olloy-sur-Viroin – Treignes : la Faille de Vireux affectant les lithologies du Dévonien inférieur et la Faille de Mazée perturbant les formations du Dévonien moyen, à l'origine du dédoublement des calcaires d'âge givetien.

La Faille de Vireux est connue depuis longtemps des géologues (Gosselet, 1888 ; Fourmarier, 1924 ; Asselberghs, 1938 ; Parent & Dumont, 1964 ; Beugnies, 1967 ; Beugnies *et al.*, 1970).

Si différentes interprétations ont été données de cet accident, les auteurs de la carte ont retenu celle introduite récemment par Godefroid & Stainier. En 1988, dans leur travail sur les formations de Vireux et de Chooz, ils abordent à nouveau la Faille de Vireux. La faille n'est plus unique mais dédoublée. Au nord de la faille septentrionale se situent l'Anticlinal de Vireux et le Synclinal des Carrières. Au sud de la faille méridionale, on trouve le Synclinal du Bois de Mazée. Le mouvement relatif des bancs, de part et d'autre de chacune des failles subverticales, se traduit, dans la vallée de la Meuse, par un relèvement au nord et un affaissement au sud. Le rejet apparent total est d'environ 300 m dans la vallée de la Meuse. Les roches de la Formation de Chooz forment dès lors un horst délimité par les failles susmentionnées.

Signalons que tout récemment, F. Lacquement (*in* Lacquement *et al.*, 2006) voit dans la Faille de Vireux une faille normale synsédimentaire qui, après avoir été plissée, a ensuite été réactivée en une faille normale lors de la phase de relaxation de l'orogène varisque. La réactivation n'a uniquement opéré que dans les secteurs où la faille n'a pas été plissée, c'est-à-dire dans la partie ouest de la carte.

Au contraire de la faille de Vireux, la Faille de Mazée n'a guère retenu l'attention des auteurs. Il n'y a du reste que Tsien (1969, fig. 2) et Dumoulin & Marion (1998) qui fassent appel à une faille pour expliquer le redoublement de la bande calcaire dont est responsable cet accident. Les tracés de Bayet (1899) et Forir (1899), bien qu'ils soient accompagnés d'aucune coupe, ni d'aucune indication de pendage, s'interprètent logiquement par un pli. Telle est également l'interprétation de Beugnies et Charlet (*in* Beugnies *et al*., 1970) et telle était aussi celle de Gosselet (1874, fig.1).

On recoupe successivement, du sud au nord :

- le Calcaire de Couvin qui n'est pas impliqué dans le redoublement et ne paraît par conséquent qu'une seule fois ;
- la succession JEM / HNT / TTMH, tronquée plus ou moins haut ;
- la Faille de Mazée ;
- la même succession que ci-dessus suivie, sans plus de problème, par la Formation de Fromelennes et le passage au Frasnien.

On peut dès lors distinguer :

- un bloc sud ;
- un bloc nord ;
- un ensemble tenant du bloc nord, qu'il est néanmoins commode de traiter séparément et que nous conviendrons d'appeler « Jemelle intercalaire ».

Le bloc sud est un dressant qui court en bancs presque parfaitement verticaux dans tout l'intervalle compris entre la Faille de Nismes et la Faille de Treignes (failles transversales). Au delà, les pentes s'adoucissent, tombant à 60° N sur Paireu et 50° N, en moyenne, sur Miémont. En passant ensuite sur la feuille de Surice, on voit se confirmer cette tendance qui affecte également le bloc nord et conduit aux allures mollement plissées que l'on observe dans le Fond Marie, à Vaucelles.

Le bloc nord est un monoclinal allant de 75° N dans l'ouest à 55° N, environ dans l'est. Ce ne sont cependant là que des valeurs moyennes car la dispersion des mesures est ici nettement plus grande que dans le bloc sud. S'y ajoute, à l'est du tunnel des Abannets, comme une ébauche de rampe latérale et, dans les Fonds de Ri, à hauteur de la Roche aux Chevaux, une virgation marquée des couches de base de la Formation de Trois-Fontaines.

Ce que nous avons appelé « Jemelle intercalaire » présente une allure anticlinale dont attestent certaines mesures de pendage et le retour en plusieurs endroits, au flanc sud de la structure, de la Formation d'Hanonet.

Inversement, le bloc sud présente une allure localement synclinale. C'est le cas, notamment, dans le secteur de Contiénau, à Olloy, où l'on voit reparaître les grainstones de la Formation des Terres d'Haurs inclinant faiblement au sud. C'est aussi le cas sur la feuille de Surice, à l'approche du Fond Marie, et à Petigny, sur la feuille de Couvin, où un synclinal très ouvert dans la Formation d'Hanonet est l'ultime manifestation du phénomène.

Plus généralement, on voit les dressants se maintenir jusqu'au contact. En moyenne et d'ouest en est, un contact de ce type intervient également de plus en plus haut, allant de la transition Trois-Fontaines / Terres d'Haurs dans le secteur du Hautchamp, à Nismes, au sommet de la Formation du Mont d'Haurs à Treignes et à Mazée.

Quelles que soient les allures au contact, s'intercalent en sus, à ce niveau, au moins trois écailles :

- l'une dans les Fonds de Ri qui relève, semble-t-il, de la Formation de Trois-Fontaines accolée en cet endroit à celle du Mont d'Haurs ;
- une autre, au nord-ouest du Fondry des Chiens, qui répète les faciès latéraux du récif ;
- la principale à Walleu, dans la boucle du Viroin, qui incorpore dans une demi-voûte avec forts mouvements d'axe les formations de Jemelle, Hanonet et Trois-Fontaines.

Vu l'échelle et les difficultés qu'il y a, sur les plateaux, à fixer les limites des structures concernées, seule figure sur la

carte l'écaille de Walleu. La faille au nord y est verticale. La faille au sud serait plutôt pied sud. D'est en ouest, la première de ces failles relaie progressivement la deuxième. Plus à l'ouest encore, la direction du contact suggère que ce soit néanmoins la deuxième qui l'emporte à nouveau, d'une manière ou d'une autre, sur la première. Vient ensuite l'écaille au nord du Fondry que rejette et que relève la Faille de Nismes. Du relèvement et de la structure en profondeur de l'écaille résulte un complet changement de décor. La Formation d'Hanonet occupe désormais presque tout le bloc sud. Rien ne subsiste du faciès crinoïdique qui est le sien au sud du Fondry. Subsistent par contre certains niveaux construits qui témoignent de la proximité du récif. La structure est complexe mais la plaine alluviale de l'Eau Noire interdit, malheureusement, de l'explorer plus avant. En résumé :

- la Faille de Mazée prend naissance au sein de la Formation de Jemelle, recoupe obliquement les calcaires et plafonne sur plusieurs kilomètres à l'interface Mont d'Haurs / Fromelennes ;
- elle recoupe le bloc sud mais non le bloc nord auquel, au contraire, elle se parallélise de façon presque parfaite.

Les auteurs de la carte proposent d'y voir une rampe à l'intervention de laquelle le bloc nord aurait chevauché le bloc sud, le duplex ainsi formé étant ultérieurement basculé et plissé.

Les Failles transversales de Vierves et de Nismes

La Faille de Vierves ne figure pas en tant que telle sur la carte de Bayet (1899), qui indique cependant en cet endroit une série de filons orientés sensiblement nord-sud et minéralisés en Ba, Fe et Pb. Evrard (1943) et de Magnée (1947) associent cette minéralisation à une faille responsable du décalage, dans le sens anti-horaire, des calcaires de l'Eifelien et du Givetien. Nous ne pouvons que confirmer ces observations, faire l'impasse sur Beugnies (1967), qui indique un déplacement en sens contraire, et nous en remettre à nouveau à de Magnée (*op. cit.*) selon lequel une galerie de dénoyage, partant de la rive du Viroin, a été creusée dans le filon au cours de la période d'exploitation 1857-1877. Lorsque, vers le nord, disparaît toute trace en surface des anciennes exploitations, ce sont en effet les plans de cette galerie, conservés à la Région wallonne, qui ont guidé notre tracé.

La Faille de Nismes est un autre accident transversal dont l'importance est suffisante pour être soulignée. Cette faille qui passe au méridien de la localité du même nom voit l'abaissement du compartiment oriental comme en témoigne l'élargissement, dans le bloc est, de la bande calcaire givetienne au sud de Nismes.

Toutefois, une composante verticale ne justifie pas à elle seule le jeu de cette faille. En effet, bon nombre de dressants font l'objet d'un décalage de part et d'autre de l'accident. Le mouvement horizontal voit se déplacer vers le nord le compartiment oriental comme en témoigne le biostrome de base de la Formation de Trois-Fontaines (bande calcaire givetienne -TTMH- septentrionale) en rive droite de l'Eau Noire. La composante horizontale est de maximum 100 m. Cette faille présente donc un mouvement oblique s'amortissant vers le nord puisque les formations d'âge frasnien ne paraissent plus décalées.

Plusieurs petites failles transversales ont également été mises en évidence sur cette carte. Nombre d'entre elles sont minéralisées. Cet aspect est brièvement abordé au chapitre 4.3. Elles sont généralement interprétées comme des accidents survenus au cours d'une phase de relaxation, faisant suite à la phase paroxysmale de l'orogenèse varisque, dans un contexte distensif permettant aux minéralisations de se développer.

4. Ressources du sous-sol et exploitations

4.1. Phénomènes karstiques

Le phénomène karstique est une morphologie ou un processus résultant de la dissolution du calcaire qui traduit la réaction chimique simplifiée, faisant intervenir l'eau (H_2O) et le CO_2 atmosphérique, composants majeurs d'un mélange légèrement acide qui percole ensuite dans les calcaires ($CaCO_3$). Les facteurs principaux qui interviennent dans la vitesse de cette réaction et dans l'intensité du phénomène de dissolution sont :

- la quantité d'eau et sa vitesse de circulation ;
- la concentration en CO_2 qui détermine l'acidité de l'eau ;
- la température.

Le karst de la région de Couvin-Nismes est exemplaire du karst belge ; il regroupe certains phénomènes karstiques les plus caractéristiques à la fois actuels et passés.

Grottes

Bien que les grottes soient nombreuses dans la région (fig. 21), nous n'aborderons ici que celles développées dans l'éperon rocheux de la Roche Trouée. Ce site constitue un promontoire formé des calcaires bioconstruits de la Formation de Couvin d'âge eifelien (voir ci-dessus). Trois grottes y sont

recensées : la Grotte de la Roche Percée, la Caverne de la Roche et la Grotte Saint Joseph. Nous sommes en présence de la mise à nu, par l'érosion générale de la contrée, d'une antique section de galerie souterraine creusée au sein du calcaire eifelien et ayant servi de conduite d'amenée aux eaux courantes d'une époque difficile à préciser (Bouchez & Quinif, 1991). Des vestiges archéologiques y ont été retrouvés suggérant que nos ancêtres de l'âge de la Pierre y ont habité (Van den Broeck *et al.*, 1910). Outre des ossements d'hyène des cavernes et de renard, quelques rares silex taillés et des restes de repas sous la forme d'ossements brisés intentionnellement de mammouth, rhinocéros, cheval, renne... ont été retrouvés et attribués à la culture aurignacienne, aux alentours de 30 000 ans BP (Cattelain, 1991).

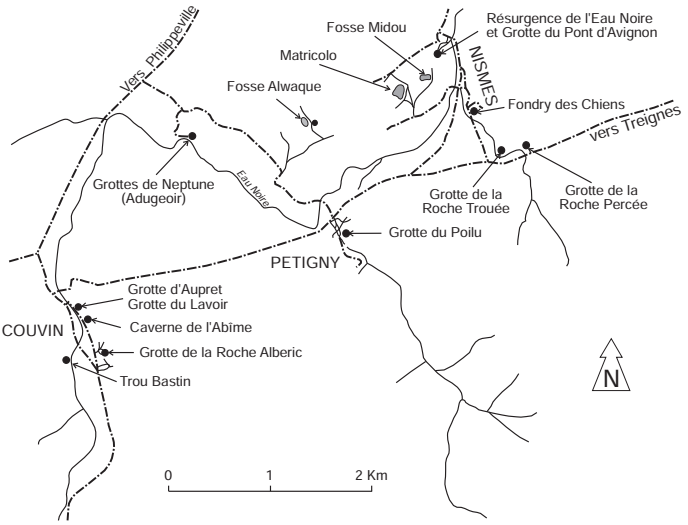


Fig. 21. Localisation des cavités, grottes et principaux abannets des régions de Couvin, Petigny et Nismes (Bouchez & Quinif, 1991).

