

## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

# GIVET

## GIVET

par

J.-L. MANSY, F. LACQUEMENT,  
F. MEILLIEZ, B. VAN VLIET-LANOË

La carte géologique à 1/50 000  
GIVET est recouverte  
par la coupure GIVET (N° 40)  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

		GIVET
Rocroi	Fumay	
Renwez	Mézières	Franchéval

BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
GIVET À 1/50 000**

**par**

**F. LACQUEMENT, J.-L. MANSY, F. MEILLIEZ,  
B. VAN VLIET-LANOË,**

**et la participation de  
M. COEN, J.-P. CORNEILLE, V. DUMOULIN, F. HANOT,  
E. LEMONNE, T. OUDOIRE, J.-P. PÉNISSON**

**Seconde édition**

**2006**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : MANSY J.-L., LACQUEMENT F., MEILLIEZ F., VAN VLIET-LANOË B. (2006) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Givet (40) (seconde édition), Orléans : BRGM. Notice explicative par Lacquement F., Mansy J.-L., Meilliez F., Van Vliet-Lanoë B., et la participation de Coen M., Corneille J.-P., Dumoulin V., Hanot F., Lemonne E., Oudoire T., Pénisson J.-P. (2006), 108 p.

– *pour la notice* : LACQUEMENT F., MANSY J.-L., MEILLIEZ F., VAN VLIET-LANOË B., et la participation de COEN M., CORNEILLE J.-P., DUMOULIN V., HANOT F., LEMONNE E., OUDOIRE T., PÉNISSON J.-P. (2006) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Givet (40) (seconde édition), Orléans : BRGM, 108 p. Carte géologique par Mansy J.-L., Lacquement F., Meilliez F., Van Vliet-Lanoë B. (2006).

© BRGM, 2006. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN-10 : 2-7159-1040-1  
ISBN-13 : 978-2-7159-1040-9

## SOMMAIRE

<b>RÉSUMÉ</b>	7
<b>ABSTRACT</b>	8
<b>INTRODUCTION</b>	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	13
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT     DE LA CARTE</i>	15
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	17
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	19
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	23
<b>ÉVOLUTION TECTONIQUE</b>	55
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	70
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	76
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	81
<i>OCCUPATION DES SOLS</i>	81
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	83
<i>RISQUES NATURELS</i>	83
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	84
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	89
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	90
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	90
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	91
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	92
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	93
<i>GLOSSAIRE</i>	94
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	95
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	106
<b>AUTEURS DE LA CARTE</b>	107
<b>CARTE DE RÉPARTITION DES LEVÉS CARTOGRAPHIQUES</b>	108

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Colonne lithostratigraphique du Dévonien et du Carbonifère au Nord du Massif de Rocroi. D'après F. Meilliez (1989), Bultynck <i>et al.</i> (1994), Gradstein et Ogg (1996). Pour les datations Tournaisien-Viséen, Trucker <i>et al.</i> (1998), G.B. Vai (1998), et F. Boulvain (1999)	<b>hors-texte</b>
Fig. 2 - Givet : région couverte par la carte géologique	<b>10</b>
Fig. 3 - La chaîne varisque en Europe occidentale	<b>12</b>
Fig. 4 - Situation de la feuille Givet à 1/50 000, sur la carte géologique simplifiée du Nord de la France et du Sud de la Belgique	<b>18</b>
Fig. 5 - Esquisse cartographique et structurale au niveau du projet de réalisation d'un sondage en U sous la Meuse, à Givet	<b>hors-texte</b>
Fig. 6 - Sondage de Focant	<b>20</b>
Fig. 7 - Coupe crustale méridienne schématique passant par le sondage de Rosée (Nord-Ouest de la carte géologique)	<b>22</b>
Fig. 8 - Les événements calédonien et varisque dans l'ensemble ardenno-brabançon	<b>24</b>
Fig. 9 - Les différents ordres des séquences emboîtées de la Formation des Grès de Vireux (d'après I. Cibaj, 1992)	<b>28</b>
Fig. 10 - Passage latéral et indentation de faciès entre les formations de Couvin et de Jemelle, à Saint-Joseph (Belgique) - Extrait de la carte géologique Olloy-Treignes (Coen et Dumoulin, 2002)	<b>32</b>
Fig. 11 - Variations latérales de faciès dans le Dévonien moyen (d'après Coen et Dumoulin, communication personnelle)	<b>hors-texte</b>
Fig. 12 - Localisation des différentes coupes du stratotype du Givétien (extrait des Formations géologiques du Dévonien moyen de la Belgique ; Bultynck <i>et al.</i> , 1991)	<b>hors-texte</b>
Fig. 13 - Coupe stratigraphique schématique du bassin de sédimentation au Frasnien en Belgique (Dumoulin <i>et al.</i> , 1998)	<b>36</b>
Fig. 14 - Répartition des différents lithotypes dans le système sédimentaire waulsortien, entre Hastière et Dinant, Belgique (Lees <i>et al.</i> , 1977)	<b>42</b>
Fig. 15 - Coupe schématique de la vallée de la Meuse reprenant l'ensemble des terrasses alluviales (âges estimés par analogie aux formations datées dans la région)	<b>48</b>
Fig. 16 - A - Localisation des failles synsédimentaires éovarisques le long de la marge ardennaise (d'après F. Meilliez, 2001) ; B - Coupes schématiques de la marge ardennaise passant le long de la Meuse (Lacquement, 2001)	<b>56</b> <b>57</b>

- Fig. 17 - Position des principales failles synsédimentaires au Nord-Est du Massif de Rocroi **58**
- Fig. 18 - Extrait simplifié de la seconde édition de la carte géologique Givet, région de Vireux et coupe transversale XY à l'Ouest de la Meuse, accompagné de l'agrandissement de l'affleurement de la Faille de Vireux **60-61**
- Fig. 19 - Extrait simplifié de la carte géologique Givet et coupes dans la région de Vireux. Évolution latérale de la géométrie des structures plissées varisques associées à la faille synsédimentaire de Vireux et localisation des affleurements où sont observées des déformations synsédimentaires. La variation de pente de la faille synsédimentaire est liée au plissement varisque. Lors de la relaxation des contraintes, seuls les secteurs où la faille est restée fortement pentée vont être réactivés **62**
- Fig. 20 - Structure synsédimentaire (point A, fig. 19) affectant la Formation de Hierges à Vireux-Mohlain, 50 m au Sud de la position de la Faille de Vireux et reconstitution cinématique (Lacquement, 2001) **64**
- Fig. 21 - Structure synsédimentaire affectant les grès de la Formation de Pernelle, à l'Est du méandre de Chooz, et reconstitution de la mise en place de structures avant consolidation des sédiments (Lacquement, 2001) **65**
- Fig. 22 - Structure synsédimentaire dans les grès de la Formation de Vireux du Moulin-d'Olenne, et reconstitution cinématique (Lacquement, 2001) **66**
- Fig. 23 - Coupe schématique nord-sud présentant les principales unités structurales de la carte Givet **68**
- Fig. 24 - Profil sismique M146 (voir localisation fig. 4), coupe géologique interprétative et cinématique de mise en place des différentes unités tectoniques (d'après F. Lacquement, 2001) **hors-texte**
- Fig. 25 - Carte schématique présentant la mise en place de l'allochtone : la présence d'une structuration précoce induit une géométrie en dents de scie réglant les types de déformations et leur localisation au sein de l'unité allochtone (Lacquement, 2001) **74**
- Fig. 26 - Relations entre la position des terrasses de la Meuse et les structures du socle **78**

## RÉSUMÉ

En région Champagne-Ardenne, dans le département français des Ardennes et en Belgique, la feuille Givet à 1/50 000 est située au sein du massif paléozoïque ardennais. Ce massif est un fragment de la zone externe septentrionale de l'orogénèse varisque européen (Matte, 1986). Plus précisément, la feuille Givet se situe sur la bordure sud du synclinorium de Dinant, au sein des terrains allochtones ardennais. La série stratigraphique affleurante est d'âge paléozoïque supérieur et s'étend du Dévonien inférieur (Lochkovien) au Carbonifère inférieur (Viséen supérieur, Livien). Cette série du Paléozoïque supérieur repose sur un substratum formé de sédiments siliciclastiques du Paléozoïque inférieur qui affleurent au Sud de la feuille Givet, sur la feuille Fumay. Les roches du Paléozoïque inférieur sont fortement déformées et présentent des structures plissées accompagnées d'une schistosité pénétrative d'âge varisque (Meilliez, 1981). Les formations post-paléozoïques sont récentes, d'âge Cénozoïque à Quaternaire, et associées à l'incision du plateau ardennais par la Meuse et ses affluents.

Les terrains affleurants sont datés du Paléozoïque supérieur et sont regroupés en quatre périodes de sédimentation à peu près homogène (fig. 1, hors-texte), avec de la base au sommet :

- des schistes, siltites et grès datés du Dévonien inférieur ;
- des calcaires et des schistes calcaires du Dévonien moyen et de la base du Dévonien supérieur (Frasnien) ;
- des schistes, siltites, grès et calcschistes du Dévonien supérieur (Famennien) ;
- des calcaires et schistes calcaires datés du Carbonifère inférieur (Tournaisien et Viséen).

Les dépôts du Dévonien et du Carbonifère se sont effectués sur une plateforme continentale soumise à une extension fonctionnant depuis le Silurien jusqu'au Dévonien moyen (Frasnien). Cette extension se matérialise par de fortes et rapides variations de puissance et de faciès des séries (Meilliez, 1989b) et par la mise en place de filons magmatiques (Goffette *et al.*, 1990) dont les caractères géochimiques s'accordent bien avec un contexte distensif (André *et al.*, 1986). Ce régime distensif est contemporain d'une transgression marine migrant du Sud vers le Nord.

La structuration varisque débute au Carbonifère supérieur. Diachrone, elle est plus précoce au Sud qu'au Nord (Meilliez, 1989a) et son intensité décroît du Sud vers le Nord. Elle se traduit par la formation de plis, de failles et par l'apparition d'un clivage schisteux. Les déformations affectent la couverture et le substratum (Hugon, 1979 ; Lacquement, 2001). Les

reliefs engendrés sont soumis à l'érosion et alimentent en flysch et en molasse un bassin d'avant-pays qui correspond au flysch houiller. Les failles synsédimentaires peuvent être inversées lors du raccourcissement. Dans ce cas, elles localisent les principaux chevauchements et peuvent accommoder des décrochements.

Il n'existe pas d'évidences probantes de dépôts d'âge permien à éocène sur le Massif ardennais et sa bordure. Au Tertiaire, les dépôts conservés sont d'abord marins épicontinentaux, puis exclusivement continentaux à partir du Néogène jusqu'au Quaternaire. Ces formations récentes sont très lacunaires, parfois préservées dans des karsts, et fréquemment associées à l'incision du plateau ardennais par la Meuse et ses affluents. La géométrie de ce réseau hydrographique est contrôlée par les structures plissées et par la réactivation des failles d'âge varisque, ainsi que par la formation d'un réseau de fractures de direction nord-sud.

Les roches sédimentaires datées du Dévonien et du Carbonifère ont constitué par le passé des matériaux de construction de plus ou moins bonne qualité. Ces matériaux sont encore ponctuellement exploités pour produire du granulats calcaire ou siliciclastique. Enfin, la nature du sous-sol est à l'origine de la vocation forestière de la plupart des terrains recouverts par la feuille Givet.

### ABSTRACT

The area represented by the 1:50,000-scale Givet sheet lies within the Champagne-Ardennes region, which extends from the French Department of the Ardennes into Belgium. It is at the edge of the Dinant synclinorium within the allochthonous Ardennes formations of the Palaeozoic Ardennes Massif, which is a fragment of the northern external zone of the European Variscan orogeny (Matte, 1986). The exposed stratigraphic succession dates from the Late Palaeozoic, extending from Early Devonian (Lochkovian) to Early Carboniferous (Late Visean, Livian). This Late Palaeozoic succession rests on a substratum of Early Palaeozoic siliciclastic sediment which is exposed to the south, in the Fumay map area. The Early Palaeozoic rocks have been strongly deformed into fold structures with a penetrative schistosity of Variscan age (Meilliez, 1981). The post-Palaeozoic formations are Recent, of Cenozoic to Quaternary age, and are associated with the incision of the Ardennes plateau by the Meuse River and its tributaries.

The exposed Late Palaeozoic rocks represent four periods of relatively homogeneous sedimentation (Fig. 1, insert) with, from the base up:

– Early Devonian shale, siltite and sandstone;



- Middle to earliest Late Devonian (Frasnian) limestone and calcareous shale;
- Late Devonian (Fammenian) shale, siltite, sandstone and calc-schist;
- Early Carboniferous (Tournaisian and Viséan) limestone and calcareous shale.

These deposits were laid down on a continental shelf that was a zone of extension from the Silurian to the Middle Devonian (Frasnian). The extension is indicated by strong and rapid facies and thickness variations in the series (Meilliez, 1989b), and also by the emplacement of magmatic veins (Goffette *et al.*, 1990) whose geometric features correspond to an extensional environment (André *et al.*, 1986). This extensional regime was contemporaneous with a south to north marine transgression.

The Variscan structuring began during the Late Carboniferous and was diachronous, being earlier in the south than in the north (Meilliez, 1989a); moreover, its intensity decreases from south to north. The deformation, in the form of folds, faults and a schistose cleavage, affected both the cover rocks and the substratum (Hugon, 1979; Lacquement, 2001). Erosion of the resulting landforms then fed flysch and molasse facies to a foreland basin to form the coal basin flysch. The synsedimentary faults may have been reversed during the shortening, in which case they would have localized the main thrusts and could have accommodated strike slip faulting.

There is no convincing evidence for Permian to Eocene deposits on the Ardennes Massif and its edges. For the Tertiary, the preserved deposits begin with marine epicontinental marine facies and continue with exclusively continental facies extending from the Neogene to the Quaternary. These Recent formations are very incomplete, in places preserved in karsts, and are commonly associated with the incision of the Ardennes plateau by the Meuse River and its tributaries. The geometry of the hydrographic network is controlled by the fold structures and by reactivation of the Variscan faults, as well as by the formation of a network of north-south fractures.

The Devonian and Carboniferous rocks were once worked for more-or-less good-quality construction material. This material is still worked occasionally to provide limestone or siliciclastic aggregate. Finally, the nature of the subsoil has enabled most of the Givet sheet to be afforested.

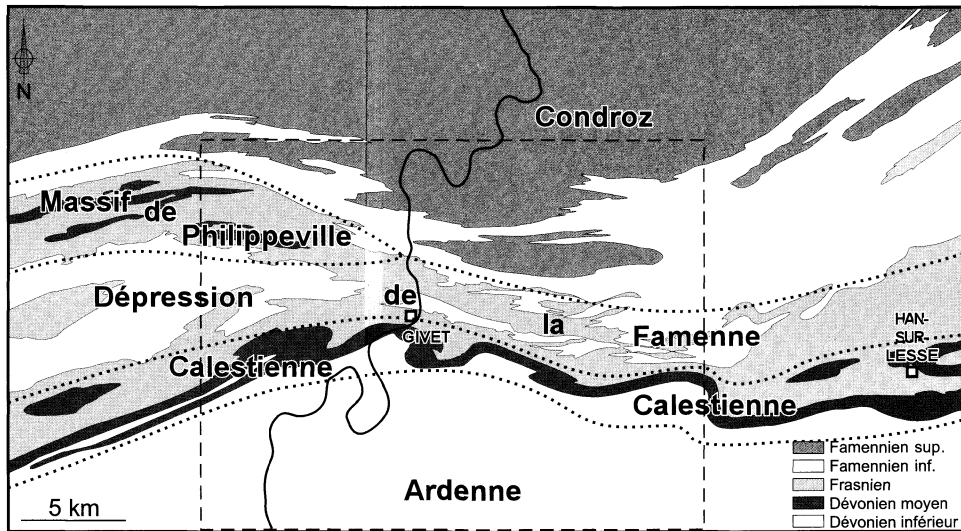


Fig. 2 - Givet : région couverte par la carte géologique

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Givet se situe pour le tiers de sa surface dans la région Champagne-Ardenne et pour deux tiers en Belgique. En France, les communes situées sur cette carte sont : Aubrives, Charnois, Chooz, Flohimont, Fromelennes, Foisches, Givet, Ham-sur-Meuse, Hierges, Lamdrichamps, Montigny-sur-Meuse, Rancennes, Vireux-Molhain et Vireux-Wallerand. En Belgique, ce sont les communes de : Agimont, Baronville, Beauraing, Dion, Doische, Falmagne, Falmignoul, Felenne, Feschaux, Froidfontaine, Gimmée, Gochenée, Hastière, Hastière-Lavaux, Heer-sur-Meuse, Honnay, Houyet, Hulsonniaux, Javingue, Martousin-Neuville Mazée, Ménil-Église, Ménil Saint-Blaise, Niverlée, Omezée, Pondrôme Romedenne, Romerée, Soulme, Surice, Vaucelles, Vodelée, Vonêche, Wancennes, Waulsort, Wiesme et Winenne.

Morphologiquement, la région de Givet se présente comme un plateau de 250 à 370 m d'altitude, profondément incisé par des vallées généralement à fond plat et dont les versants mettent à jour un grand nombre d'affleurements. La vallée la plus profonde et la plus large se situe vers 120 m d'altitude, et correspond au drain principal : la Meuse, qui traverse la feuille selon une direction Sud-Nord. L'écoulement des rivières s'effectue essentiellement du Sud vers le Nord, mais les incisions du plateau s'orientent selon deux directions principales : E-W et N-S. Les facteurs qui influencent cette morphologie sont : 1) la nature lithologique des terrains formant le substratum ; 2) la géométrie des structures plissées et faillées d'âge varisque et 3) les phases d'incisions de la Meuse et de ses affluents. Généralement, les directions E-W sont à raccorder à la géométrie des structures plissées ou faillées affectant le substratum paléozoïque, ainsi qu'à l'érosion différentielle entre des ensembles lithologiques de nature différente. Les directions N-S sont associées à un réseau de fractures subverticales, sans doute liées au soulèvement du massif au cours de l'orogénèse alpine.

La feuille Givet recouvre cinq principales régions, chacune étant caractérisée par un relief, une faune et une flore particulière, directement liées à la géologie du substratum. Ces régions sont du Sud vers le Nord (fig. 2) :

– **l'Ardenne**. La forêt qui recouvre les terrains du Dévonien inférieur et la base du Dévonien moyen constitue la partie septentrionale de l'Ardenne. Cette région se termine au Nord par une bande cultivée large « de quelques kilomètres avec des champs ouverts et quelques prairies ;

– **la Calestienne**. La barre calcaire datée du Givétien constitue un ensemble résistant plus fortement à l'érosion que les roches encaissantes de l'Eifélien et du Frasnien et est appelée « Calestienne ». Cette région est recouverte

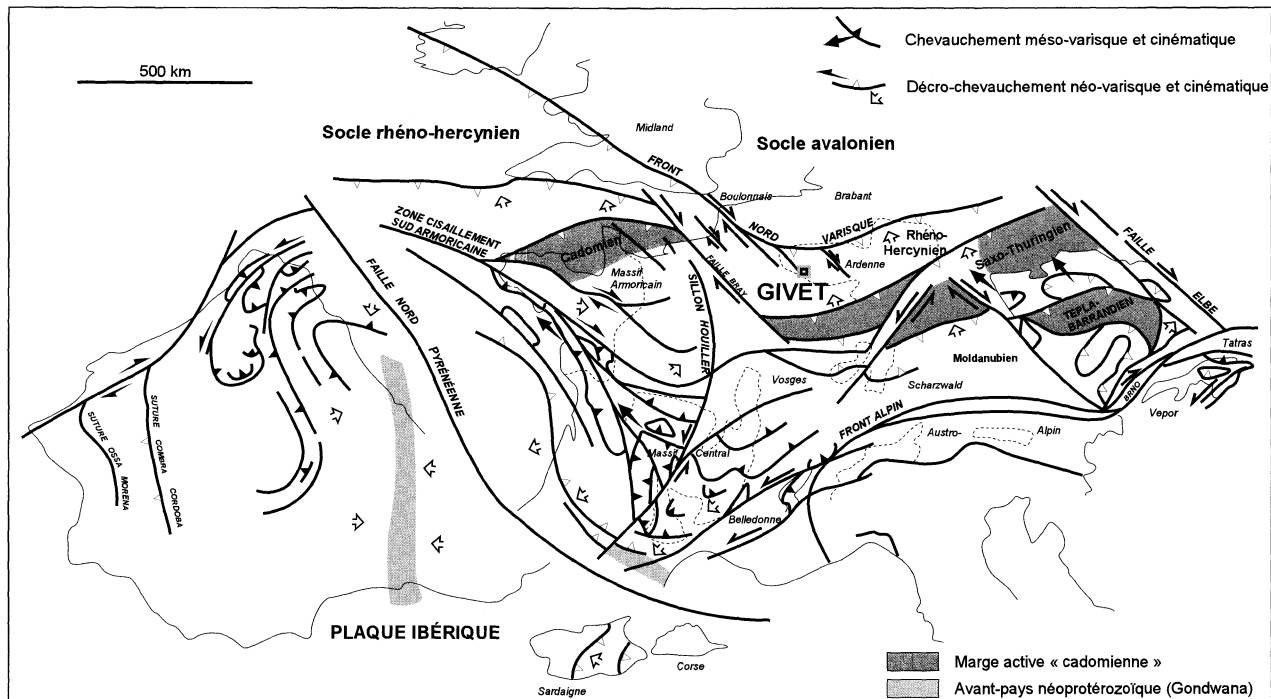


Fig. 3 - La chaîne varisque en Europe occidentale (modifiée, d'après Ledru *et al.*, 2002)

par une forêt épaisse et constitue un relief topographique visible sur plusieurs dizaines de kilomètres ;

– **la dépression de la Famenne.** Cette dépression, large de quelques kilomètres, borde la partie nord de la Calestienne. Elle est formée d'un couloir central à fond plat, bordé par des zones latérales présentant des pentes de plus de 3°. Cette dépression tire son origine de la nature des terrains qui la constituent, essentiellement formés par des niveaux à fine granulométrie, facilement érodables. Dans cette région, les ruisseaux présentent des vallées peu incisées, et les écoulements s'effectuent le plus souvent parallèlement à la direction principale de la dépression, c'est-à-dire E-W. Le centre de la dépression est recouvert de champs ouverts, alors que les zones latérales sont utilisées pour l'élevage des bovins ;

– **le Condroz.** Au Nord de la Famenne, le Condroz se marque par un plateau profondément entaillé de vallées étroites à fond plat. Il est principalement recouvert de forêts, avec quelques prairies et champs fermés ;

– **le Massif de Philippeville.** Ce massif constitue une zone en relief par rapport aux régions encaissantes. Il est situé à l'Ouest de la Meuse, entre la dépression de la Famenne et le Condroz. Son existence est à relier à la structure géologique antiforme et à la nature calcaire des terrains. Il est recouvert par une forêt dense.

**La vallée de la Meuse,** qui atteint parfois plusieurs kilomètres de large, a incisé le plateau ardennais en laissant d'anciennes terrasses à des altitudes variées. Ces dépôts, notamment les plus récents, sont exploités en champs ouverts et en prairies.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La carte se situe au sein de l'Allochtone ardennais (Zone Rhéno-Hercynienne) de la Chaîne varisque (fig. 3). La série sédimentaire affleurante est continue depuis le Dévonien inférieur (Lochkovien) jusqu'au Carbonifère inférieur (Viséen). Les terrains d'âge tertiaire sont préservés dans des pièges à sédiments ou sous la forme de lambeaux sur le plateau ardennais. Les terrains du Quaternaire se caractérisent par des dépôts de versant, des lœss, mais surtout par des dépôts alluviaux associés aux drains principaux et situés sur des terrasses dont les altitudes varient entre 325 et 125 m.