Recoupement souterrain de méandre

Un autre phénomène karstique-type visible dans la région est le recoupement souterrain de méandre (Quinif, 1991b). En effet, parallèlement à son cours aérien, l'Eau Noire recoupe souterrainement le méandre visible entre Petigny et Nismes trouvant ainsi, pour une même différence d'altitude (2,5 m), une pente plus forte et une distance de circulation moins grande (2700 m à vol d'oiseau ; Neuray *et al.*, 1987). L'exemple-type en est le réseau de l'Eau Noire souterraine qui débute à l'adugeoir (=perte) des Grottes de Neptune (Marion & Barchy, 1999) pour finir à la résurgence du Pont d'Avignon à Nismes. Si les grottes attenantes aux pertes et à la résurgence sont bien connues, la plus grande partie du cours souterrain de l'Eau Noire garde son mystère. La preuve de la connection hydrogéologique entre l'adugeoir des Grottes de Neptune et la résurgence du Pont d'Avignon fut apportée par la seule expérience de coloration

faite en 1954. La fluorescéine injectée dans la rivière aux pertes réapparut entre 40 et 48 heures plus tard à la résurgence du Pont d'Avignon (Quinif, 1991b).

La grotte voisine de la sortie d'eau, fouillée naguère, aurait servi de sépulture à l'époque néolithique. On y aurait retrouvé des objets d'âges moins reculés, tel qu'un bouc en bronze, symbole parmi les anciens belges du principe de la fécondité. Le bois de Nismes et ses environs seraient auréolés de légendes. Ainsi, l'ancien vocable de Nismes serait « Nimaud », dérivant du celtique « Nemeton » désignant un lieu sacré (Van den Broeck *et al.*, 1910).

Abannets

Les abannets précédemment cités (voir chapitre 2.2. Les sédiments de couverture post-paléozoïques) constituent certainement le phénomène karstique le plus caractéristique de la région Couvin-Nismes. La plupart sont situés dans le quadrilatère formé par les localités de Couvin, Frasnes, Dourbes et Olloy-sur-Viroin et s'étendent sur les plateaux calcaires d'âges eifelien et givetien, parallèlement à la stratification (fig. 22).

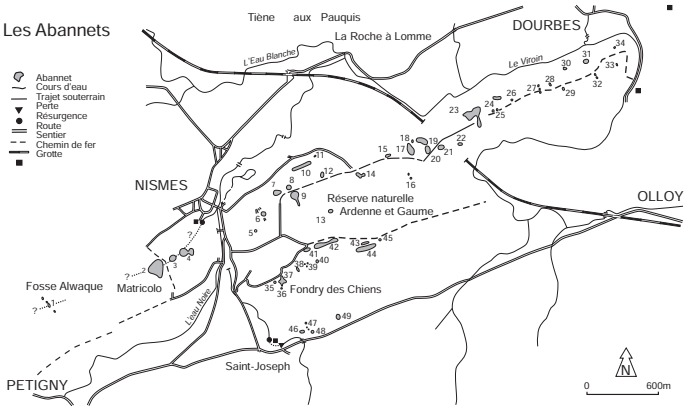


Fig. 22. Localisation des abannets de l'entité de Viroinval (Swysen, 1973).

Ce sont des paléokarsts dont l'origine est plus ancienne que le réseau karstique actuel de l'Eau Noire ou du Viroin (Souchez, 1963). Le développement de ces cavités karstiques fait appel également à d'autres processus. La formation des abannets (fig. 23) est clairement illustrée par Quinif (1991a). Des phénomènes karstiques ont existé au cours du Tertiaire. Ainsi à l'Oligocène, il y a environ 30 millions d'années, la mer (1) a envahi la région étudiée (en A, fig. 23). Sur son socle primaire aplani (3), elle dépose des sables (2). Ensuite, après son retrait (B), un climat tropical humide (4) provoque le développement d'une végétation luxuriante (5). Les infiltrations abondantes (6) lessivent les sables et corrodent puissamment le calcaire en y

formant des dépressions sous couverture (7). En C, l'évolution continentale se poursuit. Les dépressions sous couverture (9) se sont approfondies. Elles déterminent à la surface des dépressions occupées par des marécages (8). Les eaux qui s'y infiltrent se chargent d'acides organiques qui peuvent mobiliser le fer contenu dans certains minéraux des sables. Au contact du calcaire, ce fer précipite (9), formant des amas qui constitueront le minerai des abannets. Les dépressions sont séparées par des pitons (10) ou par des zones moins accidentées (11). Ce relief sous couverture est appelé cryptolapiaz (Quinif, 1989). En D, le climat change fortement durant le Quaternaire. Plus froid, plus contrasté, il provoque l'érosion de la couverture sableuse (13) sauf là où elle est piégée dans les dépressions karstiques (12). En E, l'homme exploite les Abannets pour en extraire sable et minerai de fer (voir chapitre 4.3. Industrie extractive de matériaux utiles et minéralisations – Minéralisations).

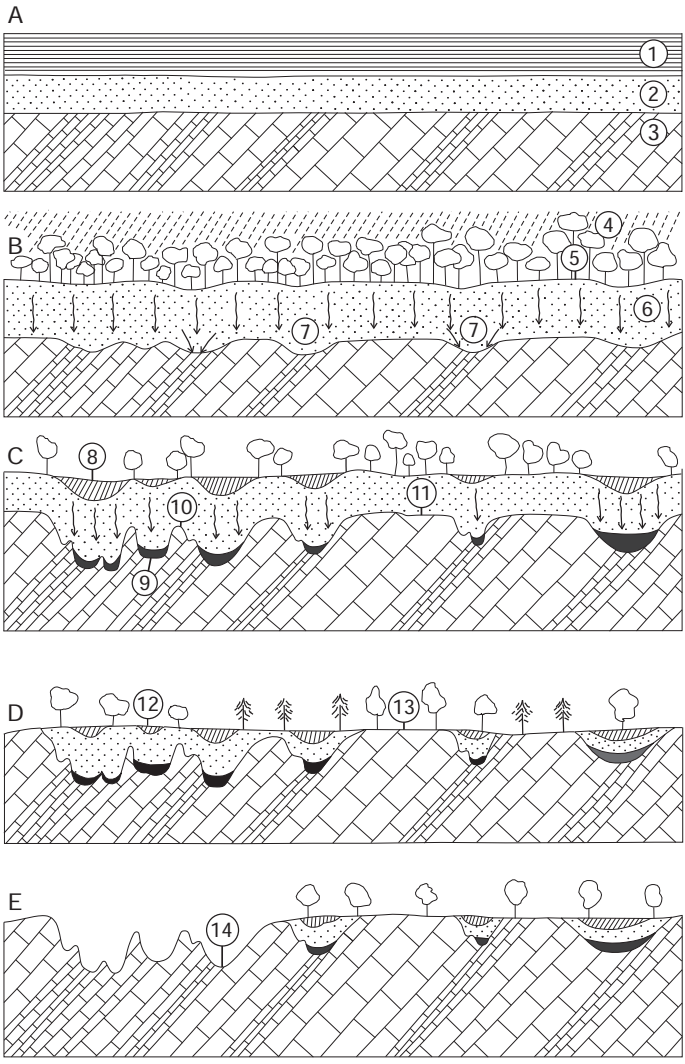


Fig. 23. Formation des abannets (Quinif, 1991a).

Les abannets « nettoyés » de leur contenu portent des marques, aussi évidentes que profondes, des dissolutions et érosions pratiquées par les eaux absorbées (= lapiés) avant leur remplissage (Swysen, 1971). Certains ont plus de 100 mètres de diamètre et dépassent 30 m de profondeur ; leur périmètre supérieur est circulaire, oblong ou ramifié suivant les fissures de la roche. L'abannet que nous conseillons au visiteur est celui du Fondry des Chiens à Nismes (Maillieux, 1907). Ce site appartenant à la réserve naturelle du même nom est entièrement protégé et classé comme monument naturel.

Ethymologiquement, le terme « abannet » dériverait du vieux français « abannir » et désignerait un lieu à éviter, à bannir, par les habitants de la contrée. L'utilisation agricole du plateau des Abannets jusqu'au début du XX^{e} siècle ne semble cependant pas confirmer entièrement cette interprétation. Ce terme pourrait également désigner un lieu ayant été l'objet de « bans » ou proclamations (Swysen, 1973) comme indiqué sur d'anciennes chartes. L'interdiction d'accès à ces profondes cavités, fleurtant parfois avec la notion de gouffre, parait naturelle au vu du danger qu'elles représentent et que suggère une ordonnance de 1687 du Prince-Evêque, suzerain de la Châtellenie de Couvin, proclamant que « quantité de fosses qui ont servy à tirer des minéraux et demeureroyent sans estre remplyes, causent un risque et danger continuel de quelques malheur, tant pour les gens que pour les bestes » (Van den Broeck *et al.*, 1910).

4.2. Hydrogéologie

Sources, pertes et résurgences

Le Viroin, tout au moins sa rive droite, est alimenté par une série de ruisseaux descendant de l'Ardenne. Ces cours d'eau ont leur source à la rupture de pente septentrionale d'un plateau passant par les points culminants de la carte (340 à 360 m) et qui s'étire du barrage du Ry de Rome à la localité de Le Mesnil en passant par Oignies-en-Thiérarche.

Concernant les pertes et résurgences, nous rappellons (voir chapitre 4.1. Phénomènes karstiques - recoupement souterrain de méandre) que le cours de l'Eau Noire est partiellement souterrain entre Petigny et Nismes. Suite à sa perte à l'adugeoir de la Grotte de Neptune à Petigny, l'Eau Noire, à l'issue d'un parcours mal connu d'environ 48 heures, réapparaît à la Grotte du Pont d'Avignon à Nismes. Ce raccourci souterrain fait environ 2700 m de long à vol d'oiseau.

Aquifères

Plusieurs types d'aquifères sont à distinguer sur la carte 58/5-6, que l'on peut classer comme suit :

- <u>aquifères relatifs au substrat paléozoïque,</u>

  dans le secteur de la Calestienne :

  - les formations carbonatées sont susceptibles de contenir des aquifères intéressants en raison de leur capacité d'emmagasinement liée à une bonne perméabilité résultant de la fissuration du calcaire (porosité de fracture), accentuée par les phénomènes de karstification. Ces aquifères sont très sensibles aux pollutions à partir de la surface étant donné que, régulièrement, la nappe est en contact direct avec les eaux de surface. Plusieurs sous-zones peuvent être définies :
    - les formations de Trois-Fontaines, des Terres d'Haurs, du Mont d'Haurs et de Fromelennes d'âge givetien formant une barre calcaire d'environ 400 m d'épaisseur, ceinturée par les schistes du sommet de l'Eifelien et les schistes de la base du Frasnien constituent l'aquifère le plus important ;
    - la Formation de Couvin, isolée au sein des schistes de la base et du sommet de l'Eifelien, serait, avec sa centaine de mètres d'épaisseur, le second aquifère de la région ;
    - les niveaux argileux imperméables présents au toit et au mur de certaines formations ou membres carbonatés les isolent relativement bien et compartimentent l'aquifère. Il s'agit par exemple, dans le cadre du Frasnien, des formations de Nismes, de Neuville et de Matagne et dans une moindre mesure, des membres de l'Ermitage et de Boussu-en-Fagne qui isolent les aquifères piégés dans les formations du Moulin Liénaux et des Grands Breux. Les niveaux argileux ne constituent pas toujours des barrières imperméables strictes permettant ainsi à l'aquifère d'avoir une extension plus importante suite aux communications possibles entre les différents niveaux calcaires ;
    - localement, les processus de dolomitisation à l'origine d'une porosité interstitielle, augmentent également les capacités hydrogéologiques du substratum.

  dans le secteur de l'Ardenne :

  - les formations argilo-gréseuses et quarzitiques du Dévonien inférieur possèdent un pouvoir d'emmagasinement très faible et par conséquent, ne constituent pas les aquifères les plus intéressants de cette carte. Il existe toutefois des zones plus propices aux captages d'eau où

se développent, en plus d'une porosité de fracture, une porosité d'interstices relativement importante dans le manteau d'altération. Ces nappes phréatiques peu profondes sont très sensibles à la pollution et leur débit productif diminue fortement en été alors que la demande d'eau s'accroît.

- aquifères relatifs au substrat post-paléozoïque
  - la base des limons ou des sables cénozoïques reposant sur les schistes dévoniens présente une nappe aquifère de faible importance ;
  - les talwegs des vallées du réseau hydrographique actuel, formés de galets, de graviers et de sables sont susceptibles de contenir un aquifère intéressant de type interstitiel.

Une liste des captages fournie par la Division de l'Eau de la Région wallonne est donnée en annexe.

4.3. Industrie extractive de matériaux utiles et minéralisations

Calcaires

Les roches carbonatées ont été exploitées pour la production de pierre polie à des fins décoratives et ornementales (Groessens, 1981), de pierre de construction, de pavement, de concassés et granulats pour la réalisation de béton ou d'empierrement ou à d'autres fins industrielles (pharmacie, chimie, métallurgie, verrerie, cimenterie, agriculture).

En France, l'industrie extractive liée à ces applications industrielles est encore en activité, comme à la carrière de Trois Fontaines (entre Vireux et Givet) qui exploite la formation givetienne du même nom.

Dans la partie belge, il n'y a plus d'exploitations de calcaire en activité, si ce n'est occasionnellement la carrière de Frimoye ou d'Olloy ouverte également dans la Formation de Trois-Fontaines.

Les roches exploitées à ces fins ont été extraites des formations :

- eifeliennes : la Formation de Couvin a notamment fait l'objet d'exploitations aux environs de Nismes (lieu-dit « Saint Joseph ») ;
- givetiennes : toutes les formations de cet étage et dans une moindre mesure la Formation des Terres d'Haurs ;

- frasniennes :
  - le calcaire gris-bleu du Membre de Bieumont de la Formation des Grands Breux est le niveau de calcaire stratifé le plus intensément exploité, notamment à Nismes ;
  - le calcaire du Membre de Chalon (Formation du Moulin Liénaux), nettement moins bien développé que le calcaire du Membre de Bieumont, n'a fait l'objet que d'une exploitation à l'est de la localité de Nismes (Mouravieff & Bouckaert, 1973) ;
  - les calcaires massifs biohermaux rouges ou gris ont fait ou font encore régionalement l'objet d'une intense exploitation. Plus spécifiquement, dans la région Olloy-Treignes, ces niveaux n'ont toutefois pas fait l'objet de grandes extractions.

Grès

Ces roches ont été exploitées en carrières essentiellement pour l'empierrement (pavés ou concassés) et accessoirement pour la construction (pierres de taille). Elles ont été principalement extraites de la Formation de Vireux et plus localement de la Formation de Mirwart mais aussi de la Formation de Hierges (Dévonien inférieur). Bien que ces carrières soient actuellement abandonnées, elles sont pour l'essentiel encore accessibles. À proximité de la carte, seule la carrière des Minières du Rougé, située à Aubrives (en France) et exploitant la Formation de Vireux, est à ce jour toujours en activité.

Ardoises

Huit bassins ardoisiers sont reconnus en Ardenne franco-belge. Celui qui nous intéresse plus particulièrement est le bassin de Fumay qui concerne trois communes Fumay, Haybes et Oignies. Deux veines ont principalement fait l'objet d'une extraction dans ce bassin. Il s'agit de la Veine Sainte Anne ou Veine rouge et la Veine Renaissance ou Veine bleue, toutes deux d'âge devillien, la Veine Sainte Anne étant la plus ancienne.

Certaines de ces ardoisières ont fonctionné plusieurs siècles comme celle du Moulin Sainte Anne à Fumay dont l'ouverture est antérieure à 1222. Bénéficiant d'une situation géographique favorable, doublée d'un intérêt notoire, l'activité ardoisière a débuté dès le Moyen-Âge dans le bassin de Fumay. Après une succession de périodes plus ou moins florissantes, toute activité y a définitivement cessé le 15 juillet 1971 (Voisin, 1987).

L'application principale de la confection des ardoises est l'ardoiserie. Elle désigne l'ensemble des produits utilisés dans la couverture d'édifices. L'usage s'est perpétué d'utiliser des plaques schisteuses plus ou moins dégrossies pour recouvrir les sols et les murs, paver rues et trottoirs, servir de linteaux aux portes et aux fenêtres, de chaînages et de bandeaux dans la construction des maisons et des églises, voire de matériau unique dans le gros-oeuvre. L'ardoise fut longtemps considérée dans la région ardennaise comme une pierre noble, appropriée à la fabrication des monuments funéraires et d'une partie de mobilier d'église. La fabrication des ardoises destinées aux écoliers ou à d'autres utilisateurs soucieux d'inscriptions rapides a tenu, et depuis longtemps (antiquité gallo-romaine), une place singulière dans la confection d'ardoises. Elle nécessitait un type particulier de pierre avec des plans de clivage réguliers, une forte cohésion, un grain fin tenant bien au polissage (Voisin, 1987).

Sables, argiles et limons

Les sables de la couverture cénozoïque ont été utilisés à des fins diverses en fonction de la qualité de différents paramètres, notamment pour le sciage de marbres (granulométrie du sable), pour la verrerie (pureté) ou pour la construction. Les grès quartzitiques que contiennent localement ces sables ont également été exploités pour le pavement (résistance à l'érosion) ou encore comme pierres réfractaires (Cornet, 1877). Les argiles présentes dans les unités cénozoïques ont servi à l'industrie de la brique, de la poterie et de la céramique (Camerman, 1939).

Notons également que des sables et argiles, produits de l'altération superficielle des grès et des schistes d'âge famennien ont également fait l'objet d'exploitations locales. Ces unités se distinguent des précédentes par l'abondance des paillettes de micas et la présence de fragments non altérés de schistes et de grès du substrat paléozoïque (Mourlon, 1884).

Les limons de couverture sont toujours localement utilisés. Si les limons maigres convenaient aux briques pleines, les limons plastiques servaient aux briques creuses. De même, en certains endroits, des accumulations d'argiles quaternaires dégagées par la succession gel-dégel durant les dernières glaciations (climat périglaciaire) ont pu se constituer (Blondieau, 1993).

Minéralisations

L'Entre-Sambre-et-Meuse fut le siège, depuis des temps reculés, d'une intense activité d'extraction de minerais (Brasseur, 1980 ; Blondieau, 1993).

Le minerai de fer

Le minerai de fer a été extrait en de nombreux endroits de la Calestienne. On distingue trois types de gisements :

- un gisement de type sédimentaire marqué par l'hématite oolithique. Cet oxyde de fer s'est développé sous la forme de niveaux stratiformes au sein de la Formation de Hierges, plus précisément dans sa partie sommitale, anciennement appelée, dans la littérature, « Assise ou Grauwacke de Bure » ;
- un gisement paléokarstique que constitue l'ensemble des Abannets (voir chapitre 4.1. Phénomènes karstiques) ;
- un gisement de type filonien dont témoignent les « chapeaux de fer » developpés au-dessus des filons métalliques.

L'hématite oolithique a été exploitée jadis par puits et galeries tout au long d'une bande parallèle à la stratification qui s'étend d'Olloy (à l'est) jusqu'à Trélon en France (à l'ouest). Ces couches n'affleurent qu'au bord méridional du Synclinorium de Dinant et plus précisément dans sa partie occidentale (Delmer, 1913). Bien que le gisement soit variable au long de sa zone d'extension, il se compose de deux couches au moins, dont la principale, qui fut la seule exploitée, a une puissance utile ne dépassant jamais deux mètres. La teneur en fer du minerai est variable et peut atteindre 47 % (à Trélon). Les roches encaissantes présentent également une teneur en fer non négligeable de l'ordre de 30 % (Ancion, 1952).

Au cours des siècles, les abannets eurent une grande importance économique car, avant de présenter leur aspect actuel, ces cavités furent l'objet d'une importante industrie extractive concernant principalement le fer. L'exploitation du fer étaient une spécialité de l'Entre-Sambre-et-Meuse, depuis la période celtique jusqu'au XIX^{e} siècle. Tous ont été, depuis l'époque hallstatienne (relatif à la première période de l'âge du fer ; 1000 à 500 avant J.-C., antérieure ou contemporaine à l'arrivée des Celtes en Europe occidentale), l'objet d'actives exploitations minières pour l'extraction de la limonite et de la goethite (hydroxydes) mais aussi du sable (Martel & Van den Broeck, 1906). Cette industrie existait dans la région lors de l'invasion romaine (monnaies romaines retrouvées; Swysen, 1971) et ne cessa que vers 1850 (Blondeau, 1975).

La région présentait tous les atouts pour initier les premières industries sidérurgiques du pays :

- le minerai qu'il s'agisse des oxydes (gisement sédimentaire) ou des hydroxydes (gisement paléokarstique) présentait des tonnages couvrant les besoins de l'époque et une pureté largement suffisante pour être facilement traité par les méthodes métallurgiques anciennes ;

- le charbon de bois, combustible nécessaire aux forges et aux fourneaux, se fabriquait facilement dans cette région couverte de forêts par la technique de la faudre (Ecomusée de la Région du Viroin - ULB) ;
- enfin, l'eau nécessaire pour actionner les moulins des forges et les soufflets ne faisait pas défaut. Quelques retenues d'eau furent aménagées afin de disposer de réserves suffisantes. L'actuel lac de Virelles en est un exemple, reconverti en réserve naturelle de haut intérêt écologique.

Le sud de l'Entre-Sambre-et-Meuse fut donc un des hauts-lieux de la sidérurgie jusqu'au milieu du XIX^{e} siècle. Les gisements paléokarstiques ont ainsi participé à l'origine de la vocation sidérurgique de la Wallonie. Cette industrie exportait relativement loin ses produits. Le déclin et la fermeture de cette activité est liée à différents facteurs.

L'origine des hydroxydes de fer des Abannets a été étayée par deux hypothèses :

- selon Stainier (*in* Maillieux, 1907), il existe une relation directe entre les filons métallifères connus dans la région et la limonite des abannets ; ceux-ci correspondraient à des affleurements de filons comparables à ceux d'Olloy, de Dourbes, de Vierves, ... mais ils auraient été fortement élargis et évasés par l'érosion. Le remplissage limonitique serait dû à l'oxydation des éléments pyriteux ;
- selon Van den Broeck *et al.* (1910), le minerai limonitique a pour origine la décomposition chimique de la glauconie contenue dans les dépôts tertiaires sus-jacents. Au cours d'une période plio-quaternaire, les eaux d'infiltration lessivaient sables et graviers en emportant le fer pour l'accumuler au fond des cavités où il formait des concrétions limonitiques.

La seconde hypothèse semble être retenue actuellement par Cauet (1985) qui compare la composition isotopique du plomb contenu dans les gisements des Abannents et celle du plomb d'une série de galènes filoniennes de cette région (voir ci-dessous). Il démontre l'indépendance génétique du plomb de ces deux types d'échantillons. D'autre part, la référence à un modèle d'évolution de la composition isotopique au cours des temps géologiques amène cet auteur à attribuer à la limonite une formation post-tertiaire, sans plus de précision.

La barytine ou barite (sulfate de baryum)

Les gisements de barytine sont ici de type filonien. Les dépôts barytés s'accompagnent de sulfures métalliques divers. Dans la région, on trouve principalement les filons de Villers-en-Fagne et de Vierves. Deux autres petits gisements peuvent être également cités : Fagnolles et Dourbes.

Le gisement de barytine de Vierves s'est developpé dans un système de failles presque verticales et de direction NNW-SSE affectant les roches argileuses et calcaires dont l'âge s'étend de l'Eifelien au Frasnien. Seule, la partie du filon située dans le calcaire argileux eifelien est intéressante au point de vue barytine (teintée de rose par les oxydes de fer) dont la pureté est réputée (98 % de BaSO4). La partie exploitée est longue de 75 m et l'épaisseur de barytine varie de 1 à 6 m. Le filon est incliné 80° vers l'ouest. Ce minéral est associé à la calcite, très abondante, mais aussi à des sulfures comme la marcassite, la galène et la blende (Evrard, 1943).

Les premiers documents ayant trait à la présence de mines à Vierves datent du milieu du XIX^{e} siècle. La mine a été exploitée avec des périodes d'arrêt jusque dans les années 1960. L'exploitation s'y faisait par puits et quelques 20 mineurs y travaillaient. La quantité totale de barytine extraite n'a pu être clairement mise en évidence bien que divers tonnages à différentes époques de l'exploitation puissent être retrouvés (de Magnée, 1947 ; Bouko, 1979). Une tentative de réouverture dans les années 1980 aurait été tentée, en vain. Le développement au sein de l'entité de Viroinval d'activités tourisme-nature a toutefois permis de sauvegarder une partie de ce patrimoine économique par la création d'un écomusée de la barytine à l'emplacement de l'ancien puits dit « Saint Joseph » (Knapen *et al.*, 1984), toujours accessible à ce jour.