Sur la feuille Givet, le Paléozoïque supérieur est formé de dépôts marins de nature carbonatée et siliciclastique. Il se divise en 4 principaux ensembles sédimentaires homogènes (fig. 1, hors-texte). De la base au sommet cette série se marque par :

– un premier ensemble constitué essentiellement de schistes, de siltites et de grès est daté du Dévonien inférieur. Cette unité contient quelques

passées marneuses ou calcaireuses de l'Emsien. La série forme un prisme s'amincissant du Sud vers le Nord ;

– le second ensemble est formé par des calcaires du sommet du Dévonien moyen (Givétien) et par des schistes calcaires de la base du Dévonien supérieur (Frasnien). Les calcaires stratifiés du Givétien constituent une première plate-forme carbonatée ;

– le troisième ensemble se caractérise par un retour à une sédimentation dominée par les apports détritiques avec un ennoisement des récifs frasnien témoin de l'approfondissement du bassin. Ce changement est confirmé par la disparition des constructions récifales et le retour vers une sédimentation siliciclastique au Famennien ;

– le quatrième ensemble est formé par une seconde plate-forme carbonatée composée de calcaires et de schistes calcaires datés du Carbonifère inférieur (Tournaisien et Viséen). La morphologie originelle de cette plate-forme est contrastée, avec des domaines de sédimentation allant du marin profond (300 m) à l'émersion (paléosols et charbons). Dans la partie supérieure de cet ensemble se développent des dépôts de brèches associés à des slumps, témoins du début de l'orogénèse varisque. Seule la base de cet ensemble affleure sur la carte Givet. Bien qu'absente du secteur étudié, cette plate-forme carbonatée est ailleurs surmontée par une série déritique datée du Namuro-Westphalien et l'ensemble décrit un prisme s'épaississant du Sud vers le Nord.

Au cours du Carbonifère supérieur et du Permien, l'orogénèse varisque déforme ces roches. Cette structuration est à l'origine de la formation de plis et de failles et s'accompagne de la mise en place d'une schistosité.

Une longue lacune d'affleurements fait suite à cet orogène. Elle se termine au Tertiaire avec la mise en place à l'Éocène de dépôts marins qui subsistent en minces plaquages sur le plateau ardennais. À partir de cette période, les dépôts comprennent de nombreuses lacunes datées ou attribuées à l'Oligocène supérieur et au Miocène moyen.

Au Quaternaire, et encore actuellement, l'Ardenne subit un soulèvement. Les dépôts y sont tous continentaux et associés au creusement des vallées de la Meuse et de la Lesse. Ils correspondent principalement à des nappes alluviales à sables et galets issus des altérites et de la gélifraction ; ils peuvent aussi contenir de gros blocs glaciels de plusieurs tonnes transportés par les glaces fluviales. À ces alluvions il faut ajouter les dépôts de versant et des lœss.

## TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

### Travaux antérieurs

En Europe occidentale, les premières cartographies géologiques reposent sur les travaux d'Omalius d'Halloy et du Baron de Coquebert de Monbret (1822), avec la publication d'un « essai d'une carte géologique de la France, des Pays-Bas et de quelques contrées voisines » à l'échelle du 1/4 000 000. Cet essai fut complété par Dufrenoy et Élie de Beaumont (1842) dans le cadre de la réalisation de la carte géologique générale de la France à 1/400 000. C'est avec A. Dumont (1876) que les premiers tracés de détail apparaissent, lors de la réalisation de la première carte géologique de Belgique.

En 1882, J. Gosselet affine les contours proposés par A. Dumont, avec la publication de la première édition de la carte géologique Givet à 1/80 000. En France, la seconde édition sera produite 50 ans plus tard (Asselberghs *et al.*, 1938). Sur ces cartes ne figurent que les tracés en France. Pour observer les tracés en Belgique il est nécessaire de se reporter aux cartes géologiques belges publiées entre 1897 et 1919 (Forir et Mourlon, 1897 ; Forir, 1899, 1900 ; Mourlon et Bayet, 1899 ; Lohest et Mourlon, 1900 ; de Dorlodot *et al.*, 1919) ; en effet, les tracés en France y sont reportés mais non colorés (Boulvain, 1993).

La première édition de la carte géologique Givet à 1/50 000 date de 1970 (Beugnies *et al.*). Cette édition résulte de la compilation de nouvelles observations de terrain pour les 2/3 sud de la carte et du report des tracés des cartes géologiques belges publiées à la fin du XIX<sup>e</sup> et au début du XX<sup>e</sup> siècle pour le tiers septentrional. Au cours des 30 dernières années, de nombreuses études stratigraphiques et lithologiques ont été menées dans le secteur. Ces études ont permis de mieux connaître la série sédimentaire paléozoïque et de préciser les âges des différentes unités. Ces travaux sont pour la plupart cités dans les synthèses sédimentologiques d'échelle régionale (Paproth *et al.*, 1983 ; Bultynck *et al.*, 1991 ; Godefroid *et al.*, 1994 ; Boulvain *et al.*, 1999). Par rapport aux éditions précédentes (Forir, 1899 ; Beugnies *et al.*, 1970), on notera que ces travaux ont eu comme principal impact d'identifier un plus grand nombre d'unités lithologiques homogènes au sein de la colonne lithologique. Ce caractère se traduit par le passage de 22 unités sur l'ancienne carte à 39 unités sur la nouvelle carte. Les synthèses structurales régionales effectuées par les chercheurs de l'Université de Lille (Raoult et Meilliez, 1987 ; Meilliez, 1988, 1989, 1991 ; Khatir, 1990 ; Mansy et Meilliez, 1993 ; Lacquement, 2001) permettent de recadrer les événements tectoniques locaux et de préciser la géométrie des structures résultant du raccourcissement varisque.

## **Conditions d'établissement de la carte**

Les roches affleurent essentiellement le long des vallées incisant le plateau ardennais, le degré d'affleurement dépendant principalement de la nature des terrains érodés. Ce fait rend certaines vallées très riches en affleurements, parfois même continus sur plusieurs kilomètres. Sur les plateaux, les secteurs éloignés des drains sont généralement recouverts par une fine couche altérée dont l'épaisseur moyenne est inférieure à 50 cm.

La seconde édition de la carte Givet à 1/50 000 a été levée en collaboration entre les équipes de cartographes de la région Wallonne (Belgique), et l'Université de Lille 1 (France). Elle bénéficie des progrès des connaissances sédimentaires et structurales réalisées depuis l'édition précédente.

Du fait du grand nombre d'affleurements, la précision du tracé des contours est généralement bonne. Cependant, dans les secteurs de la carte où le plateau est peu incisé par les ruisseaux, l'épaisseur des formations superficielles (altérites et colluvions de roches associées aux altérites et aux sols pédologiques) ne permet pas de déterminer la nature et la structure des terrains du substratum, dans ce cas, la précision des tracés des contours est alors moyenne. Les principaux secteurs où les contours sont de précision moyenne, sont situés en Belgique, le premier entre Falmagne et Mesnil Saint-Blaise, le second forme un rectangle entre les communes de Wancennes de Winenne et le bord sud de la carte. Le troisième secteur est situé dans la plaine de la Famenne, bordure est de la carte, il correspond à la région de Focant. Par rapport aux secteurs précédents, la géométrie des structures profondes y est renseignée par les nombreux sondages (Boulvain, 1996) couplés à des études électrique et sismique (Graulich, 1980) qui y ont été implantées.

Les noms de formation utilisés sont ceux définis par la commission stratigraphique belge pour le Dévonien moyen et inférieur et le Frasnien. Ils figurent dans les ouvrages rédigés à cet effet par Bultynck *et al.* (1991) ; Godefroid *et al.* (1994) ; Boulvain *et al.* (1999). Concernant les formations du Dévonien supérieur et du Carbonifère, les terminologies employées sont celles admises par la communauté scientifique travaillant en Ardenne.

## **Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés**

Par comparaison avec les levés géologiques antérieurs à 1/80 000 et 1/50 000, la cartographie de la carte géologique Givet à 1/50 000 entre 1995 et 1999 apporte de nombreuses précisions dans la connaissance du sous-sol étudié :

– du point de vue *cartographique*, les levés effectués à 1/10 000, parfois à 1/5 000, rendent les contours des formations plus précis ;



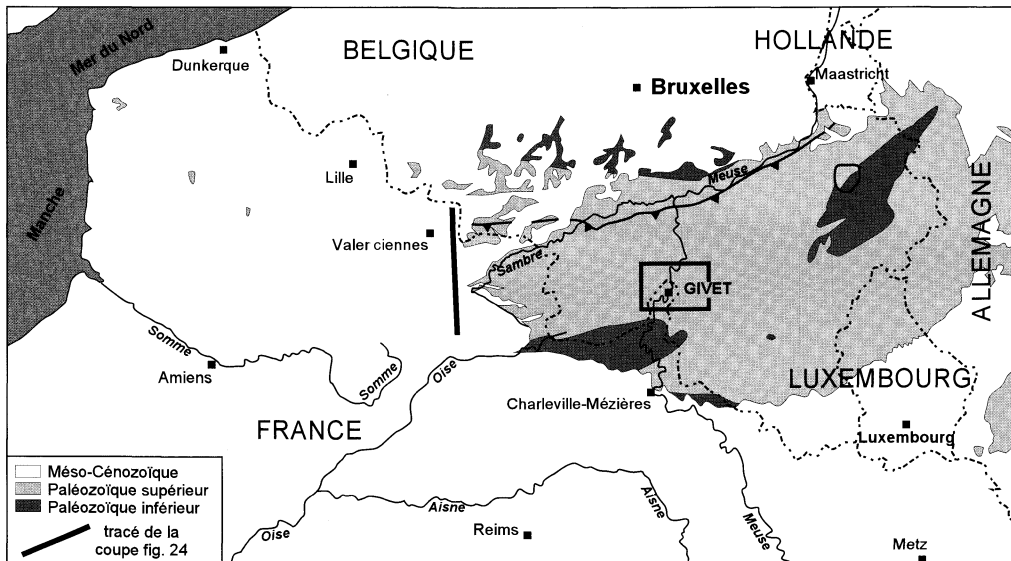
- au sein des terrains datés du Paléozoïque, l'apparition de subdivisions et le découpage des anciennes unités stratigraphiques permet d'affiner les contours et la géométrie des structures ;
- les formations superficielles (hors alluvions) ne sont plus regroupées sous le terme limons de plateau ou de lavage, mais identifiés en fonction de leur composition et du mode de mise en place ;
- d'un point de vue *litho-stratigraphique*, la composition des différentes formations est précisée à partir des travaux de terrain et de ceux de la commission stratigraphique de Belgique. Concernant la géologie de surface, un grand nombre de formations superficielles sont identifiées ;
- d'un point de vue *structural*, la géométrie des structures plissées/faillées d'âge varisque est précisée. Un grand nombre de failles de direction E-W est caractérisé et les failles de la version de 1970 sont remises en question. Les tracés géologiques en territoire belge de la partie supérieure du Dévonien moyen, du Dévonien supérieur ainsi que des terrains datés du Carbonifère sont essentiellement issus des nouvelles cartes géologiques wallonnes établies depuis 1992 à 1/25 000 (Delcambre et Pingot, 1993 ; Boulvain *et al.*, 1995 ; Boulvain et Marion, 1994 ; Dumoulin et Marion, 1997 ; Dumoulin et Marion, 1998 ; Lemonne et Dumoulin, 1997 ; Dumoulin et Coen, sous presse). La bande orientale de la carte, large de 3 km et allant de Houyet à Ponderôme, ainsi que l'ensemble du Dévonien inférieur et la partie inférieure du Dévonien moyen ont été cartographiées par l'équipe française.

À cela il faut ajouter que la révision de la carte géologique Givet s'est insérée dans une étude géodynamique plus vaste consistant à caractériser la mise en place des structures plissées/faillées de l'échelle de l'affleurement à celle du pays d'avant chaîne varisque (Lacquement, 2001). Ce travail a notamment permis de mieux appréhender la géométrie des structures majeures de la carte Givet et de caractériser la cinématique de leur mise en place.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

Les terrains rencontrés sur la carte Givet sont essentiellement datés du Paléozoïque supérieur. Ils reposent en discordance sur les roches datées du Paléozoïque inférieur, celles-ci affleurant plus au Sud (carte géologique de Fumay, Beugnies et Waterlot, 1965) (fig. 4). Les dépôts récents sont pelliculaires et, pour la plupart, associés à la mise en place du réseau hydrographique au cours du Quaternaire.

La carte Givet comporte quatre unités morphologiques majeures (fig. 2), avec du Nord vers le Sud : les collines et le plateau du Condroz, limités à l'Ouest par le « massif » de Philippeville, puis la dépression de la Famenne et de la Fagne, la Calestienne et le plateau ardennais.



**Fig. 4 - Situation de la carte à 1/50 000 Givet, sur la carte géologique simplifiée du Nord de la France et du Sud de la Belgique**

## TERRAINS NON AFFLEURANTS

### Substratum Paléozoïque inférieur

Le substratum sur lequel repose la série datée du Paléozoïque supérieur est essentiellement constitué de roches sédimentaires (Gosselet, 1888), datées du Paléozoïque inférieur (Vanguetaine, 1973, 1974) et correspondant au dépôt d'un flysch. Ces roches sont traversées par des filons magmatiques (Meilliez, 1983) dont la mise en place s'est effectuée au cours du Dévonien moyen (Goffette *et al.*, 1991). Les travaux menés actuellement dans le Massif de Rocroi dans le cadre de la révision de la carte géologique Fumay, conduisent à proposer un nouveau découpage litho-stratigraphique dont un résumé est proposé ci-dessous.

Deux grands ensembles lithologiques sont individualisés en fonction de la couleur dominante de la roche et de la granulométrie moyenne (Gosselet, 1888 ; Beugnies, 1968 ; Meilliez, 1989). À la base, un ensemble à granulométrie grossière, formant le Groupe de Deville et au sommet un ensemble à granulométrie fine, formant le Groupe de Revin (Anthoine, 1940 ; Waterlot, 1937, 1969).

À la base, le Groupe de Deville est daté du Cambrien (Vanguetaine, 1973, 1974). Il est dominé par des corps gréseux lenticulaires intercalés de niveaux de siltites et de shales. Les niveaux de shales sont métamorphisés et forment les veines ardoisières qui constituent des niveaux repères au sein de l'Unité de Deville (de la base au sommet : la Veine Belle-Joyeuse, la Veine Sainte-Anne et la Veine Renaissance). Le sommet de la veine Renaissance marque le passage au Groupe de Revin. Les corps gréseux sont généralement de couleur claire, gris à bleu-gris, parfois verdâtres, leur épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. La puissance de cet ensemble globalement compétent, dont la base est inconnue est de 600 m.

Le Groupe de Revin est daté de l'Ordovicien, son sommet n'est pas connu. Il est essentiellement formé de niveaux à fine granulométrie, et contient plus généralement des faciès variant des shales aux conglomérats et/ou aux brèches sédimentaires. Cette forte proportion en matériel sédimentaire fin contraste avec le groupe sous-jacent et en font une série incompétente. Les nombreuses structures sédimentaires (notamment les slumps) et les traces de vies (terriers) indiquent une sédimentation de plate-forme instable. Son épaisseur est estimée entre 600 et 900 m. Dans sa partie inférieure, le Groupe de Revin comporte 2 niveaux ardoisiers (Veine des Peureux et Veine La Folie) qui constituent des niveaux repères.

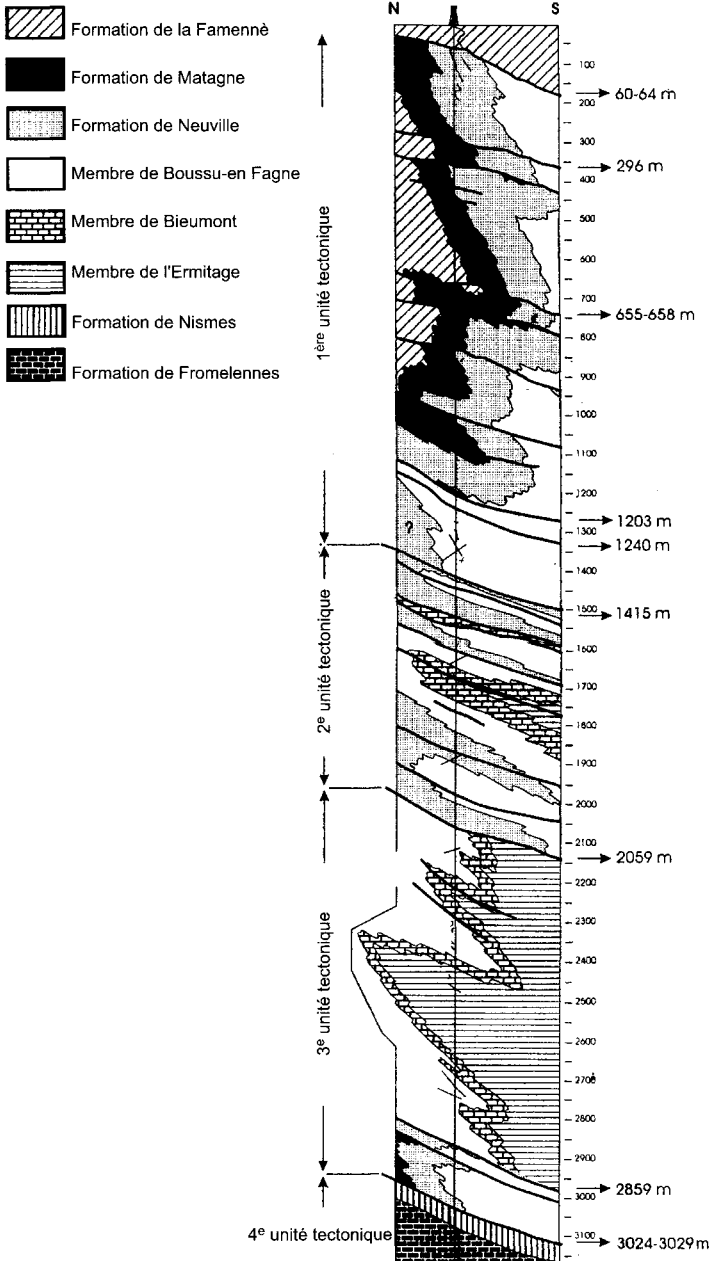


Fig. 6 - Sondage de Focant, d'après Boulvain et Coen-Aubert (1997)

## Couches datées du Paléozoïque supérieur

• **Formation de Fépin** (Meilliez, 1984 ; Meilliez et Blicq *in* Godefroid *et al.*, 1994) (0 à 70 m). Cette formation marque la discordance des terrains du Paléozoïque supérieur sur le substratum calédonien. Elle est datée du Silurien basal (Borremans et Bultynck, 1986), au Sud du Massif de Rocroi, à base du Dévonien au Nord du massif (Stemans, 1982). Globalement grano-décroissante, cette formation exprime la progression de la transgression éodévotionienne sur l'Ardenne. Elle est constituée de conglomérats, de brèches sédimentaires, de grès grossiers à fins, de siltites et de shales pour lesquels F. Meilliez (1989) a défini 11 lithofaciès. La base de la formation est un contact sédimentaire. Les premiers bancs sont conglomératiques et moulent une surface accidentée de paléo-reliefs (Meilliez et Mansy, 1990). La limite supérieure de cette formation est située au-dessus de la dernière séquence dominée par des grès en bancs bien individualisés.

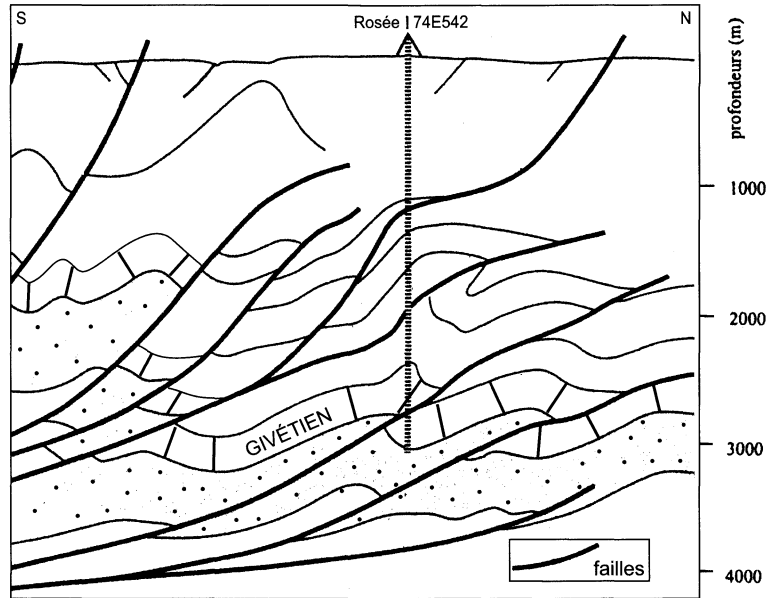
• **Formation de Mondrepuis** (Meilliez et Blicq *in* Godefroid *et al.*, 1994) (175 à 200 m). Cette formation est essentiellement constituée de shales bleutés, parsemés de grains de quartz détritiques et volcaniques. Quelques bancs gréseux sont disséminés dans la partie inférieure de la formation. Riche en faune (lamellibranches, brachiopodes, ostracodes, tentaculites, bryozoaires, trilobites et crinoïdes) les faciès de sédimentation sont franchement marins. L'épaisseur de cette formation est comprise entre 175 et 200 m.

## Sondages

Plusieurs sondages ont été réalisés dans le secteur de la carte Givet. Deux d'entre eux, profond de plus de 3 000 m, apportent des informations majeures sur la compréhension de la géométrie 3D des structures varisques. Ils sont situés en Belgique, l'un sur la carte dans la plaine de la Famenne (partie est de la carte), le second à une centaine de mètres au Nord-Ouest de la carte.

À Givet, un sondage en U a été réalisé sous la Meuse par la société Calligée (1999). Ce sondage a traversé les calcaires du Givétien et a permis de mettre en évidence l'existence d'une zone fracturée sous la Meuse (fig. 5, hors-texte). Cette zone n'est pas reportée sur la carte géologique du fait de l'absence d'information sur son orientation, toutefois il semble qu'il existe une relation entre cette zone fracturée et la localisation de la Meuse. Le couloir fracturé permet ainsi à l'eau de s'infiltrer dans le substratum ce qui aurait favorisé l'érosion et le creusement du lit du fleuve.

• Le **Sondage de Focant** est situé en Belgique, dans la plaine de la Famenne (coordonnées Lambert : 50°7'23" ; 5°01'13") (fig. 6). Implanté



**Fig. 7 - Coupe crustale méridienne schématique passant par le sondage de Rosée (Nord-Ouest de la carte géologique).**

Ce schéma est établi à partir des données sismiques couplées avec le sondage. L'unité en pointillé correspond probablement aux formations de l'Eifélien et de l'Emsien situées sous la barre calcaire datée du Givétien. Modifiée, d'après Boulvain et Marion (1994)

dans les schistes du Famennien inférieur, il a traversé l'ensemble des terrains Frasnien pour atteindre le sommet du Givétien à 3 024 m. Dans le sondage, un grand nombre de failles et de plis ont pu être identifiés. Ces failles et ces plis permettent à la série du Frasnien d'être présente sur toute la hauteur du sondage alors qu'à l'affleurement sa puissance est 7 fois moins importante (Boulvain et Coen-Aubert, 1997).