Additionnés de barytine, les bétons de protection de l'industrie nucléaire deviennent capables d'arrêter les rayonnements produits lors de la fission d'isotopes radioactifs et remplacent avantageusement le plomb. Le minéral trouve également une application en milieu hospitalier dans le domaine de la radiographie. Du fait de sa grande masse volumique, on s'en sert aussi dans les boues de forage. Ces applications sont relativement récentes. On l'utilise aussi, et c'était l'objet initial de l'extraction de la mine de Vierves, comme « charge » dans les peintures, le papier et le verre. Elle permet également de fabriquer différents pigments blancs qui noircissent très peu et qui sont abondamment utilisés dans la fabrication des peintures blanches (Blondieau, 1993).

La galène (sulfure de plomb)

Des exploitations fort anciennes pour le plomb sont connues dans la région dès l'époque romaine (série de publications intitulée « Les Mines de l'Entre-Sambre-et-Meuse », de J.L. Van de Roy). L'essentiel des efforts miniers s'est porté sur la période 1830-1870. Elles concernaient des gisements également filoniens. On ne retrouve que très peu de données chiffrées dans les archives. Le tableau 2 montre que peu de gisements ont eu des

productions importantes. Ces stations ne sont le plus souvent que de petits gisements aux stocks limités, peu puissants, irréguliers et difficiles à exploiter. Si par le passé, ils ont offert une certaine source de revenus aux habitants de la région, dans le contexte économique actuel, les gisements de la Calestienne ne présentent plus aucun intérêt. Les minerais y sont parfois de très bonne qualité mais les gisements sont malheureusement trop petits.

Minéraux exploités	Mines de l'Entre-Sambre-et-Meuse
Barytine	**- Mine du Viroin (Vierves,...) 150.000 tonnes de réserves probables .**
Galène (lavée) (Plomb)	- Villers-en-Fagne : 2.375 tonnes **- Mazée : 503 tonnes** **- Mine du Viroin : 96 tonnes** **- Mine de Dourbes : 58 tonnes**
Pyrite (lavée)	- Villers-en-Fagne : 18.435 tonnes **- Vierves : 750 tonnes** - Sautour et Vodecée : 2.600 + 14.690 = 27.290 tonnes
Blende et Calamine (Zinc)	- Sautour : 1.282 tonnes de cérusite + smithsonite lavées, dans un amas. - Vodecée : ?
Fluorine	- Foisches : ± 2.500 tonnes - Matagne-la-Grande : ?

Tabl. 2. Principaux gisements de l'Entre-Sambre-et-Meuse et leurs productions en minerai lavé (Blondieau, 1993).

De plus en plus discrédité aujourd'hui, le plomb était, par le passé, un métal stratégique. Aujourd'hui, son usage principal réside dans les batteries des véhicules automoteurs. Actuellement, des pigments de peinture sont encore des composés de plomb. On l'utilise aussi dans certains revêtements anti-corrosion (Blondieau, 1993).

La pyrite (sulfure de fer)

Bien que renfermant plus de 45 % de fer, la pyrite n'est presque jamais utilisée comme minerai de fer. En effet, son traitement est relativement onéreux et polluant. Par contre, elle est utilisée comme source de soufre, lui-même servant essentiellement dans l'industrie chimique pour la fabrication de l'acide sulfurique qui est un important produit de base (Blondieau, 1993).

Les concessions minières octroyées depuis 1793 et situées, en toute ou partie, sur la feuille Olloy-sur-Viron – Treignes sont les suivantes :

- Viroin (n°111, Pb, Zn et Pyrite), toujours existante (496 ha) ;

- Mazée (n°112, Pb et Pyrite), toujours existante (1273,51 ha) ;
- Dourbes (n°113, Pb), déchue le 20/05/1923 (426 ha) ;
- Olloy (n°114, Fe), déchue le 18/09/1923 (69,18 ha).

Le numéro est celui fixé officiellement par le Ministère de la Région wallonne.

Remerciements

Notre reconnaissance s'adresse à l'asbl DIRE - ULB de Treignes qui, par la mise à notre disposition de ses infrastructures et la chaleur de son accueil, a grandement facilité la réalisation de ce travail ainsi qu'au Centre Marie Victorin de Vierves et plus particulièrement Mr. Ph. Pérot, bibliothécaire, qui nous a fait découvrir nombre d'articles d'un grand intérêt.

Mme Saskia Bott, archéologue, a, par ses connaissances, précisé les quelques éléments archéologiques cités dans le texte.

Nous tenons à remercier, pour leur contribution dans les domaines stratigraphique et biostratigraphique Madame M. Coen-Aubert (coraux - Inst. roy. Sc. nat. Belg.), Monsieur J. Godefroid (brachiopodes - Inst. roy. Sc. nat. Belg.) ainsi que Madame I. Belanger et Monsieur P. Ghysel (I.R.S.N.B., S.G.B.) pour les discussions en géologie structurale.

Que Messieurs M. Dusar, P. Laga (B.G.D.) et J. Van der Sluys (V.M.W.) soient également remerciés pour les traductions de la légende de la carte, ainsi que Monsieur F. Boulvain (ULg) pour ses remarques pertinentes lors de la relecture. Nos remerciements s'adressent aussi à Mme F. Babun pour la réalisation des figures de cette notice.

BIBLIOGRAPHIE

Aldersons, F., 1981. Sédimentologie et géochimie de la Formation de Fromelennes (Givétien) à Nismes et à Dourbes. Mémoire présenté pour l'obtention du grade légal de licencié en Sciences géologiques et minéralogiques. Université Libre de Bruxelles, 111 p.

Ancion, Ch., 1952. Les minerais de fer de la Belgique. XIX^{e} Congrès Géologique International (Alger). Symposium sur les gisements de fer du monde, 2 : 75-91.

Asselberghs, E., 1938. La faille de Vireux (Ardenne française). *Bull. Soc. belge Géol., 48 : 210-217*.

Asselberghs, E., 1946a. La Belgique aux temps éodévoniens. *Bull. Cl. Sc. Acad. Roy. Belgique, 5ème série, 31 : 711-720*.

Asselberghs, E., 1946b. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 14, 598 p.*

Asselberghs, E. & Maillieux, E., 1938. La limite entre l'Emsien et le Siegenien sur le bord sud du bassin de Dinant. *Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belg., 14/57, 11 p*.

Avril, P., 1984. Carte des sols de la Belgique à l'échelle de 1/20 000 et texte explicatif. Carte de Treignes 192E - 58/6. *Ed. Centre de Cartographie des sols de la Belgique méridionale, I.R.S.I.A., Gembloux.*

Avril, P., 1986. Carte des sols de la Belgique à l'échelle de 1/20 000 et texte explicatif. Carte d'Olloy-sur-Viroin 192W - 58/5. *Ed. Centre de Cartographie des sols de la Belgique méridionale, I.R.S.I.A., Gembloux.*

Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, P. & Ribeiro, A., 1980. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Ann. Soc. Géol. Nord, 99 : 233-246*.

Bayet, L. *et al.*, 1888. Session extraordinaire annuelle tenue dans l'Entre-Sambre-et-Meuse du 17 au 19 septembre 1887. *Ann. Soc. Géol. Belg., 15 : 29-54*.

Bayet, L., 1899. Carte géologique de la Belgique : Olloy-Treignes, n°192. 1/40 000. *Commission géologique de Belgique*.

Beugnies, A., 1963. La massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France, 270, 155 p.*

Beugnies, A., 1967. La faille de Vireux à l'ouest de la Meuse. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 75/3 : 351-361.*

Beugnies, A., 1983. Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. Géol. Nord, 102/3 : 165-173*.

Beugnies, A., 1985. Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Ann. Soc. Géol. Nord, 104/2 : 87-95*.

Beugnies, A., Bonte, A., Goguel, J. & Waterlot, Y., 1963. Carte géologique détaillée de la France à l'échelle de 1/50 000 : Rocroi - XXIX-8. *Ed. Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.

Beugnies, A., Bonte, A. Charlet, J.M., Delattre, G., Ricour, J. & Waterlot, Y., 1970a. Carte géologique détaillée de la France à l'échelle de 1/50 000 : Givet - XXX-7. *Ed. Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.

Beugnies, A., Bonte, P., Dumont, P., Parent, J. & Waterlot, G., 1970b. La faille de Vireux à l'est de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Nord, 90/1 : 9-14.*

Beugnies, A. & Waterlot, G., 1965. Carte géologique détaillée de la France à l'échelle de 1/50 000 : Fumay - XXX-8. *Ed. Bureau de Recherches Géologiques et Minières*.

Birenheide, R., Coen-Aubert, M., Lütte, B.P. & Tourneur, F., 1991. Devonian coral bearing strata of the Eifel Hills and the Ardenne. *VI. International Symposium on fossil Cnidaria and Porifera, Münster, Guidebook Excursion B1, III + 113 p.*

Blockmans, S. & Dumoulin, V., sous presse. Carte géologique de Wallonie, Pondrôme Wellin, 59/5-6, 1/25.000. *Ministère de la Région wallonne.*

Blondeau, P., 1975. Aperçu de l'histoire du fer à Nismes et environs. *Parcs Nationaux, 30/4 : 118-120.*

Blondeau, P., 1980. Une nouvelle réserve Ardenne et Gaume - le « Tienne Breumont » à Nismes. *Parcs Nationaux, 35/1 : 4-12*.

Blondieau, M., 1993. Les ressources minérales de la Calestienne et leur exploitation. *In : De la Meuse à l'Ardenne, n°16, Entre Ardenne et Meuse asbl, rue Baronne Lemonnier, 96, Lavaux-Ste-Anne*.

Bonte, A. & Ricour, J., 1949. Contribution à la stratigraphie du Givétien. *Ann. Soc. Géol. Nord, 68 : 25-36.*

Bontemps, Th., 1988. Etude sur les schistes de Mondrepuis. Mémoire présenté pour l'obtention du grade légal de licencié en Sciences géologiques et minéralogiques. Université Libre de Bruxelles, 84 p.

Bouchez, T. & Quinif, Y., 1991. Les grottes de la région. *Lapiaz, n°8, Couvin-Nismes : 7-14*.

Bouckaert, J., Streel, M. & Thorez, J., 1968. Schéma bio-stratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. Géol. Belg., 91 : 317-336.*

Bouko, P., 1979. Le gisement de barytine de Vierves-sur-Viroin. *Mém. de fin d'études. Faculté Polytechnique de Mons, 69 p.*

Boulvain, F., 1993. Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques « F2j » du Frasnien de l'Ardenne. Fascicules 1 et 2. *Serv. Géol. Belgique, Prof. Paper, 1993/2 (260) : 1-436.*

Boulvain, F., 2001. Facies architecture and diagenesis of Belgian Late Frasnian carbonate mounds. *Sedimentary Geology, 145/3-4 : 269-294.*

Boulvain, F., Coen, M., Coen-Aubert, M., Bultynck, P., Casier, J.G., Dejonghe, L. & Tourneur, F., 1993. Les formations frasniennes du Massif de Philippeville. *Serv. Géol. Belgique, Prof. Paper 1993/1 (259), 37 p.*

Boulvain, F., Bultynck, P., Coen, M., Coen-Aubert, M., Lacroix, D., Laloux, M., Casier, J. G., Dejonghe, L., Dumoulin, V., Ghysel, P., Godefroid, J., Helsen, S., Mouravieff, N.A., Sartenaer, P., Tourneur, F. & Vanguestaine, M., 1999. Les Formations du Frasnien de la Belgique. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium, 44, 124 p.*

Boulvain, F. & Coen-Aubert, M., 1997. Le monticule frasnien de la Carrière du Nord à Frasnes (Belgique) : sédimentologie, stratigraphie séquentielle et coraux. *Serv. Géol. Belg., Prof. Paper 1997/3 (285), 47 p.*

Boulvain, F. & Herbosch, A., 1996. Anatomie des monticules micritiques du Frasnien belge et contexte eustatique. *Bull. Soc. géol. France, 167/3 : 391-398.*

Brasseur, J.P., 1980. Inventaire minéralogique de l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Mém. de fin d'études. Faculté Polytechnique de Mons. 58 p. et 86 p. en annexes.*

Brice, D., 1980. Le Givétien. *Mém. B.R.G.M., 109 : 9-25.*

Bultynck, P., 1966. Répartition stratigraphique de quelques conodontes dans le Couvinien. *Ann. Soc. Géol. Belg., 89 : B190-207.*

Bultynck, P., 1970. Révision stratigraphique et paléontologique (Brachiopodes et Conodontes) de la coupe type du Couvinien. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 36, 152 p.*

Bultynck, P., Casier, J.G., Coen, M., Coen-Aubert, M., Godefroid, J., Jacobs, L., Loboziak, S., Sartenaer, P. & Streel, M., 1988. Pre Congress excursion to the Devonian stratotypes in Belgium. *Bull. Soc. belge Géol., 96/3 : 249-288.*

Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Préat, A., Stainier, P., Steemans, Ph., Streel, M. & Tourneur, F., 1991. Les Formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 30, 106 p.*

Bultynck, P., Coen-Aubert, M. & Godefroid, J., 2000. Summary of the state of correlation in the Devonian of the Ardennes (Belgium – NE France) resulting from the decisions of the SDS. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 225 : 91-114.*

Bultynck, P. & Dejonghe, L., Eds., 2001. Lithostratigraphic scale of Belgium. *Geologica Belgica, 4/1-2.*

Bultynck, P. & Godefroid, J., 1974. Excursion G *In* : Bouckaert, J. & Streel, M. (Eds.) Guidebook International Symposium on Belgian Micropaleontological Limits from Emsian to Visean, Namur, September 1-10, 1974. *Serv. Géol. Belg., 44 p.*

Bultynck, P. & Hollevoet, C., 1999. The Eifelian-Givetian boundary and Struve's Middle Devonian Great Gap in the Couvin area (Ardennes, southern Belgium). *Senckenbergiana lethaea, 79 : 3-11.*

Camerman, C., 1939. Données sur la constitution chimique des argiles belges. *Bull. Soc. belge Géol., 49 : 80-115.*

Casier, J.-G., Préat, A & Kasimi, R., 1992. Ostracodes et Sédimentologie du sommet de l'Eifelien et de la base du Givetien, à Couvin (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., Sc. Terre, 62 : 75-108.*

Cattelain, P., 1991. Le patrimoine archéologique des grottes de la région du Viroin. *Lapiaz, n°8, Couvin-Nismes : 25-32.*

Cauet, S., 1985. Géologie et métallogénie des paléokarsts de la région de Nismes-Couvin (Province de Namur). *Bull. Soc. belge Géol., 94/2 : 165-170.*

Cibaj, I., 1992. Structures sédimentaires dans les Grès de Vireux (Dévonien inférieur). La coupe du Mont Vireux, Ardenne méridionale. *Ann. Soc. Géol. Nord, 2ème série, 1/4 : 195-203.*

Coen, M. & Coen-Aubert, M., 1971. L'Assise de Fromelennes aux bords sud et est du Bassin de Dinant et dans le Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. Geol. Belg., 94/1 : 5-20.*

Coen-Aubert, M., 1992. Rugueux coloniaux mésodévoniens du Fondry des Chiens à Nismes (Ardenne, Belgique). *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., Sc. Terre, 62 : 5-21.*

Coen-Aubert, M., 1994. Stratigraphie et systématique des Rugueux de la partie moyenne du Frasnien de Frasnes-lez-Couvin (Belgique). *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., Sc. Terre, 64 : 21-56.*

Cornet, F.-L., 1877. Mines et carrières. *In* : Van Bemmel, E. : Patria Belgica, Encyclopédie nationale ou exposé méthodique de toutes les connaissances relatives à la Belgique ancienne et moderne, physique, sociale et intellectuelle. *Tome 1 : Belgique Physique : 193-240, Bruxelles.*

Cornet, J., 1901. Note préliminaire sur la composition minéralogique des argiles et des limons. *Ann. Soc. Géol. Belg., 28 : 240-244*.

Cornet, Y., 1995. L'encaissement des rivières ardennaises au cours du Quaternaire. *In* : Demoulin, A. (Ed.) : L'Ardenne. Essai de géographie physique. *Département de Géographie physique et Quaternaire, Université de Liège : 155-177.*

Dejonghe, L., 1998. Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie à 1/25 000. *Ministère de la Région wallonne, 47 p.*

Dejonghe, L., Ed., 2006. Chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas, *Geologica Belgica, 9/1-2*.

Delmer, A., 1913. La question du minerai de fer en Belgique. 1ère partie : Les gisements de minerai de fer en Belgique. *Ann. Mines Belg., 108 + CIV p*.

Delvaux de Fenffe, D. & Laduron, D., 1991. Caledonian and Variscan structures in the Rocroi - Ardenne Lower Paleozoic basement (Belgium and adjacent countries). *Ann. Soc. Géol. Belg., 114/1 : 141-162.*

de Magnée, I., 1947. Les gisements de barytine belges. *In* Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg.) : Congrès 1947 – Section Géologie. *Vaillant-Carmanne, Liège : 113-115.*

d'Omalius d'Halloy, J.J., 1839. Eléments de Géologie ou seconde partie des éléments d'inorganomie particulière. *Levrault, Paris, 759 p.*

Dreesen, R. & Thorez, J., 1980. Sedimentary environments, conodont biofacies and palaecology of the belgian Famennian (Upper Devonian) - an approach. *Ann. Soc. Géol. Belg., 103 : 97-110.*

Dumont, A., 1848. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. II : Terrain rhénan. *Mém. Acad. roy. Belg., 22 : 1-451.*

Dumoulin, V. & Blockmans, S., 2008. Le passage latéral entre les formations de Couvin et de Jemelle (Eifelien) au bord sud du Synclinorium de Dinant (Belgique) : introduction du Membre du Vieux Moulin - Formation de Jemelle. *Geologica Belgica, 11 : 25-33.*

Dumoulin, V., Coen, M. & Blockmans, S., 2006. Les coupes de référence et au-delà... la cartographie géologique : le cas de la Formation de Couvin et le passage de celle-ci à la Formation de Jemelle. *Géologie de l'Ardenne occidentale, journées spécialisées, Givet, 4-6 mai 2006, Géologie de la France, n° 1-2 : 41-44.*

Dumoulin, V. & Marion, J.-M., 1998. Carte géologique de Wallonie, Sautour-Surice 58/1-2, 1/25 000. *Ministère de la Région wallonne.*

Dupont, E., 1892. Les calcaires et schistes frasniens dans la région de Frasne. *Bull. Soc. belge Géol., 6 : 171-218.*

Duvigneaud, J., 1966. Les dépôts de tuf fossile dans les régions de Treignes et de Dourbes. *Les Naturalistes Belges, 47 : 407-408.*

Duvigneaud, J., 1981. Une nouvelle réserve d'Ardenne et Gaume : le Tienne Breumont à Nismes (Province de Namur, Belgique). *Natura Mosana, 34/2 : 57-79.*

Ecomusée de la Région de Viroin – ULB. À la découverte du Musée de la Vie et des Technologies Rurales. *Rue de la Gare, 81, 5670 Treignes, 25 p.*

Errera, M., Mamet, B. & Sartenaer, P., 1972. Le Calcaire de Givet et le Givetien à Givet. *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., Sc. Terre, 48/1 : 1-59.*

Evrard, P., 1943. Les relations entre sulfures de la mine de baryte de Vierves (vallée du Viroin, sud de la Province de Namur). *Ann. Soc. Géol. Belg., 66 : B207-211*.

Forir, H., 1899. Carte géologique de la Belgique à 1/40 000, n°183. Sautour-Surice. *Commission géologique de Belgique*.

Forir, H., 1900. Carte géologique de la Belgique à 1/40 000, n°193. Felenne-Vencimont. *Commission géologique de Belgique*.

Foucault, A. & Raoult, J.-F., 1984. Dictionnaire de Géologie. *2e édition, Masson, 347 p.*

Fourmarier, P., 1924. La Faille de Vireux. *Ann. Soc. Géol. Belg., 47 : B229-231.*

Foumarier, P., 1931. Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg., 54 : B364-384*.

Fourmarier, P., 1932. Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le « charriage du Condroz ». *Ann. Soc. Géol. Belg., 56 : 249-259*.

Fourmarier, P., 1954. La Tectonique. *In :* P. Fourmarier (Ed.) : Prodrome d'une description géologique de la Belgique, *Soc. Géol. Belg. : 609-744.*

Fourneau, R., 1980. Le Parc naturel Viroin-Hermeton. Monographie n°1 (avec carte géomorphologique à 1/10 000), *Centre Marie Victorin, Vierves-sur-Viroin, 25 p.*

Fourneau, R., 1987. Les sites naturels d'intérêt géographique du sud de l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Bull. Comm. Roy. Mon. Sites, 14 : 31-47.*

Fourneau, R., 1993. Carte géomorphologique et géomorphologie de la Wallonie occidentale. *Le point sur le I de géographie, 2, 28 p.*

Geurts, M.A., 1976. Genèse et stratigraphie des travertins de fond de vallée en Belgique. *Acta Geographica Lovaniensia, 16, 104 p.*

Godefroid, J., 1968. Contribution à l'étude du Couvinien entre Wellin et Jemelle (Bord sud du Bassin de Dinant). *Mém. Cl. Sc. Acad. Roy. Belg., Coll. in 4°, 2ème série, 17/3, 79 p.*

Godefroid, J., 1979. Les Schistes et Grès coquilliers de Pesche ou Formation de Pesche (Dévonien Inférieur) à l'étang de Pèrnelle à Couvin. *Ann. Soc. Géol. Belg., 101 : 305-319*.

Godefroid, J., 1980. Le genre *Brachyspirifer* Wedekind, R., 1926 dans le Siegenien, l'Emsien et le Couvinien du bord méridional du Synclinal de Dinant. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belg., n°52.*

Godefroid, J., 1982. Gedinnian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. Historical subdivisions and brachiopod biostratigraphy, a synopsis. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 55 : 97-134.*

Godefroid, J., 2001. Description de quelques brachiopodes Spinocyrtiidae (Spiriferida) du Dévonien inférieur de Belgique. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belg., Sc. Terre, 71 : 5-30.*

Godefroid, J., Blieck, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., Meilliez, F., Stainier, P., & Steemans, P., 1994. Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique, 38, 144 p.*

Godefroid, J. & Jacobs, L., 1986. Atrypidae (Brachiopoda) de la Formation de Fromelennes (fin du Givetien) et de la partie inférieure de la Formation de Nismes (début du Frasnien) aux bords sud et sud-est du Synclinorium de Dinant (Belgique). *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belg., Sc. Terre, 56 : 67-136*.

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

Godefroid, J. & Stainier, P., 1988. Les Formations de Vireux et de Chooz (Emsien Inférieur et Moyen) au bord sud du Synclinorium de Dinant entre les villages d'Olloy-sur-Viroin (Belgique) à l'Ouest et de Chooz (France) à l'Est. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belg., Sc. Terre, 58 : 95-173*.