• **Le sondage de Rosée** est situé en Belgique, en dehors de la carte Givet, à 300 m du coin nord-ouest (coordonnées Lambert : 50°13'20" ; 4°41') et à 2 km au Nord du village de Lautène. Atteignant la base du Givétien vers 3 000 m de profondeur, il renseigne sur la géométrie en profondeur de la partie nord du Massif de Philippeville. Dans ce sondage (fig. 7), les terrains rencontrés sont d'âge eifélien à la base, à famennien moyen au sommet, la série est globalement en position normale. L'épaisseur anormale des terrains et les répétitions des séries sont interprétées comme liées à un empilement d'écaillés (Boulvain et Marion, 1994).

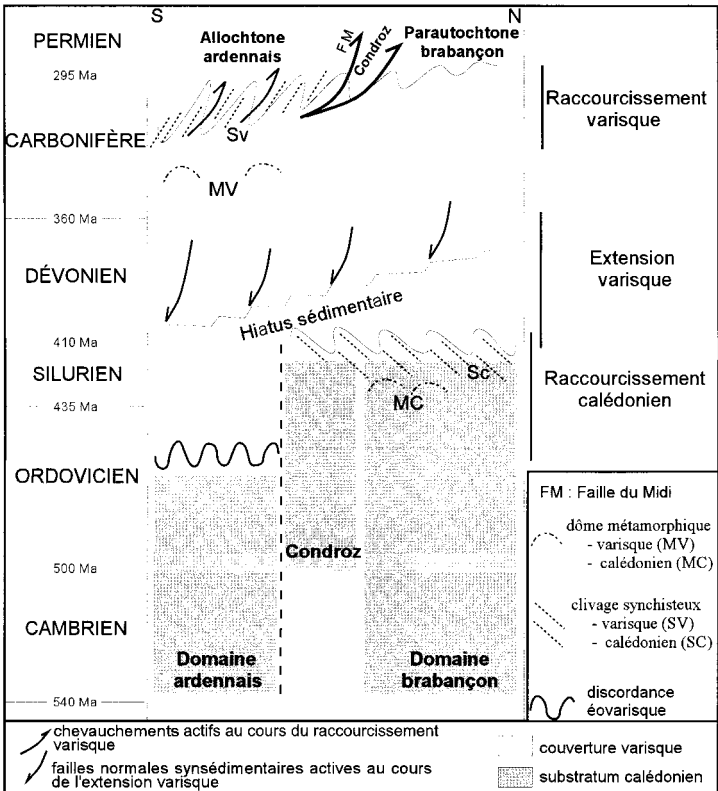
### *TERRAINS AFFLEURANTS*

Les terrains affleurants sur la feuille Givet correspondent à :

- des formations superficielles attribuées au Tertiaire et au Quaternaire ;
- des roches déformées d'âge dévonien à carbonifère (fig. 1, hors-texte).

Les formations cartographiées datées du Paléozoïque supérieur correspondent à des unités lithostratigraphiques. Sur le terrain, la limite séparant deux unités se caractérise rarement par un contact net, mais plutôt par le passage progressif d'un faciès dominant à un autre. Ce fait est surtout valable pour la quasi-totalité des formations du Dévonien. Ces observations impliquent que les épaisseurs proposées pour les formations dont les limites ne sont pas franches sont données à titre indicatif et peuvent parfois présenter des variations de puissance supérieures à 10 %.

Un second facteur est à l'origine de la variation de puissance des unités lithologiques du Dévonien, il est d'ordre structural. En effet, au Dévonien les dépôts s'effectuent sur une marge en distension. Cette distension se marque par des failles normales synsédimentaires limitant des compartiments où les faciès et la puissance des séries sont homogènes. C'est entre deux compartiments, de part et d'autre d'une faille synsédimentaire, que les variations sont concentrées. Ainsi, les failles synsédimentaires viennent s'adjoindre aux difficultés à estimer l'épaisseur des unités lithostratigraphiques.



**Fig. 8 - Les événements calédonien et varisque dans l'ensemble ardenno-brabançon (modifié d'après F. Meilliez, 1991)**



## Dévonien

### Dévonien inférieur

**d1c. Formation de Oignies : schistes rouges et grès blancs lenticulaires (Lochkovien moyen) (200 à 250 m).** Cette formation est principalement constituée de siltites et de schistes de couleur rouge et contient des lentilles de grès grossiers. Localement la teinte de la roche vire du rouge au vert, du fait du métamorphisme (Beugnies, 1983). Là où l'effet thermique associé au métamorphisme a été le plus élevé, l'oligiste diffus se réorganise au sein des cristaux d'ilménite et de magnétite (Beugnies, 1985). Les limites supérieures (Mondrepuis – Oignies) et inférieures (Oignies – Saint-Hubert) de cette formation ne sont pas franches. En effet, la base et le sommet de la Formation de Oignies sont respectivement marqués par l'apparition et la disparition des corps gréseux grossiers. Cette formation est formée d'un empilement de dépôts s'organisant en cycle à base érosive. Chaque cycle est formé de bas en haut par un banc gréseux de grès grossier à lentilles feldspathiques et passe vers le haut à des faciès plus fins (grès fins, siltites et shales). Ces cycles s'organisent en séquences (Goudalier *et al.*, 1993) et traduisent une logique de comblement avec le passage d'un milieu marin à un milieu de plaine alluviale exondée. Cette formation est pauvre en fossiles, quelques rares brachiopodes ont cependant été signalés (Godefroid *et al.*, 1994). Cette formation est diachrone, comme la plupart des formations du Dévonien (fig. 8) ; son âge est plus jeune à l'Ouest qu'à l'Est. Des restes de vertébrés (*Heterostraci* indéterminés) ont été signalés par G. Dubar (1947) et P. Prouvost (1920). Sur la carte Givet, seul le sommet de cette formation affleure au fond de la vallée de la Hulle.

**d1d. Formation de Saint-Hubert : siltites gréseuses et shales verts (Lochkovien supérieur) (100 à 200 m).** La base de cette formation est dominée par des faciès fins de couleur verdâtre. Elle débute avec la disparition des corps gréseux grossiers de la Formation de Oignies. Le critère de coloration de la roche (passage du rouge au vert) ne peut être retenu comme limite entre les formations de Oignies et de Saint-Hubert. En effet, le changement de couleur est lié au métamorphisme et il existe un niveau rougeâtre épais de quelques centimètres situé à une vingtaine de mètres au-dessus de la limite de changement de couleur principale (phénomène bien visible le long de la Hulle). Cette formation est formée de shales verts, de siltites gris-vert intercalés de niveaux épais de grès et de quartzites verts, vert pâle ou vert-gris. Vers son sommet, cette formation s'enrichit en matériel gréseux fin, et se termine par un ensemble gréseux épais, vert pâle. L'épaisseur des bancs est généralement pluri-décimétrique et peut parfois atteindre quelques mètres. Un clivage anastomosé est particulièrement bien développé au sein des bancs silteux ; il peut parfois être confondu avec un plan de stratification. La puissance de la formation

peut varier rapidement en passant du simple au double (le long de la vallée de la Hulle, extrémité sud de la carte), témoignant de l'activité de failles normales synsédimentaires. Les incisions du plateau au Quaternaire ont mis à jour plusieurs bonnes coupes de la base de cette formation. L'une d'entre elles est située sur la rive droite de la Meuse. Datée du Lochkovien (Stemans, 1989 ; Godefroid, Stainier et Stemans, 1982 ; Blicq et Goujet, 1991), cette formation est diachrone d'Est en Ouest. Les grès de cette formation ont fait l'objet de petites exploitations afin d'être utilisés comme pierres de construction ou de granulat.

**d2a. Formation d'Anor–Mirwart : grès carbonatés blancs (Lochkovien terminal–Praguien inférieur) (600 m).** La formation débute par des shales verts surmontant des quartzites vert pâle du sommet de la Formation de Saint-Hubert et se termine au toit du dernier banc de quartzites verts auquel fait suite les shales, siltites et grès carbonatés de la Formation de Villé. Elle est constituée de quartzites, de grès vert, bleu clair à verdâtre, parfois blanc ou crème. Les grès contiennent des galets de shales noir à vert foncé. Les bancs sont généralement lenticulaires et d'épaisseur pouvant atteindre plusieurs mètres. Les bancs gréseux sont intercalés de bancs de shales et de siltites vertes à grises pouvant atteindre 30 cm. Vers le sommet de la formation, et de manière locale, on observe des shales et des grès noirs en petits bancs (inférieurs à 50 cm) sur près d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Sur le terrain, ces shales sont visibles dans la partie sud du méandre de Chooz, à la faveur d'une loupe d'arrachement. Le quart supérieur de la formation contient des niveaux gréseux légèrement coquilliers. Comme les précédentes, cette formation est diachrone d'Est en Ouest et est datée essentiellement du Praguien, sa base appartenant au Lochkovien (fig. 8) (Stemans 1982, 1988, 1989). Les grès ont été exploités pour la fabrication de granulats et comme pierre de construction, dans un grand nombre de petites carrières disséminées principalement sur le plateau, à l'Est de la Meuse, le long de la route Vireux à Hargnies (carte Fumay).

**d2b. Formation de Villé : shales, siltites et grès carbonatés (Praguien moyen) (0 à 200 m).** La formation débute au toit de la dernière barre grésos-quartzitique de la Formation d'Anor–Mirwart et se termine au mur des phyllades bleu de la Formation de La Roche. Elle est constituée par une alternance de phyllades bleu sombre à lamines gréseuses de couleur rouille, de niveaux gréseux bleus présentant souvent des surfaces à ripple marks et des dunes de dimension centimétrique. La puissance des bancs est inférieure au mètre. L'épaisseur de cette formation atteint 200 m à Landrichamps (rive gauche de la Hulle). Vers l'Ouest, son épaisseur décroît de façon considérable pour finir par ne plus être cartographiable sur la rive gauche de la Meuse. Les plus belles coupes de la Formation de Villé sont situées à Landrichamps ainsi que dans le petit vallon encaissant au Sud-Est du méandre de Chooz. Cette formation est très

fossilifère (Godefroid et Stainier, 1982), mais aucun de ces fossiles n'est un marqueur biostratigraphique. Compte tenu de l'âge des formations l'encadrant, cette formation est attribuée au Praguien.

**d2c. Formation de la Roche : shales et siltites bleues (Praguien supérieur) (200 à 300 m).** Cette formation est composée essentiellement de phyllades bleu sombre, de quelques bancs de grès argileux et quartzitiques peu épais et de phyllades bleu sombre à lamines gréseuses claires. On y observe quelques niveaux à pseudo nodules, dans la partie inférieure de la formation. La deuxième moitié de cette formation est plus riche en matériel gréseux, les phyllades restent majoritaires et contiennent quelques niveaux fossilifères. Compte tenu de l'absence de fossiles marqueurs et de l'âge des formations sus- et sous-jacente, la Formation de La Roche est attribuée au Praguien. Latéralement (région de La Roche en Ardenne), les phyllades et quartzophyllades ont été utilisés comme pierre de construction, ce qui n'est pas le cas dans la région de Givet.

**d2b. Formation de Pernelle : grès verts (Praguien supérieur) (35 à 55 m).** La formation débute au niveau du premier banc de grès épais massif surmontant les siltites de la Formation de La Roche et se termine au sommet du dernier gros banc de grès auquel font suite les siltites et grès de la Formation de Pesches. L'épaisseur de la formation est de 39 m au niveau du stratotype (Godefroid *et al.*, 1994). Cette formation est constituée de grès vert à brun à grains fins à moyens. Elle renferme des niveaux très fossilifères constituant des lumachelles. La puissance des bancs varie du centimètre au mètre. Les bancs les plus épais présentent des figures d'échappement de fluides. Essentiellement constituée de grès et située entre deux unités lithologiques puissantes à matériel fin, la Formation de Pernelle constitue une barre rocheuse formant généralement une crête et un niveau repère au sein du Dévonien inférieur. Elle est datée du Praguien supérieur (Stemans, 1989). Les grès ont fait l'objet par le passé d'une exploitation artisanale afin de produire des matériaux de construction.

**d3a. Formation de Pesches : shales et siltites coquilliers (Emsien inférieur) (200 m).** Cette formation débute par des shales et des siltites et se termine à la base du premier ensemble gréseux épais de la Formation de Vireux. Elle comprend 4 sous-unités. La première, épaisse d'environ 25 m, est constituée de shales et de siltites avec des lentilles de grès et quelques bancs coquilliers. La seconde, de 15 m, est formée de shales et de siltites avec de minces bancs de grès coquilliers. La troisième, de 25 m, contient des shales et des siltites, quelques bancs de grès et 2 lits coquilliers. La dernière, la plus puissante avec 125 m, comprend des shales et siltites parfois fossilifères, des bancs de grès parfois argileux et des grès coquilliers à ciment calcaire. La Formation de Pesches contient la limite Praguien-Emsien (Godefroid, 1979). Elle n'a pas fait l'objet d'exploitation.

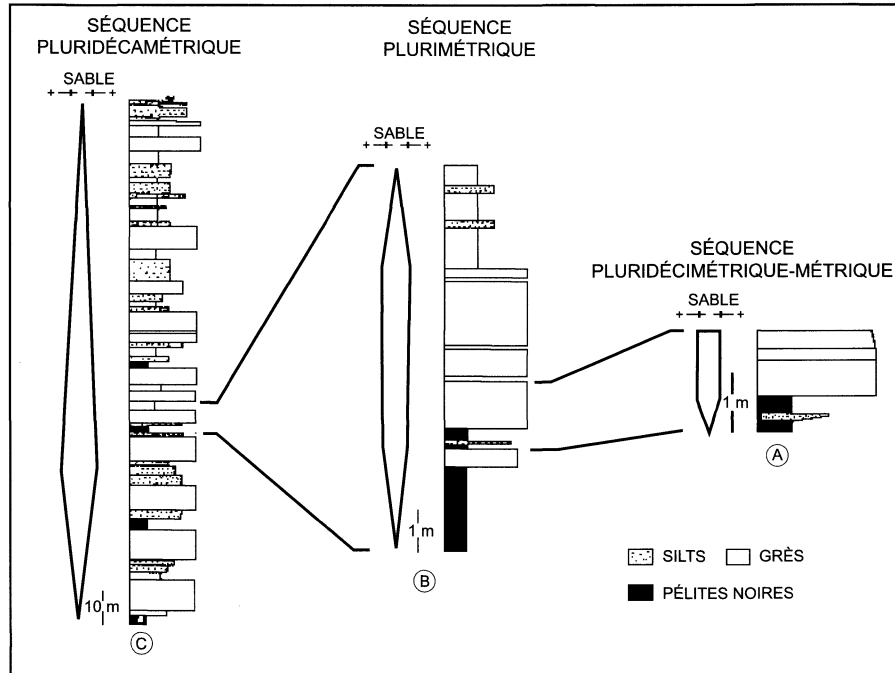


Fig. 9 - Les différents ordres des séquences emboîtées de la Formation des Grès de Vireux (d'après I. Cibaj, 1992)

**d3b. Formation de Vireux : grès et siltites gréseuses vertes (Emsien inférieur) (200 m).** Cette formation débute avec les premiers bancs de grès quartzitiques gris-bleu surmontant la Formation de Pesches. La formation se caractérise par des quartzites et des grès plus ou moins pélitiques gris-bleu à verdâtre, intercalés de bancs de shales et de siltites gris foncé à verdâtre. Elle contient quelques niveaux de grès coquilliers ou à débris de végétaux. Les bancs de grès présentent de nombreuses figures de courants (essentiellement des rides de courant) mais également des témoins de phase d'émersion avec des fentes de dessiccation. Les bancs sont disposés en séquences de différents ordres (Cibaj, 1992) (fig. 9). L'ensemble des séquences marque un effet de comblement de l'espace de sédimentation disponible avec une évolution d'une sédimentation de type plate-forme vers une sédimentation de type plage. La formation comprend deux membres (Godefroid *et al.*, 1994), cartographiés ensemble. Le membre de base : Membre de l'écluse (100 m) est formé de grès et de grès quartzitiques gris, gris-bleu à verdâtre avec des niveaux fossilifères. Ce membre forme des masses épaisses gréseuses séparées par des bancs de shales et de siltites gris foncé. Le membre supérieur : Membre du Ruisseau du Déluve (100 m), est formé de bancs de grès et de grès quartzitiques le plus souvent verdâtres avec des débris de végétaux, le tout forme des masses épaisses intercalées de shales et de siltites verdâtres. La limite entre les deux membres n'est pas tranchée ; elle se situe au toit du dernier banc contenant une macrofaune. Le passage à la formation suivante (Formation de Chooz) s'effectue de manière progressive. Il est basé sur la proportion de matériel fin par rapport au matériel grossier, et pas sur le changement de coloration de la roche (passage de la couleur verte au rouge) comme suggéré par Godefroid et Stainier, dans Godefroid *et al.* (1994). Selon ce critère, l'épaisseur moyenne de la formation est de 200 m. Les grès de cette formation ont été longtemps exploités pour pavés et empièrrement, dans la vallée de la Meuse (Carrières de Montigny, de Vireux et de Chooz). Actuellement seule une carrière est encore en activité pour la fabrication de granulat : la carrière d'Aubrives en rive droite de la Meuse.

**d3c. Formation de Chooz : shales et siltites rouges (Emsien moyen) (300 m).** La limite inférieure de cette formation (limite Chooz – Vireux) n'est pas franche, elle est basée sur le rapport entre matériel gréseux, représentant la Formation de Vireux, et matériel silto-schisteux, représentant la Formation de Chooz. La limite supérieure est positionnée à la base du premier banc de grès à grain moyen de la Formation de Hierges. La Formation de Chooz est constituée de shales et de siltites essentiellement de couleur rouge, parfois verte au sein desquels sont intercalés de rares niveaux gréseux lenticulaires rouges ou verts. Localement, des restes de végétaux ont pu être observés, leur présence témoigne d'un milieu de dépôt souvent à l'émersion. Très peu fossilifère, cette formation est considérée comme étant d'âge emsien moyen. Sur le

plateau, la couleur rouge des schistes est un bon marqueur pour mettre en évidence la présence de cette formation.

**d3d. Formation de Hierges : grès, siltites gréseuses à lumachelles, schistes calcaires et calcaires (Emsien supérieur et Eifélien inférieur) (300 m).** La Formation de Hierges est composée de deux membres : le membre inférieur dit Membre du Bois Chestion est composé de grès quartzitiques, localement fossilifères, à grains fins à moyens de couleur brune et intercalés par deux ou trois intervalles schisteux fins, l'ensemble avoisine les 25 m. Le membre supérieur dit « du Barrage » est formé de shales et de siltites pouvant contenir des plages à ciments calcaires. Entre ces sédiments fins s'intercalent des bancs de grès calcaires fossilifères et des grès coquilliers ou non. La limite supérieure de la formation est située à la base du premier banc de calcaires coquilliers massif caractérisant la base de la Formation de Saint-Joseph. Au sein de la série datée de l'Emsien supérieur, le Membre du Bois Chestion a été plus difficilement érodé. Cette érosion différentielle et la faible épaisseur de la barre gréseuse est à l'origine d'un relief très bien marqué dans le paysage sur toute la largeur de la carte. Les grès du Membre du Barrage ont fait l'objet d'une exploitation afin de produire des pavés et pour empierrement.

**d4a-b. Formations de Saint-Joseph et de l'Eau-Noire : schistes calcaires et calcaires (Emsien supérieur et Eifélien inférieur) (55 à 290 m).** Si latéralement, vers l'Est, ces formations se distinguent aisément, ce n'est pas le cas dans le secteur de la carte Givet. C'est pourquoi nous avons choisi de les regrouper en une entité.

La Formation de Saint-Joseph débute par un banc de calcaire coquillier clair de 80 cm d'épaisseur. Elle est constituée de schistes gréseux gris-vert, intercalés de calcaires coquilliers légèrement gréseux de couleur claire et de rares petits bancs de grès fins. Une des caractéristiques de cette formation est de renfermer des lits argileux centimétriques interprétés comme des bentonites. Cette formation fait 20 à 160 m d'épaisseur.

La Formation de l'Eau-Noire est constituée à sa base par 40 m de schistes calcaires gris-vert riches en organoclastes (brachiopodes, trilobites, entroques ...) avec des petits bancs de calcaire argileux, parfois noduleux. Son sommet est formé par 30 m de calcaires construits riche en faune. L'épaisseur de cette formation est d'environ 35 à 130 m.

Les Formations de Hierges et de Saint-Joseph sont datées de l'Emsien supérieur et terminal. La Formation de L'Eau-Noire contient la limite Emsien – Eifélien (fig. 1, hors-texte).

**Formations de Couvin et de Jemelle : calcaires construits, schistes et calcaires fossilifères et grès (Eifélien) (570 à 650 m).**

Les formations de Couvin et de Jemelle sont indentées (Coen et Dumoulin, communication personnelle). Cette indentation n'est pas visible sur la feuille Givet où la Formation de Couvin semble appartenir à celle de Jemelle. Cependant à quelques kilomètres à l'Ouest de la carte (fig. 10), la Formation de Couvin s'épaissit rapidement aux dépens de la partie inférieure de celle de Jemelle (fig. 11, hors-texte).

d4c2. **La Formation de Couvin** est formée de calcaires en bancs centimétriques à décimétriques. Elle est caractérisée par des faciès de type packstone, très crinoïdique, avec quelques stromatopores et coraux isolés.

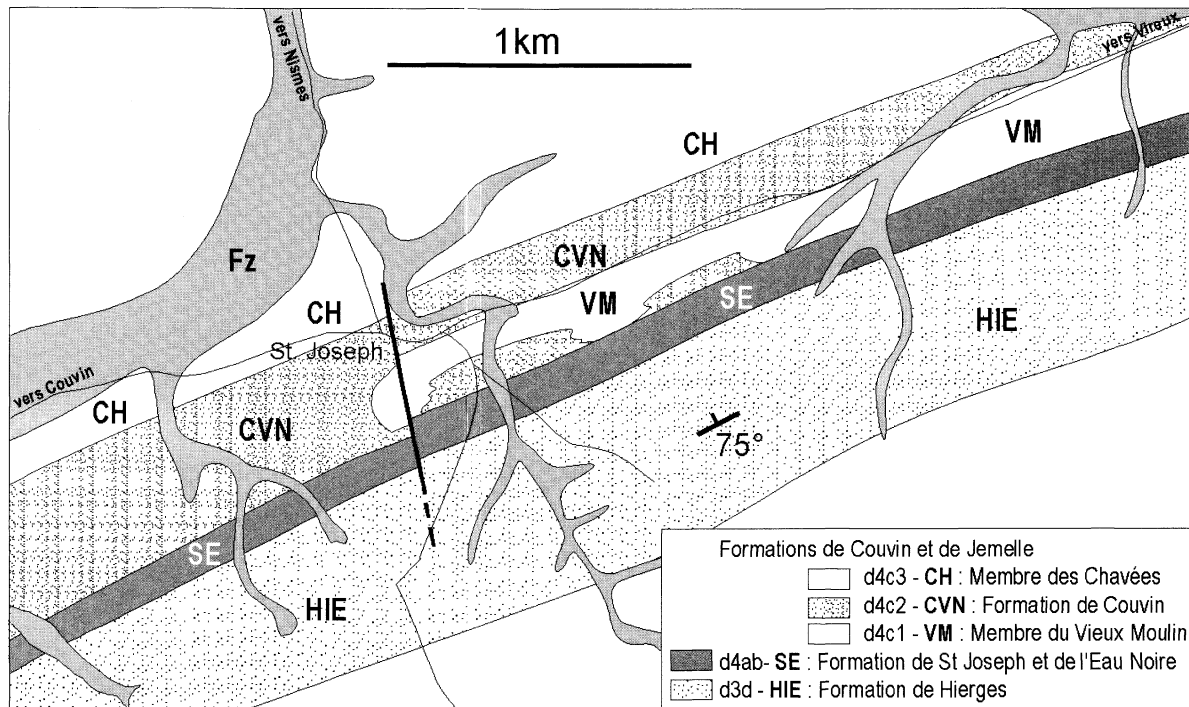
**La Formation de Jemelle** est composée de deux membres : un membre inférieur dit du « **Vieux Moulin** » (d4c1) et un membre supérieur dit des « **Chavées** » (d4c3). Le Membre du Vieux Moulin est formé de schistes calcaires de couleur gris foncé à vert et contient de fines lamines lenticulaires d'argile brune à grise. Vers l'Ouest, ce membre disparaît aux dépens de la Formation de Couvin. Le Membre des Chavées est formé d'alternances de schistes calcaires gris-vert avec localement une macrofaune abondante (coraux, brachiopodes, crinoïdes, bryozoaires et lamellibranches), et des lentilles calcaires ou des bancs grossièrement noduleux à brachiopodes et crinoïdes.

Localement, au sommet de la Formation de Jemelle, une succession de grès psammitiques, parfois à ciment calcaire, a pu être observée sur une épaisseur ne dépassant jamais la dizaine de mètres. Ces roches doivent appartenir à la Formation de la Lomme qui est ici réduite à sa plus simple expression, c'est pourquoi ces roches ont été intégrées dans le Membre des Chavées.

Les Formations de Couvin et de Jemelle sont datées de l'Eifélien moyen.

La Formation de Couvin est caractérisée par des roches plus difficilement érodables que les autres roches du Dévonien moyen. De ce fait, elle se marque dans le paysage par une crête que l'on peut suivre aisément sur toute la largeur de la carte.

d4d. **Formation de Hanonet : grès argileux à ciment calcaire (Eifélien supérieur) (50 à 70 m).** Cette formation est formée de schistes calcaires gris à gris-vert avec quelques brachiopodes, crinoïdes et de rares lamellibranches et bryozoaires. Ces schistes alternent avec des bancs lenticulaires de calcaires crinoïdiques gris de type packstone ou grainstone et d'épaisseur pluri-centimétrique. Ces niveaux sont surmontés par des calcaires schisteux de type packstone et floatstone plus riches en faune



**Fig. 10 - Passage latéral et indentation de faciès entre la Formation de Couvin et la Formation de Gemelle à Saint-Joseph (Belgique).** Extrait de la carte géologique d'Ollroy-Treignes (Coen et Dumoulin, 2002)



(coraux, brachiopodes et crinoïdes), quelques-uns des niveaux calcaires sont finement laminés. La Formation d'Hanonet est reconnue comme correspondant à la partie sommitale de l'Eifélien.

Cette formation affleure relativement mal sur la carte Givet, elle est située au sein d'une dépression qui borde la partie sud d'un relief (Calestienne) lié à la présence des calcaires du Givétien.

## Dévonien moyen

d5a. **Formation des Trois-Fontaines : calcaires gris à *Stringocephalus burtini* (Givétien inférieur) (30 à 80 m)**. Elle constitue la base de la barre carbonatée du Givétien (fig. 12, hors-texte). Elle débute au premier banc de calcaire franc au toit des schistes calcaires de la Formation d'Hanonet. Les trois sous-unités de cette formation correspondent à :

– des calcaires de type wackestone à grainstone gris, crinoïdiques et localement riches en coraux ;

– un biostrome calcaire en bancs métriques, massifs et lenticulaires (rudstone) à nombreux stromatopores globuleux décimétriques, de crinoïdes et de brachiopodes. Des niveaux calcaires bioclastiques soulignent la stratification qui n'est pas aisée à déterminer au sein des faciès massifs. Ce biostrome est surmonté d'une lumachelle à *Stringocephalus burtini*, caractéristique de l'étage Givétien. L'épaisseur des deux premières sous-unités est d'environ 20 m ;

– des calcaires gris foncé et gris clair en bancs bien stratifiés, d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique. La série se caractérise par des alternances de calcaires fins, souvent laminaires (algaires) fréquemment bioturbés et pauvres en macrofaune, de calcaires à débris de coraux ou stromatopores et de calcaires finement laminaires (Préat et Boulvain, 1982). De nombreuses *fenestrae* sont disséminées dans les roches. Localement la dolomitisation est poussée. Quelques niveaux riches en *Stringocephalus burtini* sont observables. L'épaisseur de cette sous-unité est de 60 m.

L'épaisseur de la formation peut rapidement varier. De 80 m à Givet, elle passe à 30 m de puissance à Beauraing.

Sur la carte Givet, cette formation a été exploitée de manière intensive au cours des siècles passés comme pierre de construction (voir anciennes constructions des villes de Givet et de Beauraing). Actuellement, les calcaires sont encore exploités dans le cadre de la production de granulats dans la carrière des Trois Fontaines (Sud de Givet) et plus rarement comme pierre polie (Pierre bleue de Givet).

**d5b-c. Formations des Terres d'Hairs et du Mont d'Hairs : calcaires gris-noir (Givétien moyen) (170 à 230 m).** En raison de la faible densité des affleurements de ces deux formations et des difficultés rencontrées pour les différencier sur le terrain, les formations des Terres d'Hairs et du Mont d'Hairs ont été cartographiées ensemble.

La Formation des Terres d'Hairs est essentiellement constituée de calcaires de type wackestone, à gastéropodes. Ces calcaires sont bien stratifiés et présentent parfois un aspect noduleux. La base de la formation correspond à un niveau riche en coraux et en tabulés et se présente sous la forme de « patch reefs » ou de biostromes (Préat et Boulvain, 1982). L'épaisseur de la formation est de 70 m. Le stratotype de cette formation est situé dans les fossés de la forteresse du Mont d'Hairs (Préat et Tourneur *in* Bultynck *et al.*, 1991) (fig. 12, hors-texte).

La Formation du Mont d'Hairs est constituée par une alternance de calcaires biostromaux massifs de type packstone, floatstone ou rudstone riche en faune (coraux, stromatopores globuleux et gastéropodes) et de calcaires fins de type wackestone à floatstone en bancs épais. La limite inférieure de cette formation est localisée à la base du premier banc massif à caractère biostromal. Le passage à la Formation de Fromelennes est marqué par une augmentation du caractère argileux des sédiments dans les trente derniers mètres avec l'apparition de schistes calcaires et de calcaires schisteux. La puissance de cette formation est de 160 m dans la partie sud de la carte. Au niveau du Massif de Philippeville elle est environ de 100 m. Les calcaires biostromaux ont été exploités comme pierre de construction et comme matériau de concassage.

**d5d. Formation de Fromelennes : calcaires gris foncé à stromatopores (Givétien supérieur) (80 à 135 m).** La limite inférieure de cette formation se situe à la base du premier banc calcaire argileux à brachiopodes, surmontant le calcaire compact plus ou moins construit de la Formation du Mont d'Hairs. La formation est caractérisée par une alternance de calcaires construits par des coraux et des stromatopores et de calcaires fins laminés. Sa limite supérieure est située au niveau du dernier banc calcaire situé sous le premier banc de calcaire noduleux riche en gros brachiopodes (Zone des monstres). Elle se subdivise en trois membres cartographiés ensemble, avec de la base au sommet (fig. 12, hors-texte) :

- le Membre de Flohimont, épais de 30 m et formé par des calcaires argileux à brachiopodes et coraux interrompus par des passées de schistes ;
- le Membre du Moulin Boreux, épais de 80 m et formé de calcaires fins parfois dolomitiques dans la partie inférieure du membre et de calcaires construits par des stromatopores ;

– le Membre du Fort Hulobiet, épais de 25 m et formé de calcschistes et de calcaires argileux noirs laminaires parfois coquilliers ;

Au Sud, l'épaisseur de cette formation varie entre 110 et 135 m. Au niveau du Massif de Philippeville, elle est de 80 m. Les calcaires ont été exploités de manière artisanale comme pierre de construction, carrière du Cul d'Houille au Sud de Fromelennes.

Les formations du Frasnien présentent des variations nord-sud de leur faciès (Dumoulin *et al.*, 1998). Afin de faciliter leur représentation sur la carte géologique et du fait de leur faible épaisseur, ces formations ont été regroupées en trois ensembles lithologiques (fig. 13).

### **Formations de Nismes, du Moulin Lienaus et du Pont de la Folle : schistes calcaires, calcaire noduleux et schistes noirs (Frasnien inférieur à moyen) (80 à 135 m).**

d6a. **La Formation de Nismes** débute par un épais banc de calcaire bioclastique (50 à 150 cm), d'aspect noduleux, de couleur bleuâtre et riche en spiriféridés et atripidés (zone dite des monstres). Ce banc surmonte une série de bancs de calcaires biomicritiques bien stratifiés, appartenant à la Formation de Fromelennes. Mis à part les quelques bancs de calcaires de sa base, la formation est essentiellement constituée de schistes verdâtres avec des nodules calcaires alignés ou épars et plus généralement lenticulaires (Bultynck et Coen dans Boulvain *et al.*, 1999). L'épaisseur de cette formation est de 30 m. Essentiellement d'âge frasnien, cette formation contient la limite Givétien-Frasnien.

Les formations du Pont de la Folle et du Moulin Lienaus, d'âge frasnien, sont des équivalents. Elles expriment les variations faciologiques nord-sud.

d6b1. **La Formation du Moulin Lienaus** correspond au faciès méridional. Elle débute par une alternance de schistes gris-brun en bancs plus ou moins épars (20 à 100 cm) et de bancs de calcaires argileux parfois gris-noir et d'épaisseur centimétrique (5 à 10 cm). Cette formation comprend trois membres avec de la base au sommet :

– le Membre de Chalon (20 à 30 m), formé de schistes gris-brun alternant avec des petits bancs de calcaires argileux peu épais ;

– le Membre de l'Arche qui correspond à une lentille biostromale et atteint 100 m de puissance et 300 m d'extension. Ce membre est caractérisé par des stromatopores, des tabulés et des brachiopodes ;

– le Membre de l'Ermitage formé de schistes gris-vert à alignements de nodules et de petits bancs de calcaire argileux parfois finement bioclastique ; ce membre atteint 115 m de puissance.

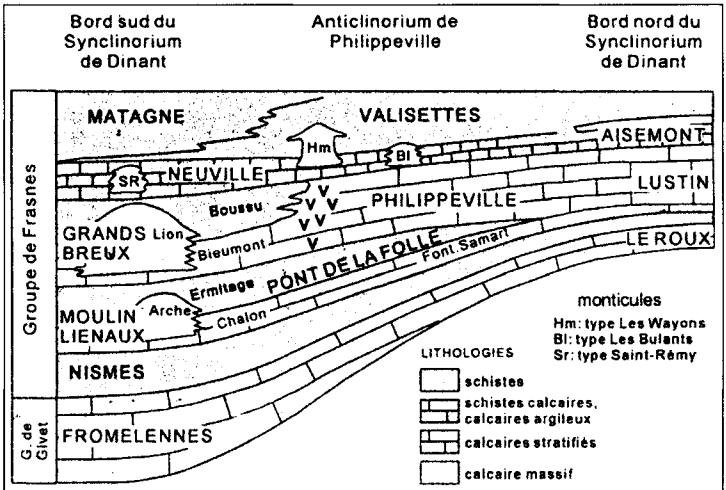


Fig. 13 - Coupe stratigraphique schématique du bassin de sédimentation au Frasnien en Belgique (Dumoulin *et al.*, 1998)

d6b2. **La Formation du Pont de la Folle** comprend deux membres. Le membre inférieur, de Fontaine Samet, formé de calcaires sur 35 m d'épaisseur. Le membre supérieur, de Machénées, constitué de schistes et de schistes nodulaires sur 60 m d'épaisseur. Cette formation n'est présente que dans la partie nord du Massif de Philippeville.

**Formations des Grands Breux et de Philippeville : schistes calcaires et lentilles calcaires (Frasnien moyen) (120 m).** Les Formations des Grands Breux et de Philippeville sont des équivalents stratigraphiques. Elles tirent leur origine des variations faciologiques nord-sud.

d6c1. **La Formation des Grands Breux**, au Sud, est formée de trois membres :

– à la base : le Membre de Bieumont est constitué de calcaires fins de type wackestone, bioclastique et parfois noduleux. Dans la partie supérieure des niveaux schisteux s'intercalent entre les bancs calcaires ;

– au sommet : le Membre de Boussu en Fagne est formé de schistes à alignements de nodules calcaires et de rares bancs calcaires ;

– latéralement au deux membres précédents, se développe le Membre du Lion (fig. 13). Ce membre constitue un bioherme de calcaires gris dont l'épaisseur maximale est de 120 m.

Les calcaires du Membre du Lion sont utilisés dans le cadre de la fabrication de la chaux, et ceux de Bieumont pour la production de granulats. L'épaisseur totale de cette formation est de 120 m dont 40 m pour le Membre de Bieumont et 60 m pour le Membre de Boussu en Fagne.

d6c2. **La Formation de Philippeville**, au Nord, est essentiellement constituée de calcaires et présente deux unités distinctes. La partie inférieure est formée de calcaires noirs en bancs minces au sein desquels on peut observer des lentilles récifales. La partie supérieure est formée d'un complexe biostromal de calcaires gris-noir constitué par des alternances de bancs métriques de massifs à stromatopores globuleux, branchus de type rudstone et de bancs décimétriques souvent laminaires de type packstone. Une dolomitisation irrégulière affecte cette formation, elle n'atteint pas la base de la formation mais peut s'étendre à la Formation de Neuville sus-jacente. Les dolomies ont été exploitées comme matériaux d'amendement des champs et dans la production de graviers. Autrefois, les calcaires non dolomitisés ont fait l'objet d'exploitation dans le cadre de la production de pierre de construction. L'épaisseur de cette formation est comprise entre 100 et 120 m.

d6d. **Formations de Neuville, des Valisettes et de Matagne : schistes calcaires, calcaires noduleux et schistes noirs (Frasnien supérieur) (60 à 250 m)**. Ces trois formations ont été regroupées du fait des conditions dans lesquelles les roches qui leur correspondent affleurent. En effet, celles-ci ne permettent pas de les distinguer les unes des autres. De plus, il semble que la Formation des Valisettes soit absente au sein de la Famenne.

- **La Formation de Neuville** est formée de calcaires noduleux de type packstone à wackestone noirs, crinoïdes, brachiopodes, bioclastes, lamellibranches et coraux en bancs décimétriques alternant avec des schistes vert à brun. Localement, cette formation contient des lentilles de calcaires construits (récifs de marbre rouge) assimilés à des « mud mounds » (Monty *et al.*, 1988) ou des monticules micritiques (Boulvain et Herbosch, 1996). La puissance de cette formation varie du Nord au Sud (20 m à Philippeville à 40 m à Givet). Les récifs de marbre rouge ont été exploités comme matériaux de construction (marbre rouge) dès l'époque romaine (Dumoulin et Marion, 1997).

- **La Formation des Valisettes** est constituée de schistes verts parfois violacés, de calcaires noduleux et de schistes à nodules calcaires gris-rouge et gris-vert. Des calcaires massifs biohermaux rouge et gris et de dimension pluri-décamétrique sont isolés dans la formation. Ils se caractérisent à leur base par des calcaires rouges à stromatactis, puis des calcaires rouges à coraux et crinoïdes, et enfin des calcaires gris à stromatolites et calcaires rouges à stromatactices, coraux et crinoïdes. L'épaisseur de cette formation atteint 100 m dans le Massif de Philippeville, et semble être absente sur la bordure sud de la carte. Les récifs calcaires (1) ont fait l'objet d'une exploitation dans le cadre de la réalisation de pierres d'ornementation.

- **La Formation de Matagne** débute avec le premier banc calcaire à goniatites et buchiolles. Le passage à la formation sus-jacente s'effectue de manière progressive et se caractérise par un passage à des lithologies légèrement plus arénacées. Généralement de couleur noire, cette formation se débite en petites plaquettes fines, débit qui contraste avec celui plus grossier de la Formation de Famenne. Cette transition entre les formations de Matagne et de Famenne s'effectue progressivement mais suffisamment rapidement pour être facilement cartographiable. Essentiellement formée de schistes, elle contient quelques nodules calcaires aplatis et allongés dans le plan de stratification. D'un point de vue faunistique, cette formation renferme de nombreux petits lamellibranches (*Buchiola palmata*). Affleurant de manière discontinue, son épaisseur varie de 40 à 120 m (au sein de la dépression de la Famenne). Elle est datée du Frasnien terminal à l'extrême base du Famennien.

## Dévonien supérieur

**d7a. Formation de la Famenne : schistes et siltites (Famennien inférieur) (75 à 125 m).** Cette formation est constituée de schistes micacés gris-vert à vert, parfois bruns. Elle contient des coquilles de brachiopodes dissoutes et ferruginisées qui forment localement des lentilles carbonatées d'épaisseur centimétrique ou des lumachelles. Les rhynchonelles et les spirifers sont les plus abondants. La fraction silteuse croît de la base au sommet. La limite inférieure est marquée par un passage d'une sédimentation argileuse fine à une sédimentation plus silteuse et micacée qui se matérialise à l'affleurement par un débit schisteux plus grossier. La limite avec la Formation d'Aye n'est pas franche, elle est marquée par une augmentation de la fraction silto-gréseuse au sein de la série, la limite étant fixée à 5 % de bancs silto-gréseux. Les produits d'altération de ces schistes ont localement servi pour la fabrication des briques (Wanlin, en Belgique).

**d7b. Formation d'Aye : schistes et siltites gréseuses (Famennien inférieur) (100 à 200 m).** La formation est constituée de schistes vert à gris clair et de siltites et de grès fins hétérogènes, argileux, gris-vert à gris-beige, bien stratifiés et laminaires. La formation se caractérise par des grès ou des siltites laminaires et de schistes qui alternent régulièrement, avec des bancs d'épaisseur centimétrique à pluri-décamétrique. Au sein de la Formation d'Aye, les bancs gréseux représentent entre 5 et 20 % de l'épaisseur totale et leur épaisseur est toujours inférieure à 25 cm. De la base au sommet de la formation, la proportion en matériel gréseux s'accroît peu à peu pour atteindre 70 % à son sommet. Cette évolution n'est pas régulière, elle est marquée par des récurrences de faciès plus pélitiques. Localement, on note la présence de bancs calcaires lenticulaires d'épaisseur centimétrique, à brachiopodes et à crinoïdes. Elle est datée du Famennien inférieur et ses limites sont diachrones.

**d7a-b. Formation d'Aye et de Famenne : schistes et siltites (Famennien inférieur) (175 à 325 m environ).** Au sein de la dépression de la Famenne, la distinction entre ces deux formations n'est pas réalisable, le faible taux d'affleurement et le critère choisi afin de déterminer la limite entre ces deux formations ne pouvant pas se suivre dans ce secteur. Au Nord du Massif de Philippeville (carte géologique Philippeville-Rosée ; Boulvain et Marion, 1994), la distinction entre les deux formations n'a pas pu être établie.

**d7c. Formation d'Esneux : schistes, siltites et grès (Famennien moyen) (100 à 180 m).** La base de la Formation d'Esneux se caractérise généralement par des grès fins ou des siltites gris-vert, hétérogènes et

micacés, faiblement schistosés, mal stratifiés, en bancs massifs décimétriques à métriques. Quelques bancs de grès d'épaisseur centimétrique, laminaires ou en lentilles étirées, soulignent la stratification. La formation se caractérise par des ensembles pluri-métriques à pluri-décamétriques homogènes formés par des schistes et des grès très fins, légèrement argileux, gris à gris-beige, très finement laminés (laminés planes parallèles, obliques ou entrecroisées). Les bancs gréseux, souvent lenticulaires, sont entrecroisés de joints schisteux gris-vert. Les ensembles gréseux sont séparés des ensembles plus pélitiques constitués de schistes gris-vert, gris foncé à vert et de grès micacés très fins, gris-beige. Elle a été exploitée par le passé comme « concassé ».

**d7d. Formation de Souverain-Pré : schistes calcaires et calcaires crinoïdiques (Famennien supérieur) (50 à 120 m).** Cette formation est constituée de gros bancs métriques de calcaires nodulaires à ciment silto-schisteux. Les calcaires sont essentiellement bioclastiques (crinoïdes et brachiopodes) de type mudstone, wackestone à packstone. À la base, les calcaires forment de minces bancs qui alternent avec des grès. Les calcaires nodulaires sont interrompus par des grès calcaires divisés en bancs décimétriques. La limite supérieure de cette formation n'est pas franche, on passe progressivement d'un faciès « Souverain-Pré » à un faciès « Ciney ». Cette limite est marquée par l'apparition de grès à fines structures lamellaires. La Formation de Souverain-Pré est facilement reconnaissable à son aspect carié, mettant en évidence les alignements de cavités issues de la dissolution des nodules calcaires. Il n'y a pas d'utilisation connue de cette roche, par contre elle constitue un bon aquifère pour les captages domestiques.

**d7e. Formation de Ciney : grès et siltites calcaires (Famennien supérieur) (250 à 300 m).** Cette formation est essentiellement constituée de grès fins et de siltites avec des calcaires nodulaires à sa base et à son sommet, auxquels il faut ajouter des calcaires stratifiés à son sommet. La série débute au toit de la Formation de Souverain-Pré par des grès fins, finement lités à nodules aplatis de dolomies, en bancs métriques à pluri-métriques. Ces grès à ciment calcaire sont surmontés de grès à nodules calcaires alternant avec des grès et des siltites grises en bancs métriques. En montant dans la série les bancs à nodules calcaires deviennent de moins en moins nombreux et moins épais, ils laissent la place à des siltites et des grès de plus en plus stratifiés. Vers le haut, les passées schisteuses s'intercalent entre les bancs de grès qui restent carbonatés. Le dernier tiers de la formation (anciennement appelé « Strunien ») est constitué de trois unités, l'unité de base renferme des schistes à passées calcaires, puis des schistes gris-vert. La seconde unité est gréseuse à lits de nodules calcaires. La dernière unité montre une alternance de calcaire et de calcaire gréseux avec des schistes et des siltites. Les grès



de cette formation présentent fréquemment des stratifications planes parallèles ou entrecroisées en « auges » ou « en mamelons ». Les micas sont parfois abondants. Les roches de cette formation ont autrefois fait l'objet d'exploitation comme pierre de construction, plus au Nord, on les exploite encore comme granulats.

## Carbonifère

**h1a. Formation d'Hastière : calcaires et schistes calcaires (Tournaisien inférieur, Haastarien inférieur) (20 à 35 m).** Cette formation est constituée par des calcaires crinoïdiques à lits schisteux et calcschisteux. Elle est divisée en trois unités. À sa base : un gros banc métrique de calcaire oolitique surmonté par des calcaires nodulaires sur 1,5 m. La série se poursuit par des calcaires crinoïdiques stratifiés à récurrences de lits calcschisteux avec un gros banc oolitique. La seconde unité est constituée de calcaires gris foncé, finement crinoïdiques et en gros bancs. Au sommet, la série est marquée par des alternances de schistes calcaires et de calcaires crinoïdiques en bancs décimétriques. Les calcaires de cette formation ont autrefois fait l'objet d'une exploitation comme pierre de taille et comme moellons.

**h1b. Formation du Pont d'Arcole : schistes riches en bioclastes (Tournaisien inférieur, Haastarien moyen) (15 à 20 m).** Elle est essentiellement constituée de schistes de couleur brun-ocre, cette formation comprend quelques niveaux carbonatés et des niveaux de calcaires crinoïdiques à son sommet. Riche en faune (bryozoaires, fenestellides, crinoïdes et brachiopodes), elle renferme plus spécifiquement des *Spiriferia peracuta*, qui lui sont caractéristiques.