Goffette, O., Liégeois, J.P. & André, L., 1991. Âge U-Pb sur zircon dévonien moyen à supérieur du magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardenne, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, 312/2 : 1155-1161.*

Gosselet, J., 1860. Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. *L. Martinet, Paris.*

Gosselet, J., 1864. Coupe géologique de la vallée de la Meuse, de Mézières à Givet. *Bull. Soc. Géol. France, 2ème série, 21 : 304-309.*

Gosselet, J., 1871. Esquisse géologique du département du Nord et des contrées voisines. III. Terrain dévonien. *Bull. scientifique, historique et littéraire du département du Nord, 3ème année : 153-159, 210-218, 255-261, 291-301, 316-325.*

Gosselet, J., 1874. Carte géologique de la bande méridionale des calcaires dévoniens de l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Bull. Acad. Roy. Belgique, 2ème série, 37 : 81-114.*

Gosselet, J., 1876. Le Calcaire de Givet. 1ère partie : le Calcaire de Givet sur le littoral de l'Ardenne dans l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Ann. Soc. Géol. Nord, 3 : 36-54.*

Gosselet, J., 1880. Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. 1er fascicule : Terrains primaires. *Soc. Géol. Nord, 167 p.*

Gosselet, J., 1887. 6e Note sur le Famennien. *Ann. Soc. Géol. Nord, 14: 130-145.*

Gosselet, J., 1888. L'Ardenne. *Ministère des travaux publics, Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Baudry et Cie, Paris, 889 p.*

Gosselet, J. & Malaise, C., 1868. Observations sur le terrain silurien de l'Ardenne. *Bull. Acad. roy. Belg., 2ème série, 26 : 61-118.*

Goudalier, M., Lamarche, J., Pilon, W. & Meilliez, F., 1992. La coupe du Moulin de Fétrogne (Dévonien inférieur, bord nord du Massif de Rocroi). *Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes, 82 : 22-26.*

Grimberieux, J., Laurant, A. & Ozer, P., 1995. Les rivières s'installent. *In* : Demoulin, A. (Ed.) : L'Ardenne. Essai de géographie physique. *Département de Géographie physique et Quaternaire, Université de Liège : 94-109.*

Groessens, E., 1981. L'industrie du marbre en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 31 : 219-253.*

Gullentops, F. & Mullenders, J., 1972. Âge et formation des dépôts de tuf calcaire holocène de Belgique. *Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, 67 : 113-135.*

Hedberg, H., 1976. International stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. *John Wiley & Sons, 200 p.*

Helsen, S. & Bultynck, P., 1992. Conodonts and megafauna from two sections at Nismes and Mariembourg (Frasnian of the southern flank of the Dinant Synclinorium, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg., 115 : 145-157.*

Hugon, H., 1983. Structures et déformations du Massif de Rocroi (Ardennes). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 15/2 : 109-143.*

Humblet, M. & Boulvain, F., 2001. Sedimentology of the Bieumont Member : Influence of the Lion Member carbonate mounds (Frasnian, Belgium) on their sedimentary environment. *Geologica Belgica, 3/1-2 : 97-118.*

Janssen, A. & Swennen, R., 1999. Petrography and geochemistry of the travertine deposit at Treignes (S. Belgium). *Bull. Soc. belge Géol., 106 : 97-115.*

Khatir, A., 1990. Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France). *Société géologique du Nord, Publication n° 18, 293 p.*

Kasimi, R. & Préat, A., 1996. Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eifféliennes-givétiennes franco-belges. Deuxième partie : Cyclostratigraphie et paléostructuration. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine, 20 : 61-90.*

Knapen, B., Dhoine, C., Baudry, D. & Vanderlinden, M., 1984. Rapport d'exploration du puits St Joseph (Vierves) par le spéléo-club de Schaerbeek. *Speleo Flash*, 144 : 12-13.

Lacquement, F., 2001. L'Ardenne varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. *Société Géologique du Nord, Publication n°29, 285 p.*

Lacquement, F., Mansy, J.-L., Meilliez, F., Van Vliet - Lanoë, B., Coen, M., Dumoulin, V. & Lemonne, E., 2006 : Carte géologique de la feuille de Givet au 1/50 000 et sa notice explicative. *Ed. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.*

Leriche, M., 1931. Les poissons famenniens de la Belgique. Les faciès du Famennien dans la région gallo-belge. *Mém. Acad. roy. Belg., Cl. Sc., 2ème série, 10/5, 72 p.*

Maillieux, E., 1907. Compte rendu de l'excursion dans les environs de Couvin : les 14 et 15 août 1906 de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. *Bull. Soc. belge Géol., 21 : 133-167.*

Maillieux, E., 1910. Observations sur la nomenclature stratigraphique adoptée en Belgique, pour le Dévonien et conséquences qui en découlent. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. & Hydrol., 24 : 214-231.*

Maillieux, E., 1913. Nouvelles observations sur le Frasnien et en particulier sur les paléorécifs de la plaine des Fagnes. *Bull. Soc. belge Géol., Mém., 27 : 67-104*.

Maillieux, E., 1914. Nouvelle contribution à l'étude des récifs coralligènes du Frasnien. *Bull. Soc. belge Géol., 28 : 82-93.*

Maillieux, E., 1922. Traversée centrale de la Belgique par la vallée de la Meuse et ses affluents de la rive gauche. 1re partie : Le Dévonien du bord méridional du Synclinal de Dinant. *XIII^{éme} Congrès Géologique International (Belgique), Livret-guide de l'excursion A2 : 8-31.*

Malengreau, B., Brodkom, F., Stasse, V. & Laduron, D., 1991. Analyse structurale de la déformation polyphasée dans le bord nord du Massif de Rocroi (Région de Lahonry). *Bull. Soc. belge Géol., 100/1-2 : 121-134*.

Marion, J.-M. & Barchy, L., 1999. Carte géologique de Wallonie, Chimay-Couvin 57/7-8, 1/25 000. *Ministère de la Région wallonne*.

Marion, J;-M., & Barchy, L., 2001. Carte géologique de Wallonie, Momignies-Seloignes 57/5-6 1/25 000. *Ministère de la Région wallonne*.

Martel, E.-H. & Van den Broeck, E., 1906. Abannets de Nismes (Belgique). *Traductions et reproductions de la Soc. belge Géol. Paléont. et Hydrol., 20 : 3-5*.

Matte, P., 1995. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale. *Pour la Science (hors série), juin 1995 : 54-55.*

Matte, P. & Hirn, A., 1988. Généralités sur la chaîne varisque d'Europe, coupe complète de la chaîne sous l'ouest de la France. *In* : Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil nord de la France. Programme ECORS. *Editions Technip, Paris : 197-222.*

Meilliez, F., 1984. La Formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. Géol. Nord, 103/1 : 37-53.*

Meilliez, F., 1989. Importance de l'événement calédonien dans l'Allochtone ardennais. Essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque. *Thèse de doctorat es Sciences, l'Université de Maine, 519 p.*

Meilliez, F. & Mansy, J.L., 1990. Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. Géol. France, 8, 6/1 : 177-188.*

Mertens, J., 1952. L'église Saint-Servais à Dourbes. *Ann. Soc. Archéol. Namur, 46 : 121-146*.

Milhau, B., Brice, D. & Meilliez, F., 1989. Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne). *Ann. Soc. Géol. Nord, 107 (4) : 271-280.*

Monty, C., Van Laer, P., Maurin, A.F. & Bernet-Rollande, M.C., 1988. The Upper Devonian mud mounds from the south western Dinant Synclinorium. *In* : Herbosch, A. (Ed.), IAS 9th European Regional Meeting, Excursion Guidebook. *Belgian Geological Survey : 157-176.*

Mouravieff, A.N. & Bouckaert, J., 1973. Maillieux's (1940) *Manticoceras intumescens* (BEYRICH) in the Belgian Frasnian with respect to the conodont zonation. *Geologica et Palaeontologica, 7 : 93-95*.

Mourlon, M., 1884. Sur les amas de sables et les blocs de grès disséminés à la surface des collines fameniennes dans l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Bull. Acad. Roy. Sc. Belg., 3e série, 7 : 295-303.*

Mullenders, W., Duvigneaud, J. & Coremans, M., 1963. Une tourbière en pays calcaire. Présence à Treignes de dépôts importants du tuf calcaire et de tourbe. *Bull. Assoc. Nat. des Prof. de Biol. de Belgique, 9 : 198-209*.

Neuray, Cl., Quinif, Y. & Van Mol, J.-J., 1987. Itinéraire de la Calestienne. 28 km à travers les paysages calcaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse, de Couvin à Treignes. *Coll. Hommes et Paysages. Soc. Roy. Belge Géogr. - coéd. D.I.R.E., 41 p.*

Parent, J. & Dumont, P., 1964. La géologie du site de la centrale nucléaire de Chooz (Ardennes françaises). *Bul. Soc. belge Géol., 73 : 519-530.*

Pel, J., 1975. Etude sédimentologique et stratigraphique du Givetien, Synclinorium de Dinant, de Givet à Liège. *Coll. Public. Fac. Sc. Appl. Univ. Liège, 53 : 61-113.*

Pissart, A., 1995. L'Ardenne sous le joug du froid. Le modelé périglaciaire du massif ardennais. *In* : Demoulin, A. (Ed.) : L'Ardenne. Essai de géographie physique. *Département de Géographie physique et Quaternaire, Université de Liège : 136-154.*

Pottiez, J., 1962. Essai de cartographie géomorphologique détaillée. La région du Viroin. *Mémoire Fac. Sciences, Louvain, 130 p.*

Préat, A., Ceuleneer, A. & Boulvain, F., 1987. Etude sédimentologique des calcaires du Givetien inférieur d'Olloy-sur-Viroin (Bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord, 106 : 251-265.*

Préat, A. & Mamet, B., 1989. Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bull. Centr. Rech. Expl.-Prod. Elf Aquitaine, 13 : 47-86*.

Préat, A. & Weis, D., 1994. Variations du niveau marin dans le Dévonien carbonaté de Belgique : approches sédimentologique et séquentielle (première partie). *Bull. Soc. Géol. France, 165/5 : 469-483*.

Quinif, Y., 1989. Paleokarsts of Belgium. *In* : Bosak, P., Ford, D.C., Glazek, J. & Horacek, I. (Eds) : Paeokarsts. A systematic and Regional Review. *Elsevier and Acadelia. Amsterdam and Praha.*

Quinif, Y., 1991a. Le karst d'avant les grottes actuelles : les Abannets. *Lapiaz, n°8, Couvin-Nismes : 22-23*.

Quinif, Y., 1991b. Les grottes de Neptune et l'Eau Noire souterraine. *Lapiaz, n°8, Couvin-Nismes : 15-21*.

Robaszynski, F. & Dupuis, C., 1983. Guides géologiques régionaux - Belgique. *Ed. Masson, 204 p.*

Sandberg, C.A., Ziegler, W., Dreesen, R. & Butler, J.L., 1992. Conodont biochronology, biofacies, taxonomy and event stratigraphy around Middle Frasnian Lion Mudmound (F2h), Frasnes, Belgium. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 150 : 1-87.*

Sartenaer, P., 1968. De l'importance stratigraphique des Rhynchonelles famenniennes situées sous la zone à *Ptychomaletoechia omaliusi* (Gosselet, J., 1877). Cinquième note : *Paromoeopygma* n. gen. *Bull. Inst. r. Sci. nat Belg., 44/42.*

Sartenaer, P., 1970. Le contact Frasnien-Famennien dans la région de Houyet – Han-sur-Lesse. *Ann. Soc. Géol. Belg., 92 : 345-357.*

Sartenaer, P., 1972. De l'importance stratigraphique des Rhynchonelles famenniennes situées au-dessus de la zone à *Ptychomaletoechia omaliusi* (Gosselet, J., 1877). Première note : *Cavatisinurostrum* n. gen. *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., Sc. Terre, 48/2.*

Sartenaer, P. 1974. La Zone à *Caryorhynchus tumidus*, zone nouvelle de la partie supérieure du Frasnien. *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., Sc. Terre, 50/6.*

Sartenaer, P. 1982. The presence and significance of *Spirifer bisinus, S. malaisi, S. supradisjunctus* and *S. seminoi* in Frasnian beds of western Europe. *In :* Bigey *et al.,* Papers on the Frasnian-Givetian boundary. *Serv. Géol. Belgique : 122-156.*

Sauvage, C. & Buvignier, A., 1842. Statistique minéralogique et géologique du département des Ardennes, suivie d'une notice sur la minérallurgie du département et de la description de plusieurs espèces fossiles nouvelles. Mézières.

Souchez, R., 1963. Le relief de la région de Couvin-Nismes en tant que paléokarst de climat chaud et humide. *Bull. Soc. belge Etudes Géogr., 32/2 : 269-280.*

Steemans, P., 1989. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belg., 112/1 : 103-119*.

Struve, W., 1982. Neue Untersuchungen über *Geesops* (Phacopinae ; Unter- und Mittel-Devon). *Senckenbergiana lethaea*, *63 : 473-495*.

Swysen, L., 1971. Les lapiés du « Fondry des Chiens » à Nismes (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg., 94 : 165-171.*

Swysen, L., 1973. Pour une protection dynamique du site des Abannets (Nismes, Belgique). *Parcs Nationaux, 28/2 : 109-112.*

Symoens, J.J., Duvigneaud, P. & Vanden Berghen, C., 1951. Aperçu sur la végétation des tufs calcaires de la Belgique. *Bull. Soc. Roy. Bot. Belg., 83 : 329-352.*

Tavernier, R., 1954. Le Quaternaire. *In :* P. Fourmarier (Ed.) : Prodrome d'une description géologique de la Belgique, *Soc. Géol. Belg. : 555-589.*

Thorent, A., 1839. Mémoire sur la constitution géologique de la partie nord du département de l'Aisne, touchant au royaume de Belgique, et de l'extrémité du département du Nord. *Mém. Soc. Géol. France, 3 : 239-260*.