**h1c. Formation de Landelies : calcaires argileux crinoïdiques (Tournaisien inférieur, Haastarien moyen) (35 à 40 m).** Elle est caractérisée par des calcaires souvent argileux, gris foncé, crinoïdiques à gros articles et de quelques minces bancs de calcschistes dans sa partie inférieure. Stratifiée à sa base, elle devient massive à son sommet. Les calcaires sont riches en débris de macrofaune (coraux : *Siphonophylla* sp. et brachiopodes). Dans les calcaires de la partie la mieux stratifiée, les intercalations de calcschiste sont rares. Les calcaires ont été exploités par le passé dans le cadre de la production de chaux hydraulique et de moellons.

**h1e-2aB. Formations de Maurenne et de Bayard : calcaires argileux et calcaires crinoïdiques (Tournaisien moyen, Haastarien supérieur et Ivoirien inférieur) (20 à 70 m).** Les formations de Maurenne et de Bayard ont été rassemblées du fait de leur



faible épaisseur, pour plus de précision, le lecteur peut consulter les cartes géologiques belges à 1/25 000 : Hastière – Dinant (Delcambre et Pingot, 1993) et Achêne – Leignon (Boulvain et Marion, 1994).

• **La Formation de Maurenne** est formée de calcschistes et de calcaires argileux gris terne. Elle peut contenir des débris coquilliers ou des crinoïdes. Localement, cette formation développe une schistosité pénétrative. La partie supérieure de cette formation contient des cherts noirs ou lie-de-vin. Son épaisseur varie de 15 à 40 m.

• **La Formation de Bayard** est formée de calcaires stratifiés moyennement à fortement crinoïdiques avec ou sans cherts noirs et de couleur grise à gris foncé. Les calcaires forment la semelle stratifiée des récifs et sont situés soit au-dessus des calcschistes de la Formation de Maurenne, soit entre les deux lentilles récifales. Dans les domaines péri-récifaux, la base de cette formation est souvent très crinoïdique et constitue un équivalent stratigraphique aux récifs waulsortiens (voir plus loin). Localement, les calcaires peuvent être totalement dolomités. Ils ont fait l'objet d'une exploitation comme pierre de taille ou d'appareillage et leur épaisseur varie entre 5 et 30 m.

**h1d-2aW. Formation de Waulsort : calcaires et dolomies construites (Tournaisien supérieur et Viséen inférieur, Ivoirien supérieur et Molinacien inférieur) (0 à 300 m).** La Formation de Waulsort comprend l'ensemble des calcaires construits formant des masses lenticulaires récifales étendues. Massif à mal stratifié et dépourvu de cherts, le calcaire est parfois dolomitisé.

Trois faciès s'y distinguent (fig. 14) :

- un faciès à « veines bleues », riche en fossiles macroscopiques (fenestelles, crinoïdes, brachiopodes, etc.). Le calcaire est pourvu de « cavités » centimétriques à pluri-centimétriques cimentées par plusieurs générations de ciments fibreux grisâtres à violacés. Ces cavités sont soit des vides situés sous les fenestellidés, soit des stromatactis ;
- un faciès à crinoïdes, essentiellement développé à la base des récifs et formé par un amoncellement de crinoïdes ;
- un faciès fin à biomicrite, finement bioclastique, formé de calcaires gris clairs, et parfois stratifiés et développé dans la partie supérieure des récifs.

Cette formation est fortement interpénétrée par les faciès latéraux des Formations de Bayard, à la base, et de Leffe, au sommet. Ces récifs semblent s'être formés (Lees *et al.*, 1977) sous une importante tranche d'eau (sous la zone d'action des vagues et sous la zone photique). Leur développement terminal s'est effectué en milieu peu profond, permettant le

développement de la micritisation et la présence d'algues vertes et de gastéropodes. Ces calcaires ont fait l'objet d'une exploitation artisanale locale comme pierre de construction.

**h1e-2aL. Formation de Leffe : calcaires (Tournaisien terminal et Viséen inférieur, Ivoirien supérieur et Molinacien inférieur) (5 à 75 m).** La Formation de Leffe comporte des calcaires stratifiés gris clair, avec ou sans cherts clairs. Ils forment dans les domaines waulstortiens, l'enveloppe des récifs. Dans les zones les plus éloignées des récifs, ces calcaires constituent la trace de l'épandage des sédiments sur les flancs des récifs (fig. 14). Ces calcaires sont de type rythmique au voisinage des récifs, développant des séquences d'épandage caractéristiques avec des bases de banc érosives et des séries grano-décroissantes. Latéralement, les séquences ne sont plus rythmiques, les calcaires sont alors riches en micrite. La limite supérieure de cette formation n'est pas franche, elle s'effectue progressivement avec l'apparition de calcaires noirs en plaquettes. Par endroits, le Calcaire de Leffe est totalement dolomitisé. Les calcaires ont été exploités de manière locale dans le cadre de construction.

**h2b. Formation de Molinee : calcaires noirs stratifiés (Viséen inférieur, Molinacien inférieur) (5 à 75 m).** Cette formation est constituée de calcaires noirs finement stratifiés (épaisseur des bancs inférieure à 1 m), qui alternent avec des unités de calcaires gris finement grenues en bancs plus épais (Mamet, 1964). Les calcaires peuvent contenir des cherts, surtout dans la partie sommitale de la Formation. D'Ouest en Est, dans les environs de Falmignoul, les calcaires noirs font place progressivement à des dolomies noires pulvérulentes. Le passage de la Formation de Leffe à celle de Molinee s'effectue de manière progressive, par l'apparition de plaquettes de calcaires noires associées à des calcaires clairs de type Leffe. Le sommet de la Formation de Molinee est quant à lui marqué par le passage à des dolomies foncées, grenues et bioclastiques à silicification claire. La puissance de cette formation varie fortement, de 5 à 75 m sur la feuille Givet, ces variations sont en rapport avec la présence ou non de récifs waulstortiens. En effet, les Calcaires de Molinee correspondent aux prolongements latéraux et sommitaux des récifs waulstortiens. Ces calcaires représentent des faciès de lagon, confinés et protégés à l'arrière des édifices récifaux (fig. 14). Le calcaire noir a été autrefois exploité comme « marbre », il est actuellement exploité pour la production de granulats à Leffe (au Nord de la carte).

**h2c-d. Formations de Neffe et de Lives : calcaires et dolomies, et calcaires et brèches stratifiés (Viséen moyen et supérieur, Molinacien supérieur à Livien (> 100 m)).** Les formations de Neffe et de Lives sont cartographiées ensemble afin de faciliter la lecture de la carte

géologique. Pour des renseignements plus précis, le lecteur pourra se reporter à la carte géologique d'Hastière-Dinant (Delcambre et Pingot, 1993).

• **La Formation de Neffe** est constituée de calcaires et accessoirement de dolomies ; elle est divisée en quatre séquences. La première est formée par des dolomies grises, stratifiées, riches en faune (coraux et brachiopodes) et lardée de bandes silicifiées. La seconde est constituée de bancs plurimétriques de calcaires gris, grenus, diaclasés, très fossilifères, débutant par des calcarénites très bioclastiques et se terminant par des dolomies et des calcaires dolomitiques. La troisième est formée du même calcaire gris clair et fortement bioclastique ; il contient des lumachelles et des brachiopodes. La quatrième est plus finement grenue ; elle se termine par un conglomérat de galets calcaires cimenté par une argile issue de la dégradation de cendres volcaniques (équivalent du banc d'Or de Bachant, décrit dans l'Avesnois ; Delcambre, 1989). L'épaisseur de cette formation est estimée entre 90 et 160 m et est datée du Moliniacien supérieur. Les roches de la Formation de Neffe sont exploitées dans le cadre de la production de chaux.

• **La Formation de Lives** est caractérisée par des calcaires rythmiques stratifiés et divisés en 5 unités au sein desquelles sont imbriquées les brèches viséennes. Sa base débute au sommet du Banc d'Or (niveau conglomératique à ciment argileux). La mise en place des brèches résulterait des premiers soubresauts liés au raccourcissement varisque. La puissance de cette formation est estimée à plus de 100 m et est très variable du fait de la présence des brèches. Les calcaires ont été exploités pour fournir du marbre rouge.

### **Formations superficielles et quaternaires**

Les formations superficielles post-paléozoïques, affleurent de manière sporadique sur le plateau ardennais et plus régulièrement le long des principales vallées incisant profondément le plateau (hauteur moyenne du dénivelé : 250-300 m). Leur stratigraphie comprend de nombreuses lacunes ; elle regroupe des sédiments marins et continentaux d'âge tertiaire et exclusivement continentaux d'âge quaternaire. Elles sont représentées uniquement lorsque leur épaisseur dépasse un mètre de puissance. Azoïques, elles ont été attribuées stratigraphiquement par corrélation avec les formations datées présentes sur les feuilles voisines. Dans les autres cas, elles ont été distinguées selon leur mode de mise en place et donc leurs lithologies. On y distingue :

- des formations d'altération, en plaquage ou piégées au sein de karsts ;
- des formations de versant, dépôts colluviaux ou de solifluxion ;

- des lœss, dépôts de poussières d'origine éolienne ;
- des alluvions récentes et anciennes associées aux vallées principales.

Pour de plus amples renseignements, le lecteur pourra se reporter à la carte des sols de Belgique (planchettes établies à 1/20 000).

## Formations d'altération

*s.l.* **Altérites.** Ces formations sont omniprésentes sur les plateaux. Elles ont été en partie interprétées sur les anciennes cartes géologiques comme correspondant aux « Limons des plateaux ». Elles peuvent être parfois mélangées superficiellement (< 1 m) à un apport lœssique quaternaire. Elles constituent des affleurements limono-argileux, riches en kaolinite et illite, parfois en chlorite et plus ou moins riches en blocs et pigmentées en fonction du substrat qu'elles altèrent. Elles sont en relation avec une paléotopographie peu incisée et peuvent atteindre 10 m d'épaisseur. Elles sont généralement préservées à l'écart des drains fluviaux principaux. Seuls les secteurs où leur épaisseur est supérieure à 1 m sont cartographiés. Le front d'altération chimique (désilicification profonde) pénètre plus profondément dans les secteurs très fracturés et plus rarement dans les terrains présentant une forte schistosité.

Les altérites se développent particulièrement bien sur les bedrocks gréseux à ciment carbonaté (formations d'Anor, de Souverains-Pré et de Ciney) où leur épaisseur est nettement supérieure à celle observée sur les autres substrats rocheux. Par exemple, la décarbonatation des Grès d'Anor et la présence fréquente d'hématitisation en taches est particulièrement bien observable dans les carrières de Onrye (Sud de la carte). Il s'agit de la partie inférieure d'un profil d'altération polygénétique anté-pliocène, au moins d'âge paléogène, voire *pro parte* plus ancien (Voisin, 1981), tronqué par érosion marine éocène et continentale. Le profil d'altération a été repris par la cryoturbation et les gels quaternaires. Il est partiellement dérubié par l'acido-complexolyse plio-quaternaire.

## Karsts

Les karsts sont relativement peu développés sur cette carte, excepté sur les calcaires datés du Givétien (Van den Broeck *et al.*, 1910 et Quinif, 1993) et du Carbonifère. Le plus bel exemple de karst correspond à la grotte de Nichet située sur la commune de Flohimont (France) ; le phénomène karstique y est encore fonctionnel. En surface, les effondrements associés aux karsts sont à l'origine de la formation de dolines. Elles sont particulièrement bien visibles dans le secteur du Cense-de-la-Haye, le diamètre maximal observé avoisinant la vingtaine de mètres. À Flohimont, le dénivelé de la grotte de Nichet atteint 35 m.

L'âge de formation initiale du karst est incertain ; il est probablement tardi-varisque (calcitisation vadose) et retouché depuis en fonction de l'état des contraintes susceptibles d'ouvrir les failles et les joints dans les massifs calcaires (Quinif, 1997). L. Voisin (1981) évoque un âge initial pré-triasique pour le Sud du Massif de Rocroi uniquement. Ce karst fonctionne certainement en milieu continental au Wealdien, comme dans l'Avesnois à Limons-Fontaine. Il est colmaté par des formations marines de l'Éocène (Landénien, Bruxellien ou Yprésien) voire continentales de l'Oligocène, puis à nouveau colmaté par des formations continentales au Miocène, en association avec des épisodes érosifs importants et le développement de cryptokarst (Dupuis, 1992). En raison de son engorgement (tourbe pyriteuse), le karst de Onhay (limite nord de la carte) doit être voisin du niveau marin au Miocène moyen (150 m). Le réseau karstique quaternaire est drainant et recoupe ces paléo-réseaux à contenu rubéfié et semble être guidé par un réseau de fractures de direction N-S.

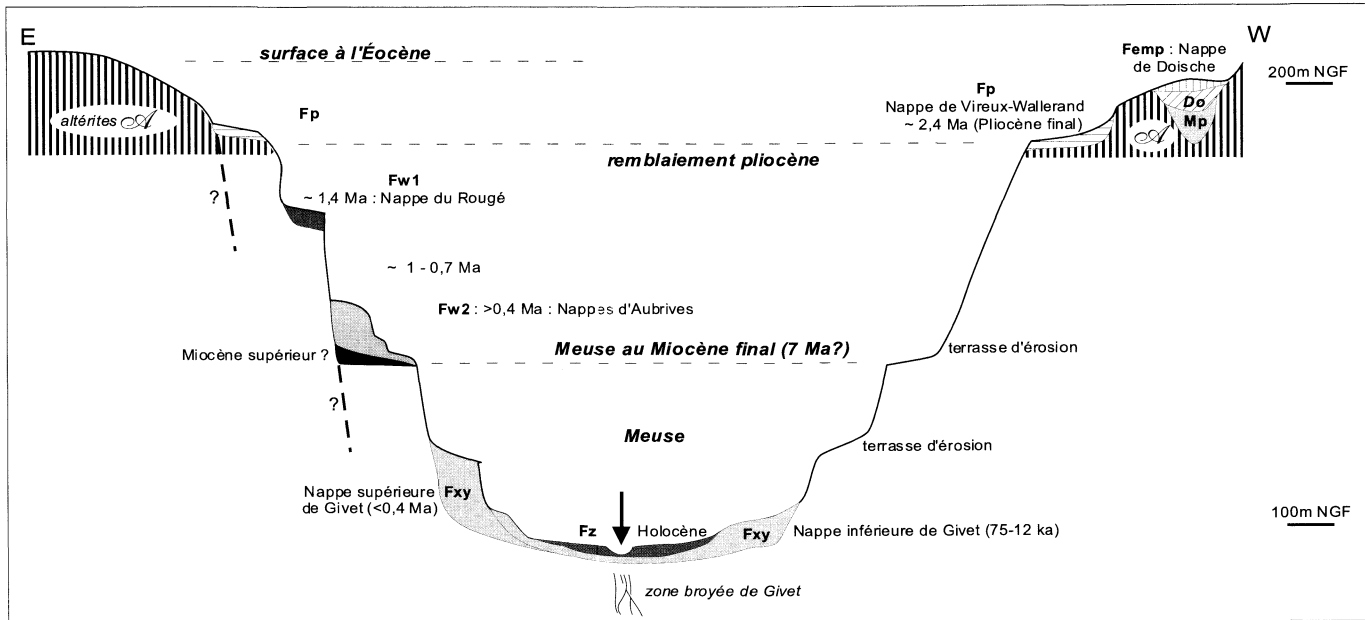
### Dépôts résiduels

Ces dépôts, remaniés des altérites, sont préservés sous la forme de placages minces ou piégés à la faveur de dépressions karstiques polygénétiques. Ils sont surtout présents au Nord de la carte (Éocène et Miocène inférieur de Onhay : De Putter *et al.*, 1987). Leur minéralogie révèle généralement une dominante de l'association kaolinite-illite ainsi que des smectites, avec localement des synthèses d'halloysite au contact du substrat calcaire (Dupuis, 1992). Elles ont été anciennement cartographiées sous le sigle Onx et actuellement sous le sigle ESM (Sables et argiles de l'Entre-Sambre-et-Meuse) sur les cartes géologiques belges et attribuées à la « Traînée mosane » (Soyez, 1978).

Sur la feuille Givet, les dépôts résiduels sont regroupés sous trois ensembles :

**e. Sables et argiles attribués à l'Éocène et remplissant des poches karstiques.** Ce sont des sables blanc-jaune et des argiles plastiques brun chocolat en proportions variables. En dehors du quartz, les feldspaths sont abondants dans les sables. Ces poches karstiques s'observent sur la barre calcaire du Givétien et plus particulièrement sur les communes de Flohimont, Givet et en Belgique à l'Ouest de la Meuse. Les argiles plastiques ont fait l'objet d'exploitation pour la réalisation de poteries ou la briqueterie ; elles sont aujourd'hui abandonnées pour cause d'épuisement du gisement.

Les dépôts résiduels existent également sous la forme d'altérites silicifiées remaniées en galets dans la Famenne (Wanlin, Est de la carte Givet) ou en galets repris dans les nappes plio-quaternaires. Ces galets



**Fig. 15 - Coupe schématique de la vallée de la Meuse reprenant l'ensemble des terrasses alluviales**  
 (âges estimés par analogies aux formations datées de la région)



pourraient éventuellement être remaniés à partir de la nappe de la base de l'Albien (transgression bien caractérisée sur les marches occidentales du plateau de Rocroi, voir la notice de la carte Renwez).

**Do. Formation de Doische : sables Éocène (épaisseur de 0,5 à 3 m dans les remplissages karstiques) (base à +240 m).** Elle est représentée par trois plaquages principaux au Sud-Ouest de Givet. Il s'agit de sables fins, blancs à rosés (2.5YR, Munsell), à dragées de quartz, avec des nodules plinthisques (paléosol tropical), parfois surmontés par des sables moyens ocre (7.5YR) à galets de quartzite constituant la Nappe de Doische *s.s.*

**mp. Sables mio-pliocènes.** Ils affleurent à l'extrémité nord de la carte. Ces sables occupent des dépressions karstiques développées dans les calcaires et dolomies du Dinantien. Ce sont des sables fins gris blanchâtre à rougeâtre, souvent argileux qui renferment des lentilles argileuses et des lits tourbeux. Ils résulteraient du piégeage de sables issus de la transgression marine rupélienne (Oligocène inférieur) dans des poches karstiques du type crypto-lapiaz et de l'accumulation Mio-pliocène de sédiments fins de type lacustre et/ou palustre, au cœur des dépressions. L'ensemble est recouvert de sédiments alluviaux (Soyer, 1978 ; Ertus, 1990). Ces sables renferment des lits tourbeux d'âge mio-pliocène (Russo-Ermolli, 1991).

### Formations fluviales

Dans le secteur de Givet, de nombreux dépôts alluvionnaires sont associés à l'incision des drains fluviaux depuis la formation de la plaine ardennaise. Ces dépôts s'organisent en un complexe de terrasses superposées, les plus anciennes se trouvant généralement aux altitudes les plus hautes (fig. 15). Ils sont essentiellement en relation avec les vallées de la Meuse et de la Lesse, les affluents secondaires ayant généralement une pente trop importante pour préserver des nappes alluviales significatives. Le fond des talwegs secondaires est souvent incisé directement dans la roche, parfois tapissé de gros blocs anguleux locaux, et plus rarement recouvert par des alluvions récentes (Fz). Le secteur couvert par la feuille Givet correspond à une zone clef pour la compréhension de l'évolution du réseau hydrographique de la Meuse en relation avec l'évolution néotectonique du front varisque, avec notamment la capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant (Voisin, 1999 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002 ; Lacquement *et al.*, en préparation).

### Nappes pré-quaternaires (> 1,8 Ma)

Ces nappes ne contiennent pas de blocs glaciels, ni de géli fractes ; elles sont composées essentiellement d'éléments siliceux résiduels (grès, quartz) bien roulés, souvent de petite taille (entre 1 et 3 cm de diamètre).

**Femp. Nappe de Doische (Éocène et Mio-Pliocène ?) (base à 210-230 m).** Cette formation résiduelle est bien préservée au Bois de Fir et à la Cense-de-la-Haye où elle a fait l'objet d'une exploitation intensive au siècle passé. Au Bois de Fir, trois unités sont préservées sous des dépôts de pente quaternaires incorporant des gélifracsts, avec de la base au sommet : 1) un sablon résiduel, rose à violacé avec nodules plinthisques et figures de battement de nappe phréatique (hématite) ainsi que des fantômes de diaclases ; 2) un sable blanc à rosé, très fin, dérivé des altérites sur grès et quartzites, avec quelques galets désilicifiés et voilages argileux de type tidal ou estuarien ; 3) un sable ocre à galets superficiellement rubéfiés, la nature des galets est très diversifiée, on trouve notamment des galets de calcaire oolitique silicifiés d'âge jurassique (Voisin, 1981). Le sable rose résiduel [1] correspond à un résidu d'altération d'une marne. Par analogie avec les faciès de la bordure sud du Massif de Rocroi, il pourrait s'agir de marnes du Crétacé de la base du Crétacé supérieur (voir la future notice de la feuille Renwez, n° 68). Le sable blanc [2] est un dépôt de rétrogradation associé à un haut niveau marin probablement éocène (sans doute Yprésien), en conformité avec les altitudes atteintes par les transgressions de cet étage, +250 m selon Hardenbol *et al.* (1998). Le sable ocre [3] est probablement un faciès fluviatile néogène étant donné sa faible altération, la présence de grains émoussés luisants et mats ainsi que d'un niveau de galets basal (Masson, 1996) et les données palynologiques (détermination E. Roche, IRSCN Bruxelles, 1998). Des épisodes de soutirage karstique séparent les différentes unités. À la Cense-de-la-Haye, deux sondages de 15 m en bordure de la poche anciennement exploitée ont permis de retrouver les unités 2 et 3, avec des paléosols rubéfiés interstratifiés ainsi qu'une épaisse accumulation (8 m) de produits de dissolution des calcaires encaissant avec des résidus organiques et des pseudomorphoses de pyrite.

Cette formation a été attribuée à l'Éocène par L. Voisin (1981), puis au Pliocène. Il nous paraît vraisemblable qu'elle a enregistré plusieurs épisodes d'activité karstique qui ont pu débiter au Jurassique et de façon plus certaine à la fin de l'Éocène. Ultérieurement, l'activité du système karstique s'est poursuivie peut-être au Miocène inférieur comme à Onhay (De Putter *et al.*, 1996), au Miocène final ou au Pliocène (Messinien possible) et de manière plus probable, au Quaternaire ancien, c'est-à-dire pendant les périodes de relief accentué pour raison tectonique (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). Les niveaux organiques en base de sondage ont donné quelques pollens de conifères de type éocène (détermination E. Roche, IRSCN Bruxelles, 1998).

Sur la feuille Givet, trois autres nappes alluviales, persistant de manière résiduelle (nappe du Fort de Givet et les nappes de Hastière) sont attribuées à Femp du fait de leur position et leur composition. Sans matrice, elles sont constituées de gros galets gréseux et quartzeux bien émoussés qui

affleurent sur la surface des calcaires. Anté-quadernaires, elles sont probablement d'origine littorale.

**Fp. Nappe alluviale supérieure de Vireux-Wallerand (base à 200 à 210 m) (Pliocène supérieur : Prétiglien ?) (2 à 3 m).** Cette nappe alluviale est à matrice de sable fin, très voisine de celle de la Formation de Doische (F<sub>p</sub>-p). Elle contient des galets peu émoussés en provenance du Massif de Rocroi, mêlés à des galets très émoussés quartzeux dérivés des nappes antérieures. Cette nappe est altérée par un sol jaune-rouge podzolique. Elle est vraisemblablement prétiglienne (2,4 Ma, Pliocène final) en raison de sa forte charge en altérites locales (matrice silto-sablonneuse) (Lacquement *et al.*, en préparation). Elle est séparée de la nappe Fw<sub>1</sub> par une paléo-falaise.

### **Nappes quadernaires s.s.**

Les nappes moyennes Fw<sub>1</sub> et Fw<sub>2</sub> sont séparées par une paléo-falaise dont la hauteur peut atteindre 30 m par endroits, et elles sont généralement recouvertes de dépôts de pentes soliflués. Ces nappes sont postérieures à la phase tectonique du Quadernaire ancien (1,0 - 0,8 Ma) (Souchez, 1966 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). Elles peuvent être regroupées en 2 membres séparés par des paléo-falaises.

**Fw<sub>1</sub>. Membre alluvial supérieur, dit « du Rougé » (base à 185-170 m) (Pléistocène ancien : Waalien).** Ce membre alluvial est complexe et constitué de 2 nappes superposées, formées de sables et graviers grossiers surmontés de limons de décantation à contenu pétrographique très varié, riche en géli fractes et avec un niveau à très gros blocs glaciels (> 2 tonnes, quartz et quartzites cambriens) à la base (Van Vliet, 1971). Il remanie des altérites (essentiellement constituées de kaolinite, des éléments silicifiés en provenance des Côtes de Meuse et de la Haute Semois (cuirasse goethitique mio-pliocène sur Sinémurien, cf. Hirschberg à Arlon), ainsi que des grains de glauconie dont l'origine est méridionale (Jurassique du Bassin parisien) (Voisin, 1981). La pente du litage, au sein des dépôts, est particulièrement forte, suggérant un dépôt de compétence-transit de la Meuse au débouché de l'amphithéâtre d'Aubrives – Chooz. Cette nappe est altérée par un pédocomplexe rouge désaturé (5YR5/6, Munsell), avant d'être enfouie sous des dépôts de pentes également rubéfiés. Cette nappe peut être attribuée au Waalien (1,4 Ma) (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002) à l'instar de ses homologues datés du Rhin (Zagwijn, 1989) ou des autres massifs hercyniens.

**Fw<sub>2</sub>. Membre alluvial inférieur, dit « d'Aubrives » (base à 125-150 m) (Pléistocène ancien à moyen : Cromérien *sensu lato*) (environ 5 m).** Ce membre alluvial semble être le plus complexe du système, il est formé de plusieurs séquences de nappes superposées parfois

bien individualisées, parfois non différenciées. L'ensemble de ces sous-nappes a été cartographié de façon uniforme afin de faciliter la lecture de la carte.

– le *Complexe supérieur d'Aubrives* (substrat à 135-150 m) correspond à une nappe alluviale résiduelle, de pétrographie variée, avec gélifraacts et blocs glaciels. Non rubéfiée, elle préserve de manière locale une matrice sableuse ocre (Hastièrre-par-delà, Belgique). L'âge de ce complexe est estimé à **1 Ma** par Pissart *et al.* (1997).

– le *Complexe de Chooz* (substrat à 135-125 m) est formé par une seconde série de nappes alluviales superposées, non rubéfiées, souvent à l'état résiduel, de pétrographie variée, avec gélifraacts et blocs glaciels. L'âge de ce complexe est estimé à **700-600 ka** par Pissart *et al.* (1997), elle recouvre plus vraisemblablement l'ensemble du Cromérien (0,8 à 0,4 Ma), par analogie avec les autres bassins versants datés du Nord-Ouest de la France. Cette nappe repose à Vireux-Wallerand sur un sable fluviatile résiduel et de couleur ocre (1 m d'épaisseur), illuvié par une paléo-pédogénèse (pétrographie) à charge de paillettes de schistes. Ce sable est probablement d'âge tortonien ou messinien, par analogie avec les faciès régionaux français (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002 ; Lacquement *et al.* en préparation).

Ces nappes périglaciaires, souvent résiduelles sont souvent confondues avec l'encoche d'érosion qui les supporte. Ce phénomène est lié aux modalités de fonctionnement de ces nappes, elles sont en effet surtout associées à un sapement latéral des berges. Les terrasses sont avant tout des formes d'érosion plus que de transit. De plus, elles sont plus ou moins masquées par des dépôts éoliens ou de pente.

**FW1-2. Membre alluvial complexe Pléistocène inférieur à moyen (épaisseur variable).** Au Sud de Givet et sur la rive gauche de la Lesse, les membres alluviaux du Rougé et d'Aubrives, ainsi que de Chooz, sont rassemblés du fait de l'absence de paléo-falaise marquée entre les dépôts de FW1 et FW2. Ces deux formations sont ainsi regroupées au sein d'un même ensemble.

Les nappes alluviales les plus basses sont séparées des précédentes par une puissante incision et une paléo-falaise atteignant une vingtaine de mètres.

### **Membres alluviaux du Pléistocène moyen - supérieur et de l'Holocène**

**Fx-y. Complexe alluvial du Pléistocène moyen et supérieur de Givet (entre 1 et 10 m au-dessus du lit mineur de la Meuse).** Ce complexe est constitué de nappes alluviales à matrice absente ou de nature limono-sableuse brune, avec gélifraacts et blocs glaciels. Dépôts de transit

alluvial, elles se raccordent à des cônes de déjection au débouché des vallées secondaires. Elles sont généralement recouvertes par la nappe alluviale de l'Holocène (Fz). Datées du Pléistocène moyen (Fx) à récent (Fy), il n'a pas été possible de les individualiser de manière systématique sur le terrain ; elles ont donc été représentées ensemble sous le terme Fx-y. Elles sont bien représentées dans l'agglomération de Givet (sondage de la gare de Givet) et reposent généralement sur le substrat rocheux peu à pas altéré. Un faible dépôt lœssique peut les recouvrir localement en pied de paléo-falaise. Le substrat rocheux affleure dans le lit mineur de la Meuse à Chooz.

**Fz. Alluvions holocènes.** Généralement peu épaisses (inférieures à 3 m), ces alluvions limoneuses et sableuses, contenant parfois des cailloutis ou paillettes schisteuses, tapissent la plupart des fonds de vallées, les cours d'eau de petite taille, rivières et fleuves coulant généralement directement sur le substratum rocheux ou sur un dallage périglaciaire.

### Formations de versants

**E. Éboulis.** Au Sud de la centrale nucléaire de Chooz, une très grande loupe d'arrachement est présente. Elle est liée à la structure varisque et aux variations lithologiques des sédiments du Dévonien. En effet, dans ce secteur les couches datées du Paléozoïque décrivent un anticlinal de dimension pluri-décamétrique. Le sapement de la base de cet anticlinal par la Meuse et la présence d'un niveau incompetent dans la série est à l'origine du glissement d'une partie de la zone de charnière de l'anticlinal. Les éboulis sont en partie à l'origine du détournement partiel du cours de la Meuse.

**S. Solifluxion.** Ce type de formation est généralisé à toutes les pentes dont l'inclinaison est supérieure à 5°. Elles remanient la surface des dépôts antérieurs (terrasses, altérites) en les interstratifiant avec des résidus de paléosols, une charge de gélifraacts et blocs remaniés par le fauchage des têtes de bancs, des paillettes de schistes et/ou du lœss. En Famenne, les dépôts de pente prennent la forme de grèzes schisteuses (Paepe, 1969 ; Voisin, 1981), incluant des paléosols, des niveaux périglaciaires à réseau de « fentes de gel » (fentes de dessiccation : Van Vliet-Lanoë, 1988a) et de la cryoturbation. Ces formations colmatent des paléo-talwegs. Elles forment des cônes plats à l'aval de vallons secs, souvent méridiens, et s'épaississent de l'Ouest vers l'Est dans la Famenne où elles ne sont pas suffisamment étendues et épaisses pour être représentées. Elles sont aussi présentes, mais non représentées vers Romerée-Romedenne où elles ont été décrites par L. Voisin (1981). À Vireux-Wallerand, leur épaisseur peut atteindre 10 m sur la terrasse FW2 ; les formations de la nappe FW1 sont également remaniées sur le versant nord du vallon de Tinely.

**CF. Colluvions de fond de vallons.** Ces formations sont surtout développées dans la dépression de la Famenne, au pied de versants-glacis liés à leur façonnement en contexte périglaciaire (gélifraction et évacuation par les eaux de fonte de neige). Il s'agit de limons argileux à charge de paillettes de schistes plus ou moins altérées. Ce dépôt est probablement partiellement anthropique pour le mètre superficiel (érosion des sols liée aux phases de défrichement historiques) sur une base périglaciaire. D'autres vallons secs (secteur condrusien de la carte) présentent une accumulation analogue, dépourvue de charge schisteuse et beaucoup plus riche en matières organiques.

### **Formations éoliennes**

**CE. Löss quaternaires (0 à 10 m) (Weichsélien).** Carbonatés, les löss sont formés de siltites argileuses de couleur brun-jaune clair (10YR 6/4, Munsell). Les dépôts lössiques sont localisés le plus souvent en bordure de grands cours d'eau comme la Meuse et la Lesse, toujours en exposition nord ou nord-est et peuvent reposer sur les formations alluviales limoneuses ou associées à de petits vallons. Seuls les dépôts épais (supérieurs à 50 cm), peu nombreux, ont été représentés sur la carte. En bordure de la Famenne, des löss encore calcaires se sont déposés en placages sur les bas de versants exposés au nord ou nord-est (capture par humidité de congère) lors du Pléniglaciaire supérieur (Weichsélien) sur des cônes alluviaux et/ou des dépôts de solifluxion remaniant les schistes du Famennien. Les premiers niveaux contiennent des paillettes de schistes transportées par saltation et ruissellement. En sondages, dans la plaine de la Famenne, au Sud de Focant, leur épaisseur peut atteindre 10 m (Paepe, 1969). Ces löss correspondent au vannage local des nappes alluviales quaternaires avec probablement un apport allochtone similaire aux löss récents de la Moyenne Belgique, plus étendus et puissants en Condroz.

### **Formations anthropiques**

**X. Remblais et terrils.** Peu nombreux, les dépôts anthropiques sont généralement anciens. Le plus étendu et le plus récent correspond aux remblais liés aux travaux d'aménagement et d'installation de la nouvelle centrale nucléaire de Chooz. Signalons la présence sur cette carte de deux remblais associés aux voies ferroviaires, le premier en France au Nord d'Aubrives, le second en Belgique à l'Est d'Houyet. Sur la commune de Vireux-Molhain, les remblais et la canalisation du Viroin ont permis l'installation d'une zone industrielle. La présence de ces remblais dans le fond de la vallée peut venir perturber le drainage en activant le colluvionnement en amont et en favorisant l'inondabilité de certains secteurs. L'activité des carrières a produit de nombreux terrils difficilement

cartographiables, compte tenu du faible volume de roches exploité, mis à part le terril formé par des siltites gréseuses et associé à la carrière d'Aubrives. En revanche, les nombreuses petites carrières abandonnées, essentiellement ouvertes dans les calcaires du Givétien, sont souvent utilisées comme décharges municipales ou sauvages et peuvent contenir des déchets pouvant être polluants, ces amas n'ont pas été cartographiés du fait du faible volume rencontré.

## ÉVOLUTION TECTONIQUE

La feuille Givet est située au Nord-Est du Bassin parisien, en Ardenne. Les structures plissées ou faillées observées sont essentiellement d'âge varisque, la carte se situant dans la zone rhéno-hercynienne de la Chaîne varisque (fig. 3).

### Déformations calédoniennes

Les roches du Paléozoïque inférieur sont plissées et faillées. Les plis sont d'échelle métrique à pluri-kilométrique, à surfaces axiales inclinées vers le Sud et de direction variant entre N90 et N270. Les plis majeurs sont de direction ENE-WSW, ceux d'ordre inférieur n'ont pas d'orientation particulière.

L'histoire tectonique du substratum paléozoïque inférieur est complexe. Les discussions menées sur l'intensité de la déformation calédonienne varient selon les auteurs. Certains pensent qu'elle est intense (Waterlot, 1969 ; Malengreau *et al.*, 1991 ; Delvaux de Fente, 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 la caractérisation de leur origine et de leurs intensités.

Ces travaux démontrent notamment :

1 – que les terrains datés du Dévonien reposent en discordance, par l'intermédiaire de la Formation de Fépin, sur le substratum du Paléozoïque inférieur (Cambrien à Ordovicien). Cette discordance se matérialise sur le terrain par la troncature de plis affectant le substratum.

2 – qu'une grande partie des structures d'échelle métrique à pluri-métrique sont d'origine synsédimentaires. Souvent à charnières courbes, ces slumps sont tronqués à leur sommet par des bancs de grès à base érosive et/ou associées à des brèches sédimentaires.

3 – la caractérisation des structures plissées/faillées associées aux orogénèses varisque et calédonienne est difficile à mettre en évidence. Toutefois, l'absence de décollement entre la couverture et le substratum et le fait que la discordance soit plissée (Meilliez, 1989) implique que le substratum paléozoïque inférieur le

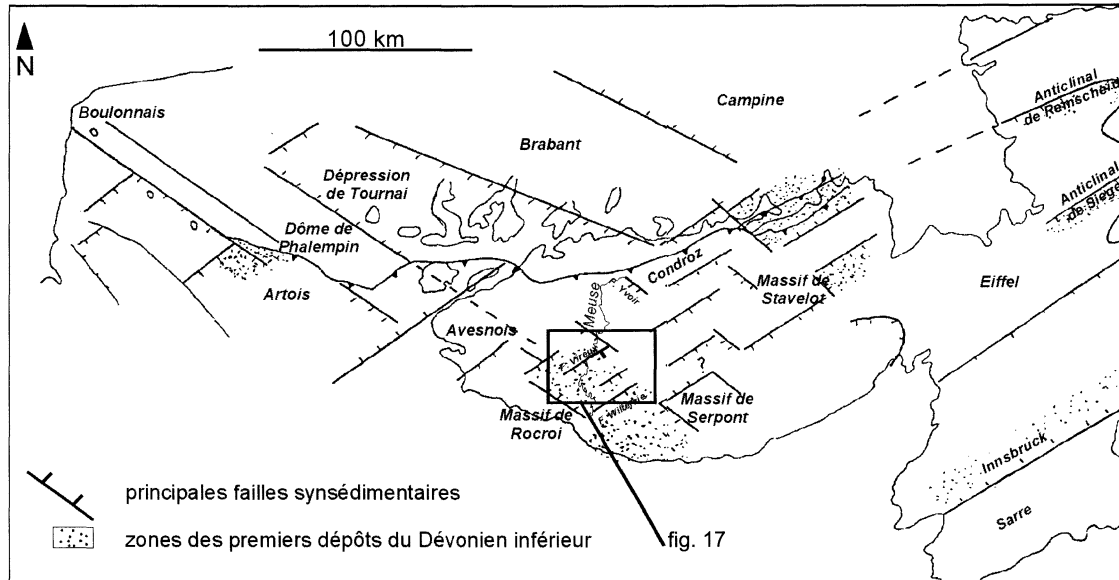


Fig. 16 A - Localisation des failles synsédimentaires éovarisiennes de la marge ardennaise (d'après Meilliez, 1989)



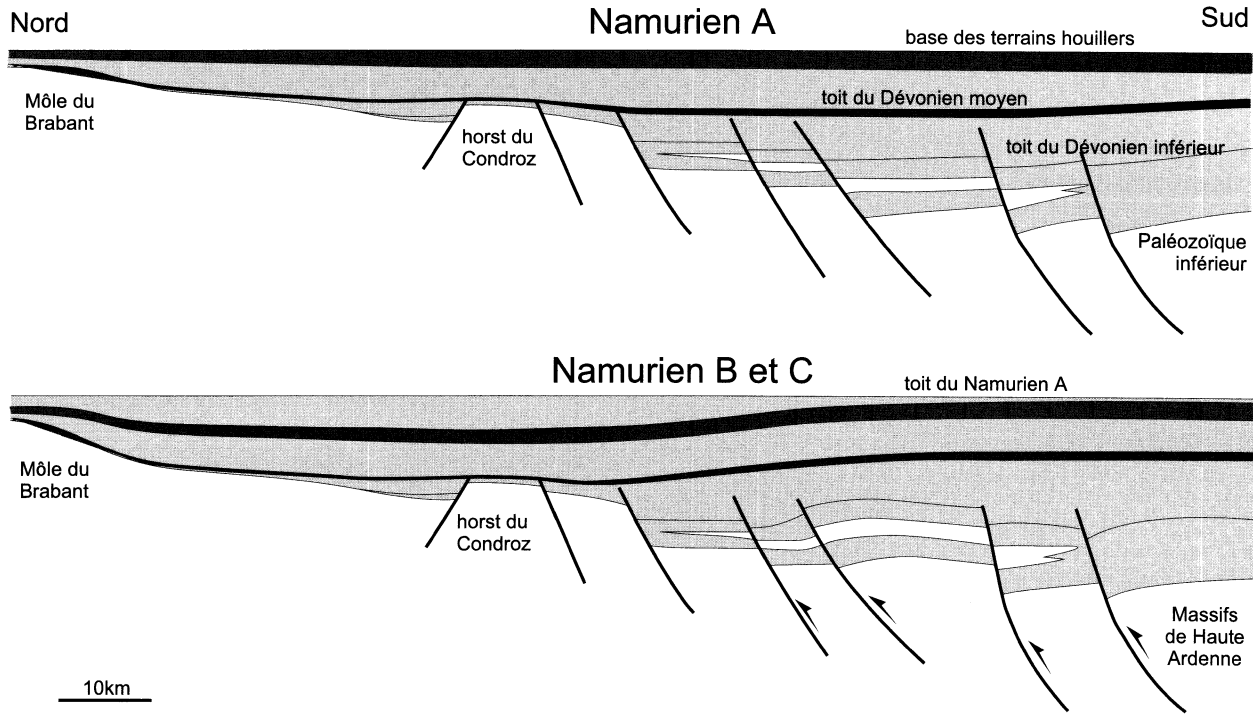
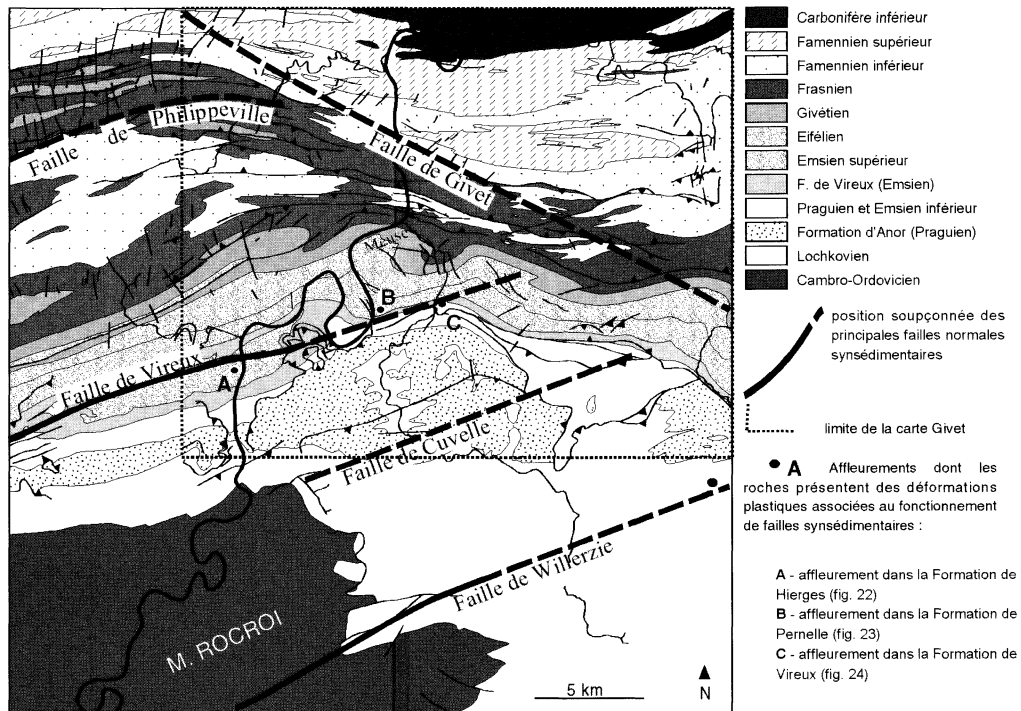


Fig. 16 B - Coupes schématiques de la marge ardennaise passant le long de la Meuse (Lacquement, 2001)



**Fig. 17 - Position des principales failles synsédimentaires au Nord-Est du Massif de Rocroi**

soit aussi (Lacquement, 2001). Le parallélisme et la concordance entre les structures visibles dans la couverture et celles dans le substratum suggèrent, sans toutefois l'affirmer, que la majeure partie des plis d'échelle kilométrique visible dans les roches du Cambro-Ordovicien sont ainsi d'âge varisque. L'incidence de l'orogénèse calédonienne est nettement plus difficile à mettre en évidence. En effet, l'intensité de la déformation varisque lui est bien supérieure et la présence de slumps de plus ou moins grandes tailles ne permet pas de discriminer aisément l'âge de formation des structures. La présence au Sud et au Nord d'antiformes tronqués par la discordance évoque cependant une structuration antérieure au dépôt des sédiments éovarisques. L'intensité de cette déformation serait faible à l'origine de plis de grande amplitude et longueur d'onde.

### **Extension éovarisque**

Les dépôts datés du Paléozoïque supérieur sont associés à une transgression sud-nord. Les dépôts les plus anciens ont été découverts au Sud du Massif de Rocroi et sont datés du Silurien terminal (Vanguetaine, 1973 et 1974). Leur mise en place s'effectue sur une marge en distension (Meilliez, 1989), fonctionnant depuis le Silurien terminal jusqu'au Dévonien moyen (Meilliez, 1991 ; Goffette *et al.*, 1991). D'un point de vue géométrique, la marge est constituée par une série de blocs affaissés, de dimension kilométrique, formant des demi-grabens (fig. 16A) (Meilliez, 1991). Le réseau de fracturation synsédimentaire s'organise selon deux familles de failles orientées NW-SE et ENE-WSW (Meilliez, 1989) (fig. 16B).

À l'échelle de la carte géologique, les principaux couloirs de failles synsédimentaires sont mis en évidence par les variations de faciès et de puissance des séries. Ces variations sont alors localisées de part et d'autre des zones faillées et sont valables pour plusieurs étages. Pour la feuille Givet (fig. 17), la plupart des failles synsédimentaires majeures sont de direction NE-SW, là où affleurent les terrains datés du Dévonien inférieur et moyen.