Tsien, H.H., 1969. Contribution à l'étude des Rugosa du Couvinien dans la région de Couvin. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 25, 173 p.*

Tsien, H.H., 1974. Excursion J. *In* : Bouckaert, J. et Streel, M. (Eds). Guidebook International Symposium on Belgian Micropaleontological Limits from Emsian to Visean, Namur, September 1-10, 1974. *Serv. Géol. Belg., 34 p.*

Tsien, H.H., 1975. Introduction to the Devonian reef development in Belgium. *In :* 2e Symposium International sur les Coraux et Récifs coralliens fossiles, Livret-Guide Excursion C. *Serv. Géol. Belg. : 3-43.*

Vandelaer, E., Vandormael, C. & Bultynck, P., 1990. Biofacies and refinement of conodont succession in the Lower Frasnian (Upper Devonian) of the type area (Frasnes-Nismes, Belgium). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 117 : 321-351.*

Van den Broeck, E., Martel, E. & Rahir, E., 1910. Cavernes et rivières souterraines de la Belgique. *H. Lamertin, Bruxelles, T.1 : 183-313.*

Van de Roy, J.L. Dourbes. *Les Mines de l'Entre-Sambre-et-Meuse, 12 p.*

Van de Roy, J.L. Les filons de Treigne. *Les Mines de l'Entre-Sambre-et-Meuse, 17 p.*

Van de Roy, J.L. La mine du Viroin. *Les Mines de l'Entre-Sambre-et-Meuse, 46 p.*

Van de Roy, J.L. Mazée. *Les Mines de l'Entre-Sambre-et-Meuse, 19 p.*

Van de Roy, J.L. Olloy. *Les Mines de l'Entre-Sambre-et-Meuse, 10 p.*

Van Frausum, A., 1987. Reconstructie van paleomilieus aan de hand van ostracoda uit holocene kalktufafzettingen van de Fonds de Ry te Treignes. *Unpubl. M. Sc. thesis, K.U. Leuven, 1-15 & 77-94*.

Van Frausum, A. & Wouters, K., 1990. Ostracoda from Holocene calcareous tufa deposits in southern Belgium : a palaeoenvironmental analysis. *In* : Whatley, R. & Maybury, C. (eds.) Ostracoda and global events. *Chapman and Hall : 505-511.*

Van Vliet, B., 1971. La haute terrasse à l'est d'Aubrives. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol., 80 : 11-20.*

Voisin, L., 1987. Les ardoisières de l'Ardenne. *Ed. Terres Ardennaises, Charleville-Mézières, 257 p.*

Waterlot, G., 1969. Le Paléozoïque en Ardenne française. *Ann. Soc. Géol. Nord, 89/1 : 5-22.*

Waterlot, G., Beugnies, A. & Bintz, J., 1973. Guides géologiques régionaux - Ardenne, Luxembourg. *Masson & Cie, Paris, 206 p.*

Weis, D. & Préat, A., 1994. Variations du niveau marin dans le Dévonien carbonaté de Belgique : approches géoghimique et isotopique (Sr, C et O) (deuxième partie). *Bull. Soc. Géol. France, 165/5 : 485-497*.

Ziegler, P. A., 1990. Geological atlas of Western and Central Europe. *Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, 2nd ed., 239 p.*

ANNEXE

Liste des captages

Dénomination du captage	Commune	X	Y
Village	Philippeville	164193	88134
Pré Dumont	Viroinval	165862	86988
Vierves E1	Viroinval	1169580	85518
Résidence de la Fontaine	Viroinval	169642	78680
Matignolles	Viroinval	170235	87725
Fontaine aux Chevaux	Viroinval	171381	80246

Ministère de la Région wallonne 1999, Division de l'eau (X,Y = coordonnées Lambert 72).

FARBEN- UND ZEICHENERKÄRUNG – *LEGENDE* - LEGEND

Formationsgrenze - *Formatiegrens* - Geological boundary

Formationsgrenze unter Bedeckung - *Begrenzing onder bedekking* - Geological boundary under covering

Verwerfung - *Breuk* - Fault

Überschiebung - *Overschuiving* - Overthrust

Hypothetische Verwerfung - *Hypothetische breuk* - Hypothetical fault

Verwerfung unter Bedeckung - *Breuk onder bedekking* - Fault under covering

Muldenachse - *Syncline as* - Synclinal axis

Sattelachse - *Anticline as* - Anticlinal axis

a Schichten normal gelagert : Streichen und Fallen (a) - *Strekking en helling (a) : normaal hellende lagen* - Strike and dip (a) : inclined strata

Schichten vertikal senkrecht gelagert : Streichen - *Strekking: verticale lagen* - Strike of vertical strata

Horizontale Schichten - *Horizontale lagen* - Horizontal strata

a Schichten übergekippt : Streichen und Fallen (a) - *Strekking en helling (a) : overhellende lagen* - Strike and dip (a) : overturned strata

a Geneigte Schieferung : Streichen und Fallen (a) - *Strekking en helling (a) : druksplijting* - Strike and dip (a) : cleavage

T Kalktuffbildung - *Travertijn* - Travertine

Pb Bleihaltige Mineralisation - *Loodhoudende mineralisatie* - Lead ore deposits

Fe Limonitischer Hut- *Ijzeren hoed* - Gossan

Ba Baryt - *Bariet* - Barite

Karstquelle - *Resurgentie* - Resurgence

Steinbruch im Betrieb - *Steengroeve in uitbating* - Working quarry

Steinbruch außer Betrieb -*Verlaten steengroeve* - Disused quarry

Aufgeschütteter Steinbruch - *Opgevulde steengroeve* - Filled quarry

Verlassenes Bergwerk - *Oude mijn* - Old mine

Pumpwerk - *Waterwinning* - Water-catchment

X

Ansschüttung
Grondophoging
Fill

AMO

Jüngere alluviale Ablagerungen : Geröll, Kies, Sand, Ton und Lehm.
Modern alluvium : keien, grind, zand, klei en leem.
Modern alluvial deposits : cobble, gravel, sand, clay and loam.

ALA

Ältere alluviale Ablagerungen : Geröll, Kies, Sand, Ton und Lehm.
Oud alluvium : lkeien, grind, zand, klei en leem.
Ancient alluvial deposits : cobble, gravel, sand, clay and loam.

SBL

Tonige und sandige Ablagerungen, Auffüllungen von Karstsenken.
Kleiige en zandige sedimenten als geïsoleerde afzettingen of als karstopvullingen.
Clay and sandy deposits in sinkholes.

FAM

Famenne Formation : grüne Tonschiefer mit seltenen siltig-sandigen Einschaltungen.
Formatie van de Famenne : groene schiefer met zeldzame siltig-zandige intercalaties.
Famenne Formation : green shales with few silty-sandy intercalations.

MAT

Matagne Formation : dunkelgrüne und schwarze feinblätterige Schiefer, an der Basis seltene Kalkknollen und Kalksteinschichten von mehreren cm Mächtigkeit.
Formatie van Matagne : donkergroene en zwarte fijnbladerige schiefer met naar de basis toe zeldzame kalkknollen en cm dikke kalksteenlaagjes
Matagne Formation : dark green and black fissile shales with rare nodules and thick beds of limestone to the base.

NEU

Neuville Formation : grauer knolliger, toniger Kalkstein in Bänken von mehreren dm, grüne Schiefer mit zahlreichen grauen Kalkknollen ; rote Mudmounds (Petit-Mont Glied).
Formatie van Neuville : grijze nodulaire kleiige kalksteen in banken van verscheidene dm dikte en groene schiefer met talrijke grijze kalkknollen ; rode biohermen (mud mounds) (Lid van Petit-Mont).
Neuville Formation : grey nodular argillaceous limestone in pluridecimeter beds and green shales rich in grey calcareous nodules ; red mud mounds (Member of Petit-Mont).

GBR

Grands Breux Formation :
Formation van Grands Breux :
Grands Breux Formation :

BOU

Boussu-en-Fagne Glied : dunkelgrüne Schiefer mit Kalkknollen und -linsen.
Lid van Boussu-en-Fagne : donkergroene schiefer met kalkknollen en -lenzen.
Boussu-en-Fagne Member : dark green shales with nodules and lenticular beds of limestones.

LIO

Lion Glied: Bioherme : graue bis hellgraue massive Kalksteine mit riffbildenden Organismen.
Lid van Lion : biohermen : grijze tot lichtgrijze massieve kalksteen met rifopbouwende organismen.
Lion Member : bioherms : grey to light grey massive limestone with reef-building organisms.

BMT

Bieumont Glied : dunkelgraue tonige Kalksteine in Schichten von mehreren dm Mächtigkeit.
Lid van Bieumont : donkergrijze kleiige kalksteen in verscheidene dm dikke banken.
Bieumont Member : dark grey argillaceous limestone in dm to pluridecimetric thick beds.

MLX

Moulin Liénaux Formation
Formation van Moulin Liénaux
Moulin Liénaux Formation

ERM

Ermitage Glied : dunkelgrüne Schiefer mit Kalkknollen und -linsen.
Lid van Ermitage : donkergroene schiefer met kalkknollen en -lenzen.
Ermitage Membe : dark green shales with nodules and lenticular beds of limestones.

ARC

Arche Glied : Bioherme : graue bis hellgraue und rote massive Kalksteine mit riffbildenden Organismen.
Lid van Arche : biohermen : grijze tot lichtgrijze en rode massieve kalksteen met rifopbouwende organismen.
Arche Membe : bioherms : grey to light grey and red massive limestone with reef-building organisms.

CHA

Chalon Glied : dunkelgraue tonige Kalksteine in Schichten von mehreren cm Mächtigkeit und graue Schiefer mit zentimeterdicken Kalkknollen.
Lid van Chalon : donkergrijze kleiige kalksteen in cm dikke banken en grijze schiefer met cm dikke kalkknollen.
Chalon Member : dark grey clayey limestone in cm thick beds and grey shale with cm thick limestone nodules.

NIS

Nismes Formation : grünliche Schiefer mit vereinzelten kalkhaltigen Horizonten im unteren Teil.
Formatie van Nismes : groenachtige schiefer met enkele kalkhoudende niveaus aan de basis.
Nismes Formation : greenish shale with some calcareous levels at the base.

FRO

Fromelennes Formation : feinkörniger und grauer Kalkstein in Bänken von mehreren dm Mächtigkeit ; Schiefer und toniger Kalkstein an der Basis.
Formatie van Fromelennes : fijne, grijze kalksteen in dm tot verscheidene dm dikke banken ; schiefer en kleiige kalksteen aan de basis.
Fromelennes Formation : fine limestone and grey limestone in decimetric to pluridecimetric beds ; shale and argillaceous limestone at the base.

MHR

Mont d'Haurs Formation : dunkelgraue feine und grobe Kalksteine in Schichten von mehreren dm bis zu 1m.
Formatie van Mont d'Haurs : donkergrijze fijne en grove kalksteen in dm tot 1m dikke banken.
Mont d'Haurs Formation : dark grey fine and coarse limestone in several dm to 1 m thick beds.

THR

Terres d'Haurs Formation : dunkele tonige Kalksteine in dünnen Schichten.
Formatie van Terres d'Haurs : donkere kleiige kalksteen in dunne banken.
Terres d'Haurs Formation : dark argillaceous limestone in thin beds.

TRF

Trois-Fontaines Formation : Krinoidenkalkstein, Biostrom mit Stromatoporen und feinlaminierte Kalksteine.
Formatie van Trois-Fontaines : crinoïdenkalksteen, biostroom met stromatoporen en fijn gelamineerde kalksteen.
Trois-Fontaines Formation : crinoidal limestone, biostrome with stromatoporoids and finely laminated limestone.

HNT

Hanonet Formation : dunkele tonige Kalksteine bis Kalkschiefer, in dm mächtigen Schichten, gelegentlichauch mehrere dm mächtig ; laterale Faziesänderung mit Übergang in helleren Krinoidenkalksteinen.
Formatie van Hanonet : donkere kleiige kalksteen tot kalkschiefer in dm dikke banken, soms meerdere dm dik ; laterale faciesverandering:overgang naar blekere crinoïdenkalksteen.
Hanonet Formation : dark argillaceous limestone to calcareous shale in dm to several dm thick beds ; lateral facies variation : transition to lighter coloured crinoidal limestone.

JEM

Jemelle Formation
Formatie van Jemelle
Jemelle Formation

CVE

Chavées Glied : grüne sandige Siltsteine mit dünnen sandigen Horizonten ; im oberen Drittel der Formation Bioherme mit Krinoiden und tafelförmigen Stromatoporen.
Lid van Chavées : groene zandige siltsteen met dunne zandige niveaus : biohermen bestaande uit lichtgrijze massieve kalksteen met crinoïden en tabulaire stromatoporen in het bovenste derde gedeelte van de formatie.
Chavées Member : green sandy silstone with thin sandy beds ; bioherms of light grey massive limestone with crinoids and tabular stromatopores in the upper third part of the formation.