À l'affleurement, les indices d'une activité synsédimentaire sont révélés par des déformations plastiques de sédiments non consolidés. De manière générale les affleurements qui présentent ce type de déformation sont peu nombreux. Ceci est lié à l'intensité de la déformation varisque masquant la majeure partie de la structuration précoce et à un taux d'affleurement relativement faible. Le plus bel exemple de faille synsédimentaire sur la feuille Givet, correspond à la Faille de Vireux. Cette faille est connue depuis longtemps (Fourmarier, 1925 ; Asselberghs, 1938 ; Beugnies, 1967 ; Beugnies *et al.*, 1970) comme étant une faille normale tardive associée à la phase de relaxation post-collisionnelle. À l'affleurement cette interprétation est étayée par la présence d'un crochon de faille déformant les plans de stratification et de schistosité (fig. 18). Le long de cette faille plusieurs indices suggèrent qu'elle correspond à une faille normale synsédimentaire

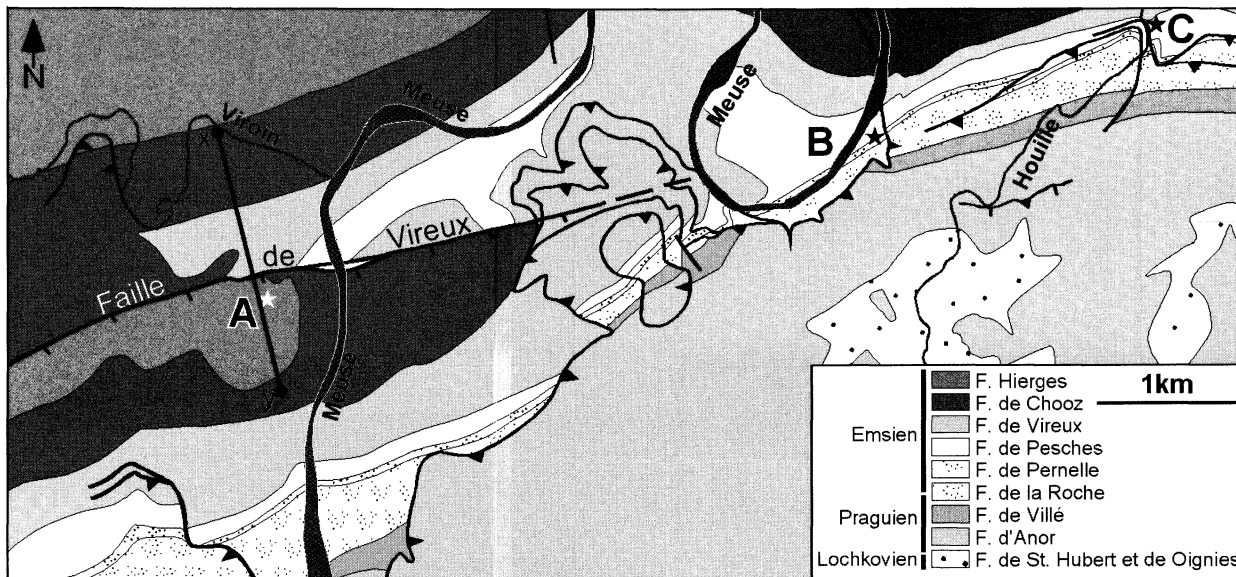
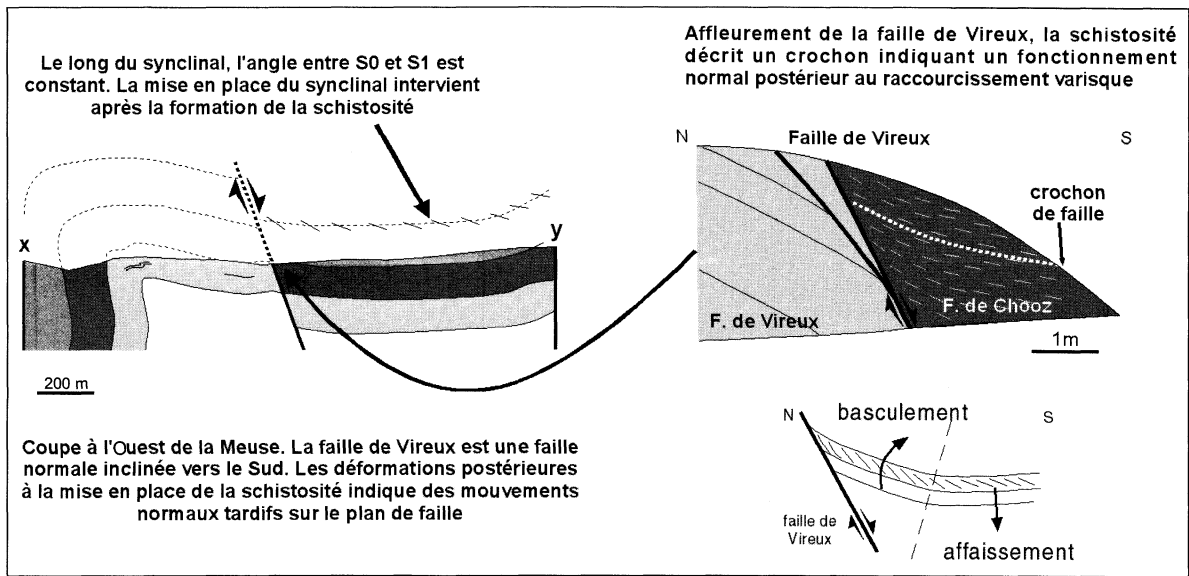
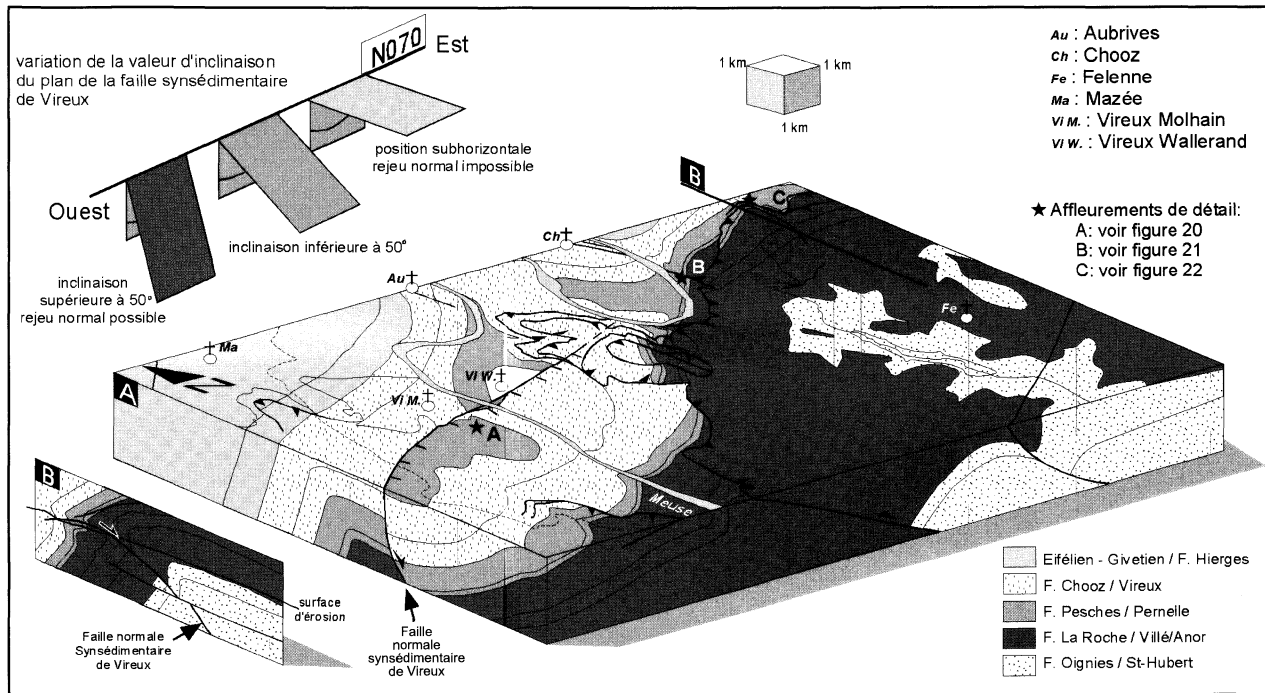


Fig. 18 A - Extrait simplifié de la nouvelle carte de Givet, région de Vireux et position de la coupe transversale XY à l'Ouest de la Meuse



**Fig. 18 B - Coupe transversale XY à l'Ouest de la Meuse accompagnée de l'agrandissement de l'affleurement de la Faille de Vireux (fin)**



**Fig. 19 - Extrait simplifié de la Carte géologique de Givet et coupes dans la région de Vireux.**

Évolution latérale de la géométrie des structures plissées varisques associées à la faille synsédimentaire de Vireux et localisation des affleurements où sont observées des déformations synsédimentaires. La variation de pente de la faille synsédimentaire est liée au plissement varisque. Lors de la relaxation des contraintes, seuls les secteurs où la faille est restée fortement pentée vont être réactivés

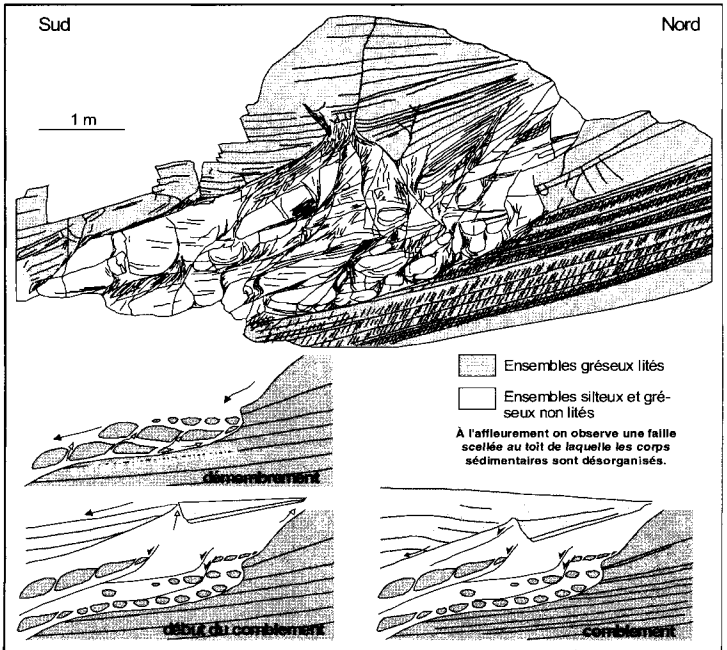
réactivée en faille normale tardivement (Lacquement, 2001). La réactivation de la faille est directement liée à sa géométrie synsédimentaire au sein de la structure plissée varisque (fig. 19). Les indices qui indiquent une activité synsédimentaire pour cette faille sont multiples et reposent sur des observations directes et indirectes :

– le premier indice est d'ordre géométrique, et porte sur l'absence de continuité latérale de la Faille de Vireux. La faille normale tardive n'existe que dans la partie ouest de la carte (fig. 19), vers l'Est, elle disparaît brutalement (au Sud-Ouest du méandre de Chooz) pour laisser la place à un anticlinal de dimension kilométrique. Cette disparition n'est pas cohérente avec un rejeu normal de plus de 300 m au niveau de la Meuse à Vireux, ce rejeu tend à s'accroître vers l'Est avec un rejet de près de 400 m au niveau du ruisseau de la Lire. Cette disparition est liée au fait que la majeure partie du rejet vertical normal sur le plan de faille soit antérieur au raccourcissement. Ainsi, le fait de passer d'une série en position normale dans la région de Vireux à une série verticalisée dans les environs de Landrichamps est à l'origine du problème de discontinuité latérale ;

– le second indice est d'ordre régional et repose sur les variations lithologiques de la base de la Formation de Hierges de part et d'autre de la Faille de Vireux. Au Nord de la faille, la base de cette formation se caractérise par une unité gréseuse de 20 m de puissance (Membre du bois Chestion). Cette barre gréseuse affleure de manière continue sur plus de 30 km dans la direction est-ouest. Or, au Sud de la faille, cette barre est absente ; elle est remplacée par des petits bancs de grès d'épaisseur centimétrique intercalés de bancs de siltites argileuses sur une épaisseur de 5 m. La variation faciologique de la base de la Formation de Hierges est clairement N-S et s'effectue de part et d'autre de la Faille de Vireux. Ceci suggère l'existence d'une relation étroite entre la Faille de Vireux et la variation de faciès de la base de la Formation de Hierges, la sédimentation étant plus distale dans le compartiment sud que dans le compartiment nord ;

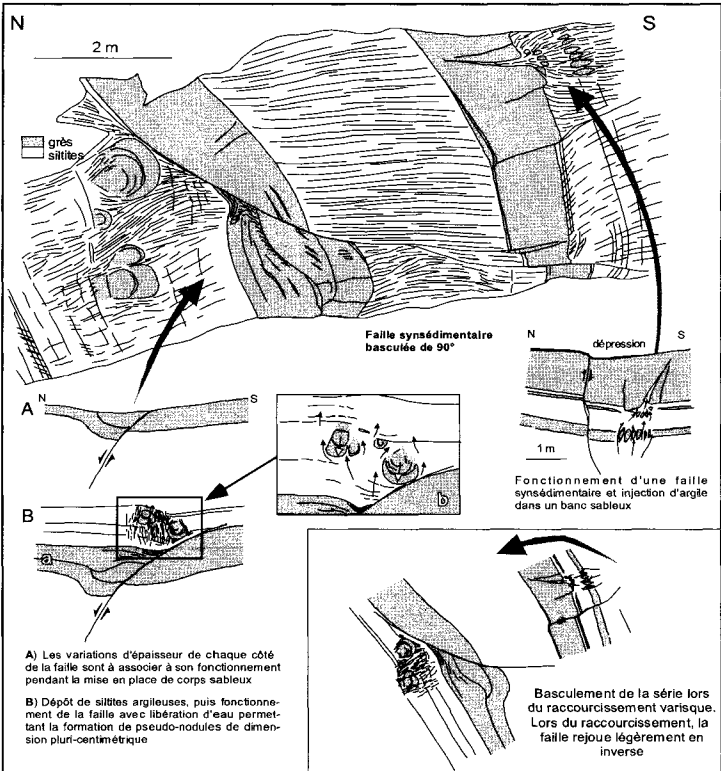
– le troisième indice s'appuie sur des affleurements situés sur le long de la faille (point A, B et C, voir respectivement les figures 20, 21 et 22 et localisation : fig. 19). Au niveau de ces trois affleurements les structures déformées sont interprétées comme résultant d'une déformation de sédiments non consolidés associés à des failles normales (Lacquement, 2001). Ces affleurements sont alignés le long ou dans le prolongement vers l'Est de trace en carte de la Faille de Vireux. De plus, ils appartiennent à des unités lithologiques d'âges différents. Ceci révèle que lors de la mise en place des dépôts, la zone où passe actuellement la Faille de Vireux devait être sismiquement active et devait concentrer des événements extensifs synsédimentaires.

La combinaison de ces indices nous conduit à penser que la Faille de Vireux correspond à une faille normale synsédimentaire avec affaissement



**Fig. 20 - Structure synsédimentaire (point A, fig. 19) affectant la Formation de Hierges à Vireux Molhain, 50 m au Sud de la position de la Faille de Vireux et reconstitution cinématique (Lacquement, 2001)**





**Fig. 21 - Structure synsédimentaire affectant les grès de la Formation de Pernelle, à l'Est du méandre de Chooz, et reconstitution cinématique de la mise en place de structures avant consolidation des sédiments (Lacquement, 2001)**



du compartiment sud qui après avoir été plissée, a ensuite été réactivée en faille normale lors de la phase de relaxation. La réactivation opérant uniquement dans les secteurs où la faille n'a pas été plissée (fig. 19), c'est-à-dire à dans la partie ouest de la carte.

### **Plissement varisque**

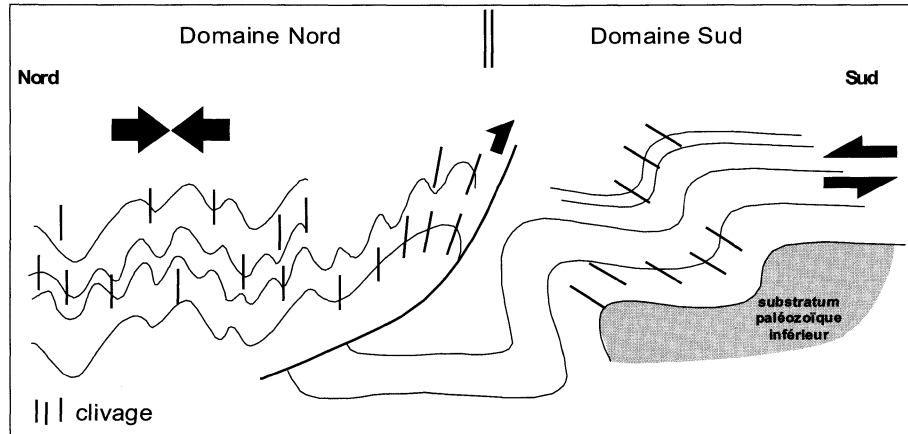
La phase de raccourcissement varisque correspond à la phase tectonique majeure ; elle est à l'origine des structures plissées-faillées affectant les terrains datés du Paléozoïque. Elle se caractérise également par l'apparition d'une schistosité pénétrative, sans formation de néocristaux dans le secteur cartographié. L'absence de néo-cristaux dans les plans de schistosité est à l'origine de l'utilisation des termes clivage et/ou schistosité, selon les auteurs, pour décrire ces plans.

La feuille Givet est située au sein de l'allochtone ardennais, sur la bordure sud du synclinorium de Dinant. Elle se trouve à la limite entre deux domaines structuraux situés de part et d'autre d'une ligne passant par Givet, de direction E-W (voir schéma structural et fig. 23). Sur carte, la limite entre les domaines nord et sud se situe au sein du Dévonien moyen, dans les schistes, siltites et calcaires du Frasnien situés dans la plaine de la « Famenne » (fig. 2).

- Au Nord, les structures plissées/faillées sont à surfaces axiales subverticales, sans vergence dominante, et de direction moyenne E-W. Elles s'accompagnent d'une schistosité dont le plan moyen est subvertical. L'amplitude et la longueur d'onde des plis majeurs est d'ordre kilométrique. Ces plis majeurs sont accompagnés de second, de troisième et parfois même de quatrième ordre. Ces structures résultent d'un cisaillement pur subhorizontal, de direction S-N (fig. 23).

- Au Sud, les structures sont déversées vers le NNW, dissymétriques, elles présentent des flancs longs appelés « plateurs » en position subhorizontale, et des flancs courts redressés appelés « dressant ». Ces structures sont accompagnées d'une schistosité dont le plan moyen est très faiblement incliné vers le SSE. L'amplitude et la longueur d'onde des plis sont d'ordre kilométrique, les structures d'ordre inférieur sont plus rares et s'observent presque uniquement dans les séries les plus hétérogènes telles que la Formation de Vireux.

À ces variations nord-sud, il faut ajouter les variations latérales. Elles sont progressives et s'effectuent selon de larges bandes de direction NNW-SSE qui correspondent aux bordures d'une zone de virgation (Lacquement, 2001). À l'extérieur de cette zone les structures sont cylindriques, sub-parallèles et d'axes subhorizontaux. Au sein de la zone de



**Fig. 23 - Coupe schématique Nord-Sud présentant les principales unités structurales de la carte Givet**

virgation, il n'y a plus de cylindrisme et les structures sont disposées en relais et présentent des axes plongeants. Ainsi du Nord vers le Sud, s'observent (voir schéma structural et fig. 23) :

– les structures qui affectent les terrains datés du Dévonien supérieur et du Carbonifère décrivent en carte un large « S ». Sur les bordures de la zone de virgation, les plis sont en relais ;

– dans les terrains datés du Frasnien et de la base du Famennien, au sein de la zone de virgation, les plis sont disposés en échelon et sont associés à des failles à vergence nord et sud. À la limite entre les domaines nord et sud définis précédemment et dans la zone de virgation, les structures plissées-faillées dominantes sont à vergence sud et témoignent de la présence d'un rétrocharriage majeur. Celui-ci a pu être mis en évidence sismiquement (Goudalier, 1998) et en sondage (Boulvain et Coen, 1997 ; Han, 1999 ; Lacquement, 2001 ; Han *et al.*, 2002). D'Ouest en Est, la géométrie de la structure qui constitue le passage entre le domaine nord et le domaine sud varie. Elle se compose d'un synclinorium à fond plat et bord redressés à l'Ouest de la zone de virgation (coupe 1). Vers l'Est, la structure se ferme pour décrire un synclinorium pincé et faillé de plus de 3 km d'amplitude (coupes 2 et 3). La dimension de cet objet suggère que le socle soit également impliqué dans cette structure.

• Dans les terrains datés du Givétien et de l'Eifélien, les structures plissées majeures sont orientées NE-SW à l'extérieur de la zone de virgation. Au sein de la zone de virgation, elles changent progressivement de direction et de plongement. Ces changements résultent d'un enroulement des structures dans le sens horaire (voir schéma structural) (Averbuch *et al.*, 2002). Ces déformations ont été acquises après la mise en place de la schistosité. En effet, une étude réalisée dans le secteur de Givet sur les terminaisons périclinales des plis de Givet et de Dion (Lacquement, 2001) a permis de démontrer que localement la schistosité était en partie basculée vers le Nord dans les dressants et vers l'Est dans les plateurs (voir schéma structural).

• Dans les terrains les plus anciens, des nappes faillées, subhorizontales, peuvent parfois présenter des pentes faibles vers le Nord. Elles correspondent alors à des failles à têtes plongeantes (Meilliez, 1989). À vergence nord, ces failles transportent des structures plissées-faillées de direction NNE-SSW. L'intensité des déplacements sur les plans de failles croît d'Ouest en Est. Ces chevauchements plats (Parent et Dumont, 1965 ; Lacquement, 2001) ne recoupent pas les séries du Dévonien moyen, ils s'amortissent progressivement et sont à l'origine des déformations post-schisteuses dans les structures affectant le Dévonien moyen et de la synforme pincée complexe à la limite entre les domaines nord et sud.

Les évolutions latérales observées suggèrent un accroissement de l'intensité des déformations de l'extérieur vers le cœur de la zone de virgation. Ainsi, la zone de virgation semble résulter d'un cisaillement dextre transpressif (compressif) de faible intensité, de direction NW-SE et d'échelle pluri-kilométrique (Lacquement, 2001).

### **Déformation et fracturation post-varisque**

Après la compression varisque, la relaxation des contraintes est à l'origine du rejeu normal de la faille synsédimentaire de Vireux (voir ci-dessus, fig. 19). Le rejeu normal post-raccourcissement se matérialise sur le terrain par la formation d'un crochon de faille déformant les couches et la schistosité (fig. 18), indiquant un rejeu normal sur le plan de faille. Seule la région où la faille synsédimentaire est restée en position « normale », c'est-à-dire la région sud-ouest de la carte, est affectée par ce rejeu normal tardif. Les autres failles synsédimentaires situées dans la région de Givet ne sont pas réactivées.

La relaxation des contraintes semble être également à l'origine d'une fracturation des roches sous la forme de diaclases. Les diaclases affectent préférentiellement les corps sédimentaires compétents (grès, quartzites et calcaires). Les directions de fracturation sont associées aux directions des plis majeurs, et sont soit parallèles soit perpendiculaires à l'axe des plis.

À l'échelle de la carte, on remarque que le réseau fluvial est essentiellement N-S. Cette direction se retrouve de l'échelle des drains principaux jusqu'à celle des petits ruisseaux. Or, sur le terrain, la plupart des affleurements présentent des plans de cassures nets recoupant les plis, subverticaux et de direction N-S. Ces plans présentent parfois des stries subhorizontales indiquant des mouvements dextres de très faible amplitude qui leur confèrent une origine tectonique. Il semble que ces failles soient associées à la tectonique récente et plus particulièrement à la tectonique alpine. Ces failles méridiennes ne sont pas reportées sur la carte géologique du fait de la difficulté à les positionner clairement. En effet, associées aux formations superficielles et aux nappes alluviales, elles sont généralement recouvertes et donc il n'est pas possible de les observer et de préciser leur position exacte sur carte.

## **SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE**

L'emprise de la feuille Givet appartient à la zone externe de l'orogène varisque nord-européen (Matte, 1986). Elle comprend des terrains sédimentaires qui appartiennent au Dévonien et au Carbonifère inférieur, sur lesquels reposent en discordance des dépôts du Méso-Cénozoïque.

## **Paléozoïque inférieur : flysch cambro-ordovicien et orogénèse calédonienne**

Les données les plus anciennes sur l'histoire géologique de cette région sont datées du Cambrien moyen. Ces informations sont issues des massifs paléozoïques inférieur de Rocroi, Givonne, Serpont, Stavelot, de la bande condrusienne et du Brabant. Les terrains sous-jacents ne sont pas connus. Au Cambrien et à l'Ordovicien, les dépôts sont principalement détritiques et témoignent d'un milieu de sédimentation caractérisé par des turbides. Les sédiments des massifs septentrionaux semblent indiquer un milieu de sédimentation correspondant à un bassin profond subsident (Meilliez, 1989). Les sédiments qui constituent les massifs méridionaux, tel que le Massif de Rocroi, suggèrent un contexte sédimentaire situé entre la pente d'un talus et un bassin profond. À l'Ordovicien, les séries sédimentaires du Massif du Brabant sont associées à des produits volcaniques variés interstratifiés. Ces produits sont à tendance calco-alcaline à l'Ouest du massif et tholéïitique à l'Est (André *et al.*, 1986).