VXM

Vieux Moulin Glied : oberer Teil : graue bis braune feinlaminierte Schiefer und Siltsteine mit fossilführenden Horizonten ; unterer Teil : dunkelgraue Krinoidenschiefer mit seltenen Kalkknollen

Lid van Vieux Moulin : bovenste gedeelte : grijze tot beige gelaminneerde schiefer en siltsteen met fossielhoudende lenzen ; onderste gedeelte : donkergrijze crinoïdenschiefer met zeldzame kalkknollen.
Vieux Moulin Member : upper level : grey to buff laminated shale and siltstone with fossiliferous layers ; lower level : dark grey crinoidal shale with few nodules of carbonate.

CVN

Couvin Formation : massive graue Biostromkalksteine (Krinoiden und Stromatoporen) sowie geschichteter Kalkstein.
Formatie van Couvin : massieve grijze biostromen kalksteen (crinoïden en stromatoporen) en gelaagde kalksteen.
Couvin Formation : massive grey biostromal limestone (crinoids and stromatopores) and stratified limestones.

ENR

Eau Noire Formation : graublaue bis grüngraue kalkige Schiefer und knollige Kalksteine in dezimeter- bis mehrere dezimeterdicken Schichten.
Formatie van Eau Noire : grijsblauwe tot grijsgroene kalkige schiefer en nodulaire kalksteen in één tot verscheidene dm dik.
Eau Noire Formation grey-blue to grey-green *calcareous shale* and nodular carbonate in dm- to pluridecimetric beds.

STJ

St-Joseph Formation : grüngraue Silsteine mit Einschalung von stark muschelführendem Kalkstein, von mehreren dm bis m Mächtigkeit.
Formatie van St-Joseph : grijsgroene silsteen met intercalatie van enkele schelpenrijke kalksteenbanken, dm tot m dik.
St-Joseph Formation : grey-green silstones with intercalation of shelly limestone, dm to m in thickness.

HIE

Hierges Formation : grüne Silsteine und tonige Silsteine mit vereinzelten dünnen sandigen Schichten und fossilführenden Horizonten. An der Basis, örtlich, eine mehrere Dutzende Meter mächtige Schicht von grauem Sandstein in Bänken von dm bis mehreren mMächtigkeit.
Formatie van Hierges : groene silsteen en kleiige silsteen met enkele dunne zandige laagjes en fossielhoudende lenzen. Aan de basis, plaatselijk, een verscheidene tientallen m dik pakket van grijze zandsteen in banken die verscheidene dm tot verscheidene m dik zijn.
Hierges Formation : grey argillaceous silstone and siltstone with intercalation of shelly limestone, dm to m in thickness. At the base, locally, pluridecametric level of grey sandstone in pluridecimetric to plurimetric beds.

CHO

Chooz Formation : grüne und rote Silsteine und tonige Silsteine (oft buntgefleckt) mit Einschaltung von Sandsteinschichten von wechselnder Mächtigkeit.
Formatie van Chooz : groene en rode silsteen en kleiige siltsteen (soms bont gekleurd) met intercalatie van zandige banken met wisselende dikte.
Chooz Formation : green and red silstone and argillaceous silstone (sometimes variegated) with intercalations of sandy beds of variable thickness.

VIR

Vireux Formation : graublaue bis grüne Sandsteine und Quarzite mit dunkelgrauen bis grünen zwischengelagerten Siltit- und Schieferschichten.
Formatie van Vireux : grijsblauwe tot groene zandsteen en kwartsiet met tussenschakelingen van donkergrijze tot groene schiefer en silsteen.
Vireux Formation : grey-blue to green sandstone and quarzite with intercalations of dark grey to green shale and silstone.

PES

Pesche Formation: grüne Schiefer und Silsteine ; feine zwischengelagerte Sandsteinschichten und-linsen sowie einzelne Brachiopodenschichten.
Formatie van Pesche : groene schiefer tot silsteen met tussenlagen van dunne zandsteenbanken en -lenzen en ook enkele schelpenbanken.
Pesche Formation : green shale to silstone with intercalations of thin beds and lenses of sandstones and some shelly layers.

PER

Pèrnelle Formation : blaugrüne Sandsteine und Quarzite in Bänken von einem bis mehreren m Mächtigkeit, getrennt durch dünne Schieferhorizonte.
Formatie van Pèrnelle : blauwgroene zandsteen en kwartsiet in m dikke tot verscheidene m dikke banken gescheiden door dunne schieferige niveaus.
Pèrnelle Formation : blue-green sandstone and quarzite in m to several m thick beds with thin shaly intercalations.

LAR

La Roche Formation : dunkelblaue bis grüne Phyllite mit Sandsteinschichten.
Formatie van La Roche : donkerblauwe tot groene fylladen met zandsteenbanken.
La Roche Formation : dark blue to green slaty shales with sandstone beds.

VIL

Villé Formation : grüne bis grüngraue Schiefer und Sandsteine mit feinkörnigen laminierten Sandsteinen in mehrerer zentimeter- bis dezimeterdicken Schichten mit fossilführenden Horizonten.
Formatie van Villé : groene tot grijsgroene schiefer en siltsteen met fijnkorrelige gelamineerde zandsteenbanken, cm tot dm dik met fossielhoudende niveaus.
Villé Formation : green tot grey-green shale and siltone with fine-grained laminated sandstone beds, several cm to dm thick with fossiliferous layers.

MIR

Mirwart Formation : bunte Quarzite in linsenförmigen Bänken von mehreren m Mächtigkeit, getrennt durch zwischengelagerte grüne Schiefer und Silsteine.
Formatie van Mirwart : afwisselend gekleurde kwartsieten in lensvormige verscheidene m banken, met intercalaties van groene tot donkergrijze schiefer- en silsteenbanken.
Mirwart Formation : variously coloured quarzites in lenticular beds, m in thickness ; intercalations of green to dark grey shale-and siltstonebeds.

STH

Saint-Hubert Formation : grüne Schiefer mit Auslaugungshöhlen und grüne bis graue phyllitische Siltsteine mit zwischengelagerten grünen quarzitischen Sandsteinen.
Formatie van Saint-Hubert : groene schiefer vol uitlogingsholten en groene tot grijze fylladenachtige silsteen met groene kwartsietachtige zandsteenintercalaties.
Saint-Hubert Formation : green cavernous shale, green to grey phyllitic silstone; green quartzitic sandstone intercalations.

OIG

Oignies Formation : grüne, weinrote und buntgefleckte Schiefer und Silsteine mit Sandsteinen in mehrere dezimeterdicken Schichten.
Formatie van Oignies : groene, wijnrode en bonte schiefer and siltsteen met zandsteen in bankem van verscheidene dm dikte.
Oignies Formation : green, wine-red and variegated shale and siltstone with sandstones in pluridecimetric beds.

MON

Mondrepuis Formation : graublaue Schiefer und Siltsteine von mehreren m Mächtigkeit mit blauem Sandstein in Schichten von mehreren dm bis zu 1m.
Formatie van Mondrepuis : grijsblauwe schiefer en siltsteen in niveaus van meerdere m dikte met blauwe zandsteen in dm tot 1m dikke banken.
Mondrepuis Formation : grey-blue shale and siltstone in plurimetric levels with blue sandstone in several dm to one m thick beds.

FEP

Fépin Formation : Basalkonglomerat ; mäßig bis grobkörniger Sandstein ; buntgefleckte Schiefer.
Formatie van Fépin : basisconglomeraat ; middelmatig en grofkorrelige zandsteen ; bonte schiefer.
Fépin Formation : basal conglomerate ; medium and coarse sandstone, variegated shale.

CB

Kambrium :
oberer Teil - Revin Karteneinheit: schwarze feine Granulometrie (Schiefer) unterer Teil - Deville Karteneinheit : graue bis graublaue und grüne grobe Granulometrie (linsenförmige Sandteine mit Silsteineinschaltung; Phyllithorizonte.
Cambrium :
bovenste gedeelte – Revin kaartenheid : zwarte fijne granulometrie (schiefer onderste gedeelte – Deville kaartenheid: grijs tot grijsblaue en groene grind granulometrie (lensvormig zandsteen met siltsteen intercalaties) ; fylliet niveaus.
Cambrian :
upper level - Revin mapping unit : black and dark fine granulometry (shale).
lower level - Deville mapping unit : grey to grey-blue and green coarse granulometry (lenticular sandstone with silstone intercalations) ; phyllite levels.

TABLE DE MATIÈRES

Résumé 5
1. Introduction 6
1.1. Établissement de la carte 6
1.2. Précédentes éditions 7
1.3. Répartition des travaux géologiques utilisés 7
1.4. Cadre géologique général 8
Séries sédimentaires paléozoïques 8
Massif de Rocroi 8
L'orogenèse calédonienne 8
Synclinorium de Dinant 9
L'orogenèse varisque ou hercynienne 9
Séries sédimentaires post-paléozoïques 10
1.5. Cadre géographique 10
2. Lithostratigraphie 12
2.1. Le substratum paléozoïque 12
2.1.1. Le Cambrien (CB) 12
2.1.2. Les formations du Dévonien inférieur (Lochkovien-Praguien-Emsien) 13
Formation de Fépin (FEP) 13
Formation de Mondrepuis (MON) 16
Formation d'Oignies (OIG) 16
Formation de Saint-Hubert (STH) 17
Regroupement des formations de Mirwart et de Villé (MV) 18
Formation de Mirwart (MIR) 20
Formation de Villé (VIL) 21
Formation de La Roche (LAR) 21
Regroupement des formations de Pèrnelle et de Pesche (PP) 22
Formation de Pèrnelle (PER) 23
Formation de Pesche (PES) 23
Formation de Vireux (VIR) 24
Formation de Chooz (CHO) 26
Formation de Hierges (HIE) 28
Regroupement des formations de Saint-Joseph et de l'Eau Noire (SE) 30
Formation de Saint Joseph (STJ) 30
Formation de l'Eau Noire (ENR) 31
2.1.3. Les formations du Dévonien moyen (Eifelien-Givetien) 35
Formation de Couvin (CVN) 36
Formation de Jemelle (JEM) 37
Formation d'Hanonet (HNT) 39
Regroupement des formations de Trois-Fontaines, des Terres d'Haurs et du Mont d'Haurs - TTMH 40
Formation de Trois-Fontaines (TRF) 40

Formation des Terres d'Haurs (THR) 43
Formation du Mont d'Haurs (MHR)..... 44
Formation de Fromelennes (FRO) 45
2.1.4. Les formations du Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien)..... 48
Formation de Nismes (NIS) 48
Formation du Moulin Liénaux (MLX)..... 49
Formation des Grands Breux (GBR)..... 50
Regroupement des formations de Neuville et de Matagne (NM) 52
Formation de Neuville (NEU)..... 52
Formation de Matagne (MAT) 53
Formation de la Famenne (FAM)..... 54
2.2. Les sédiments de couverture post-paléozoïques... 54
2.2.1. La couverture argilo sableuse (Cénozoïque – Paléogène)..... 55
Dépôts argilo-sableux indifférenciés (SBL) 55
2.2.2. La couverture limono graveleuse (Cénozoïque – Quarternaire)..... 56
Limons (non représentés sur la carte) 56
Alluvions anciennes (ALA) et alluvions modernes (AMO)..... 57
Travertins (T)..... 58
3. Géologie structurale 59
3.1. Cadre géodynamique..... 59
3.2. Description régionale de la déformation..... 61
Les failles longitudinales de Vireux et de Mazée 52
Les Failles transversales de Vierves et de Nismes 65
4. Ressources du sous-sol et exploitations..... 66
4.1. Phénomènes karstiques 66
Grottes 66
Recoupement souterrain de méandre 67
Abannets..... 68
4.2. Hydrogéologie..... 70
Sources, pertes et résurgences..... 70
Aquifères 71
4.3. Industrie extractive de matériaux utiles et minéralisations..... 72
Calcaires 72
Grès 73
Ardoises..... 73
Sables, argiles et limons..... 74
Minéralisations 74
Le minerai de fer..... 75
La barytine ou barite (sulfate de baryum)..... 76
La galène (sulfure de plomb) 77
La pyrite (sulfure de fer) 78

Remerciements..... 80
BIBLIOGRAPHIE..... 81
ANNEXE..... 95
Liste de Captages..... 95
FARBEN- UND ZEICHENERKLÄRUNG - *LEGENDE* -
LEGEND..... 96