Le Silurien n'est présent que dans le Massif du Brabant, épais, les sédiments qui le composent ont une origine méridionale et semblent être associés à des cônes alluviaux sous-marins. L'activité volcanique se poursuit et des basaltes en coussins associés à des tuffites sont observés dans la région de Liège.

Lors de l'orogénèse calédonienne, les sédiments sont déformés. Au Nord, l'intensité des déformations varie du Nord vers le Sud. Dans le Massif du Brabant, les déformations se caractérisent par des plis et des failles et s'accompagnent d'un métamorphisme à biotite daté à 401 Ma (André *et al.*, 1881) et de néogénèse synschisteuse dans la partie orientale du massif. Dans les massifs méridionaux, la schistosité disparaît alors que les plis persistent. Les auteurs s'accordent sur le fait que dans cette région, les fragments continentaux péri-gondwaniens ont parcouru de grandes distances au cours du Paléozoïque. L'évènement calédonien correspond donc à une succession d'évènements régionaux (Meilliez, 1989) peut être associée à un régime décrochant (Matte, 1986) et dont l'organisation est encore à définir.

## **Silurien terminal au Dévonien moyen : retour de la mer, marge continentale soumise à un régime extensif**

Les premiers dépôts discordants sur les séries datées du Paléozoïque inférieur débutent par des conglomérats auxquels succèdent des séries marines. L'âge des premiers dépôts associés au retour de la mer varie et est associé à une transgression du Sud vers le Nord. Au Sud du Massif de Rocroi l'âge de la discordance est placé au Silurien terminal (Pridoli) alors qu'au

Nord, au toit du parautochtone brabançon elle est datée du Dévonien moyen. Le substratum du Paléozoïque inférieur constitue la marge continentale du Continent des vieux grès rouges. Cette marge est affectée par une extension crustale modérée mise en évidence par les variations rapides des faciès et des épaisseurs des séries du Dévonien inférieur et moyen. L'activité synsédimentaire des failles se matérialise par des déformations plissées et faillées alors que les sédiments n'étaient pas encore consolidés (Meilliez, 1989 ; Lacquement, 2001). En profondeur, la distension s'accompagne de remontées magmatiques matérialisées par la mise en place de filons magmatiques acides et basiques datés à 373 +8/-9 Ma (méthode U-Pb sur zircons) (Goffette *et al.*, 1989). Les filons de diabase présentent des caractères géochimiques proches des tholéiites intra-continetales (Hertogen et Deutsch, 1986), ce qui semble cohérent avec une mise en place en régime extensif. Les failles synsédimentaires s'orientent selon deux directions principales : ENE-WSW et NW-SE et morcellent ainsi la marge en un damier complexe (fig. 16) (Meilliez, 1989 ; Lacquement, 2001).

Une auréole métamorphique est systématiquement localisée en bordure sud des massifs paléozoïques inférieurs de Haute Ardenne. Le métamorphisme affecte le substratum et sa couverture ; il est donc d'âge varisque (Beugnies, 1963, 1986). Les conditions thermo-métamorphiques les plus sévères marquent la partie supérieure du faciès Schistes verts. Les zones métamorphiques coïncident avec les domaines qui ont subi l'extension maximale et où l'épaisseur des séries du Dévonien est maximale, et sont donc liées à l'amincissement crustale dû à l'extension varisque (Meilliez, 1991).

### **Du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur : plates-formes carbonatées**

Au Dévonien moyen, le milieu de sédimentation évolue pour devenir caractéristique de celui d'une plate-forme carbonatée. Cette plate-forme est voisine de milieux récifaux avec des lagunes et des dépôts à tendance évaporitique. La partie nord de la marge recueille encore des sédiments siliciclastiques grossiers. Au Dévonien supérieur, les faciès sont très différenciés. Les domaines carbonatés de type lagunaire ou récifal sont juxtaposés à des étendues recueillant des sédiments siliciclastiques fins dans des milieux plus ou moins confinés. Durant cette période, la plate-forme possède une morphologie contrastée. La frange littorale de la plate-forme au Famennien est occupée par une barre sableuse. Avec le Dinantien on retrouve une sédimentation carbonatée pauvre en niveaux argileux. La présence de vastes slumps et de brèches sédimentaires au Viséen supérieur est associée à la formation de pentes accusées sans doute liées aux premiers soubresauts du raccourcissement varisque.

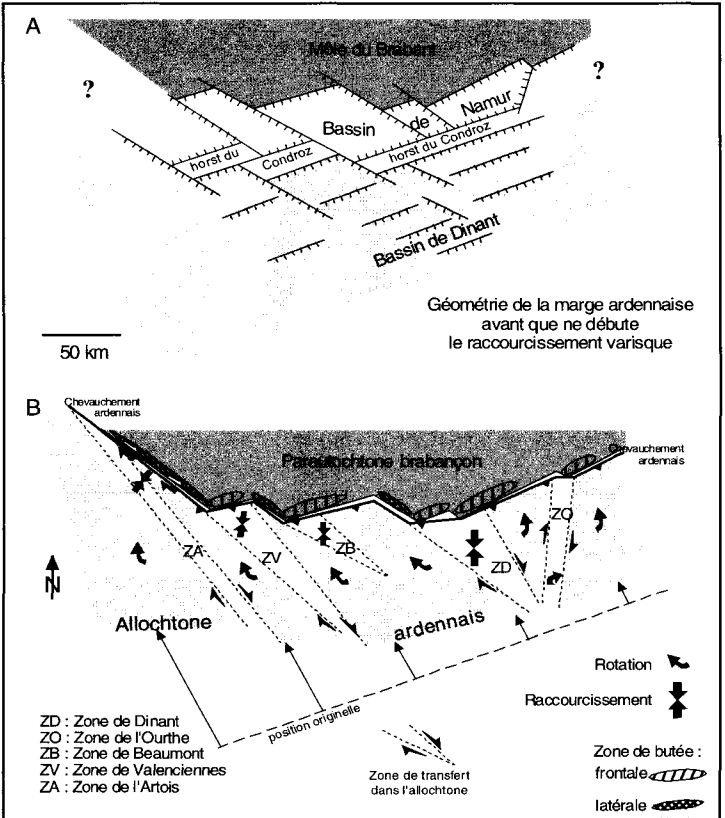


## **Le Carbonifère supérieur : flysch houiller, raccourcissement varisque**

Le Flysch namuro-westphalien se caractérise par une sédimentation de plus en plus détritique, grossière et abondante dans le temps (Bless *et al.*, 1977). L'épaisseur du flysch s'accroît du Sud vers le Nord, traduisant l'aspect transgressif des dépôts. Les niveaux de charbons apparaissent au Namurien supérieur alors que les sédiments marins sont de moins en moins abondants. Globalement, cette série correspond à une méga-séquence négative avec un comblement progressif de l'espace de sédimentation. L'âge des dépôts au sein du bassin ainsi que leur puissance indiquent une migration du front de déformation varisque du Sud vers le Nord (Bless *et al.*, 1977 ; Meilliez, 1991). Cette migration est vérifiée à partir des âges radiométriques permettant de dater la fermeture de réseaux cristallins de phyllites, ces âges diminuant du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Ahrendt *et al.*, 1983 ; Piqué *et al.*, 1984). La phase de raccourcissement se termine au Permien.

Le raccourcissement varisque dans cette partie de la chaîne se traduit par la formation de structures plissées et faillées. La déformation affecte indifféremment le substratum et sa couverture (Hugon, 1983 ; Meilliez, 1989 ; Lacquement, 2001). Les déplacements associés à ce raccourcissement s'effectuent du SSE vers le NNW.

À l'échelle du pays d'avant chaîne, trois unités tectoniques majeures sont constituées (Lacquement *et al.*, 1999) (fig. 24, hors texte) : la première, au Nord, correspond au parautochtone brabançon, elle est peu déformée. La seconde unité est formée d'écaillés empilées, les séries sédimentaires qu'elles contiennent sont généralement renversées. Du fait qu'elles contiennent des lambeaux de substratum du Paléozoïque inférieur et de la géométrie de l'unité sous-jacente, ces écaillés ont été transportées sur plus de 50 km vers le Nord-Ouest. La troisième unité correspond à l'allochtone ardennais ; elle est formée par le synclinorium de Dinant, et est bordée dans sa partie sud et sud-est par des massifs datés du Paléozoïque inférieur. Elle chevauche les unités sous-jacentes par l'intermédiaire de la faille du Midi (Gosselet, 1888), dont le degré d'allochtonie est d'au moins 20 km. L'ensemble des failles, y compris la faille du Midi, se rejoignent en profondeur pour constituer le chevauchement ardennais (fig. 24, hors-texte). L'allochtone est constitué de deux sous-ensembles, au Nord un premier ensemble où les structures sont droites, au Sud le second sous-ensemble est constitué par des structures déversées vers le NNW (fig. 24, hors-texte). Le raccourcissement s'accompagne par un métamorphisme syntectonique daté du Dévonien moyen au Carbonifère (Fielitz et Mansy, 1999). Les structures plissées de l'allochtone sont associées à un clivage



**Fig. 25 - Carte schématique présentant la mise en place de l'allochthone.**  
La présence d'une structuration précoce induit une géométrie en dents de scie réglant les types de déformations et leur localisation au sein de l'unité allochthone (Lacquement, 2001)

schisteux, un clivage peut également être présent dans les autres unités tectoniques, cependant il y est nettement moins bien développé.

Les éléments qui contrôlent la géométrie des structures plissées et faillées sont associés au fonctionnement de la marge au cours des dépôts ; ils correspondent aux failles synsédimentaires et aux variations de la nature et de la puissance des dépôts.

Les séries du Paléozoïque supérieur forment deux prismes superposés, celui du Dévonien s'amincit du Sud vers le Nord alors que celui du Carbonifère tend à s'épaissir. Cette variation de puissance s'accompagne de variations lithologiques, les faciès fins, incompetents dominent dans la partie épaisse du prisme alors que les faciès compétents dominent dans la partie la moins épaisse. Les hétérogénéités lithologiques et plus particulièrement la forte proportion en matériels incompetents interstratifiés entre les niveaux compétents confèrent à cette série la particularité de posséder des niveaux de décollements potentiels multiples (Meilliez et Mansy, 1990 ; Lacquement, 2001). Cette particularité est à l'origine de l'aspect dysharmonique des structures et de la difficulté à quantifier les taux de déformation, que ce soit à l'échelle de l'affleurement ou de la chaîne (Raoult et Meilliez, 1987 ; Khatir, 1990 ; Lacquement, 2001).

Les failles synsédimentaires correspondent à des discontinuités majeures au sein de la marge. Lors du raccourcissement, elles vont être réactivées (Meilliez, 1991). La réactivation va dépendre de leur orientation par rapport à la direction de raccourcissement régionale qui est SSE-NNW. Ainsi, les failles synsédimentaires de direction ENE-WSW ne sont pas systématiquement inversées (Meilliez, 1989 ; Lacquement, 2001), lorsqu'elles le sont, c'est principalement en chevauchement avec une très légère composante décrochante. Les failles synsédimentaires de direction NW-SE sont généralement sollicitées en décrochement dextre associés à une composante chevauchante.

Les structures de l'allochtone présentent des variations de direction selon des bandes larges de quelques kilomètres qui caractérisent les zones de virgation. À l'échelle de l'allochtone, elles accompagnent le changement progressif de direction des structures varisques entre les deux branches de la chaîne (fig. 3). Ces zones résultent de cisaillements dextres transpressifs d'échelle kilométrique et correspondent à des zones de transfert qui permettent d'accommoder des déplacements différentiels au sein de l'allochtone (fig. 25) (Averbuch *et al.*, 2002). L'origine des zones de virgation semble être à rechercher au niveau de la géométrie du parautochtone brabançon et plus particulièrement de la position des principales failles synsédimentaires qui l'affectent, ces failles contrôlant la distribution, la nature et la puissance des corps sédimentaires.

Concernant l'histoire post-paléozoïque de cette région : la répartition des faciès et la variation de puissance des dépôts post-paléozoïques ceinturant le Massif ardennais ont été nettement contrôlés par la structure du socle (voir synthèses concernant le bassin de Paris : Mégnien, 1980 ; Cavelier et Lorenz, 1987).

### **Permo-Trias : continents des nouveaux grès rouges**

Après l'orogénèse varisque, cette région reste émergée pendant le Permo-Trias. À l'Est, en Artois, des conglomérats à matrice rouge se sont déposés dans des petits bassins situés au pied de failles normales synsédimentaires se branchant en profondeur sur des failles varisques (Rolin, 2000). Ces dépôts, non datés mais anté-jurassiques, sont à associer à la destruction de la Chaîne varisque.

### **Jurassique et Crétacé : retour de la mer par le SSE**

À l'heure actuelle, en Ardenne, il n'existe pas de trace connue de dépôts attribués au Jurassique et au Crétacé. Il est donc difficile de déterminer l'histoire géologique de ce secteur au cours de cette période. L'Ardenne semble ainsi avoir constitué un relief résiduel autour duquel se sont réalisés les dépôts marins des bassins parisien, au Sud et anglo-belge au Nord.

## **GÉODYNAMIQUE RÉCENTE**

L'analyse morphologique de ce secteur de l'Ardenne grâce à l'utilisation d'un modèle numérique de terrain ombré (résolution 75 m - Visual Media) met en évidence la prédominance d'un contrôle de l'évolution néotectonique par les structures plissées-faillées d'âge varisque et tectoniques post-varisques. En effet, le tracé actuel du cours de la Meuse et de ses affluents au travers l'Ardenne s'organise autour de deux directions principales, la première est Nord-Sud, la seconde NE-SW. Ces directions correspondent à des failles subverticales de direction N-S et N30 pour la première et aux structures varisques pour la seconde. Ainsi, si les cours d'eau s'écoulent globalement du Sud vers le Nord, dans le détail, la géométrie des structures varisques en plis déjetés vers le Nord-Ouest avec une faible inclinaison de leurs axes vers l'Est et les fortes variations de compétence lithologique au sein de la série paléozoïque, guide les cours d'eau et sont à l'origine des principaux méandres. Il est à noter que les méandres de la Meuse n'existent que dans les secteurs où le substratum présente des contrastes lithologiques forts (secteur de Vireux à Givet et secteur de Hastière).

Les études antérieures font état d'une capture de la Meuse ardennaise par la Sambre au Miocène supérieur (de Heinzelin, 1963 ; Bustamente, 1976) ou moyen (Demoulin, 1995a). La chronologie de mise en place des

terrasses proposées dans cette notice varie légèrement de celle proposée par A. Pissart (1975 ; Pissart *et al.*, 1997). Les hautes terrasses sont probablement pénécotemporaines de celle de Lavaux-Sainte-Anne en Famenne (200 m) (feuille Rochefort) et de certains éléments de la « Trainée mosane » (200 à 250 m).

Le façonnement de la vallée actuelle semble avoir été défini par le jeu de failles anciennes, en blocs basculés, sous l'effet de contraintes tectoniques associées à la mise en place de la chaîne alpine et plus particulièrement à la fin du Crétacé, à la fin de l'Éocène selon Demoulin (1995b) plus particulièrement à la base du Lutétien à Éocène supérieur, selon B. Van Vliet-Lanoë *et al.* (2004), au début du Miocène, au Miocène Moyen, au Miocène final et au Quaternaire 1-0,8 Ma et 0,4-0,3 Ma (Van Vliet Lanoë *et al.* (2004).

Le cours de la Meuse actuel est fixé depuis la mise en place des nappes alluviales du Pliocène final (fig. 26) qui encadrent la vallée actuelle et attestent d'un écoulement sud-nord traduisant le phénomène d'antécédence (voir historique selon L. Voisin, 1983) selon lequel la Meuse s'écoulait déjà du Sud vers le Nord avant que ne se soulève l'Ardenne.

La capture de la Meuse ardennaise par la Meuse de Dinant semble être, selon nous, associée au jeu de failles latitudinales et la formation de failles méridiennes. Les failles méridiennes ont été mises en évidence grâce à un modèle numérique de terrain et ont été observées sur le terrain (carrière du Rougé à Aubrives, et le long de la vallée de la Houille en Belgique). La présence d'altérites remaniées et attribuées au Mio-Pliocène, préservées sous la nappe Fw2 au Sud de Vireux-Wallerand (fig. 26) atteste de l'existence d'un compartiment affaissé, le long d'une faille nord-sud. Plus au Nord, la Faille de Maisoncelle, qui borde au Nord la plaine de la Famenne, semble avoir généré un verrou (Lacquement *et al.*, 2003, en prép.). Le jeu majeur de cette faille semble s'être terminé à 900 ka, il est associé à la formation de la terrasse Femp (fig. 26) (Lacquement *et al.*, en prép.). Il est synchrone de la capture de l'Aisne par le réseau de la Seine (Pissart *et al.*, 1997), et à une perte de débit du fleuve.

La première incision importante de la Meuse est attribuée au soulèvement quaternaire du massif (Pissart *et al.*, 1997 ; Demoulin, 1995b). Le réseau de fractures méridiennes affecte certaines portions du cours de la Meuse. Il est réactivé probablement du Paléogène si on considère l'historique cénozoïque des contraintes régionales décrit par F. Bergerat (1987). D'autre part, si l'on se réfère à la courbe isotopique océanique pour le Quaternaire (Shackelton *et al.*, 1991), les régressions glacio-eustatiques sont insuffisantes et trop brèves pour expliquer cette incision : elle est donc à corréliser avec un épisode de soulèvement majeur du massif. Il faut noter que cet épisode est général en

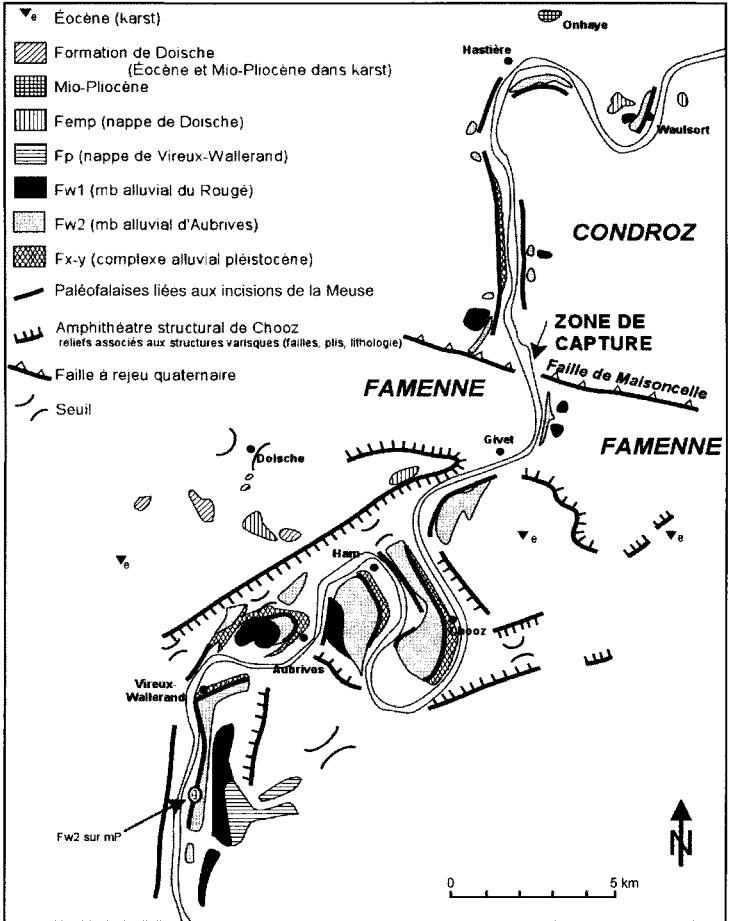


Fig. 26 - Relations entre la position des terrasses de la Meuse et les structures du socle

Europe de l'Ouest (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997) et est apparemment synchrone d'un épisode de la poussée alpine entre 1 Ma et 700 ka, également enregistré dans le graben hollandais (Zagwijn, 1989).

La seconde incision est terminée avec la nappe Fw, au début du Saalien I, vers 250 ka, en association avec la capture de la Moselle par le réseau du Rhin (Pissart *et al.*, 1997), via l'ouverture des accidents méridiens (Lacquement *et al.*, 2003, en préparation). Cette incision est conforme à ce qui est observé en zone littorale (Manche), en association avec un abaissement de 20 m du niveau moyen des mers interglaciaires à faire (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997, 2000), une déformation glacio-isostatique importante ainsi qu'une crise paléo-sismique et volcanique centrée sur 300 ka (Eiffel, Massif central et secteur Manche). Cette incision est sous contrôle tectono-eustatique. L'ensemble des complexes de nappes alluviales définis plus haut atteste donc d'une surrection apparente du massif par paliers pour une durée brève (< 1 Ma), de l'ordre de 10 à 15 m pour chaque événement (Lacquement *et al.*, 2003, en prép.).

La sédimentation dans la plaine de la Famenne est quant à elle corrélative des deux dernières phases de rejeu : l'enregistrement pédo-stratigraphique effectué par R. Paepe (1969) à Hour et Wanlin, permet de situer un rejeu tectonique également vers 300 ka et un colmatage initial de la dépression après la crise du Quaternaire ancien (1-0,8 Ma). Les zones d'accumulation dans la plaine de la Famenne attestent d'une déformation synforme de la Famenne de Focant, gauchie selon un axe N30°, couplée avec des rejeux méridiens plus tardifs. Ces déformations correspondent exactement à la réactivation des structures varisques (Lacquement, 2001). Des rejeux similaires affectent la Famenne de Givet et celle de Goschenée.

Trois nouveaux points doivent être pris en compte pour l'incision et le façonnement de la vallée :

- la présence d'un haut niveau marin présumé Éocène à Doische (200 m) ;
- l'existence d'un sable fluviatile ocre de type miocène, de minéralogie exclusivement ardennaise et préservée sur la terrasse à 130 m, au-dessous la nappe Fw2 au Sud de Vireux-Wallerand (Fw2/mp sur la carte géologique) ;
- une nappe supérieure, attribuée Pliocène (Fp), dérivée essentiellement d'altérites au Sud-Ouest de Vireux-Wallerand (180 m).

Ces éléments attesteraient d'un premier creusement antérieur au Pliocène et postérieur à l'Éocène de la paléo-Meuse. Étant donné l'histoire des systèmes fluviaux du Rhin, du Pas-de-Calais, du Massif armoricain (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002) et du Massif central, il paraît vraisemblable que le creusement de la Meuse dans le secteur de Vireux se soit produit lors de la

régression majeure de la base du Miocène supérieur vers 11 Ma (Hardenbol *et al.*, 1998). Suite à cet évènement (niveau de base eustatique plus profond et premier creusement de la Meuse), la capture de la Meuse ardennaise par la Meuse de Dinant attribuée au Miocène moyen par A. Demoulin (1995b) semble donc peu probable.

La poussée Sud-Nord à la fin du Miocène (6-5 Ma) semble avoir fait rejouer les structures du front varisque, amenant le soulèvement temporaire des blocs par basculement. Ce type de déformation apporte, comme dans le Boulonnais, une érosion régressive des rivières à partir de la zone subsidente voisine du graben hollandais - Mer du Nord (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002 ; Lacquement *et al.*, en prép.). La capture de la Meuse ardennaise à la veille du Pliocène par un affluent de la Lesse est favorisée par l'ouverture temporaire de failles méridiennes anciennes (extension locale). Cette capture explique la minéralogie de la traînée mosane orientale attribuée au Pliocène probablement moyen, incluant des minéraux vosgiens (Bustamente, 1976). Étant donné la faible pente de la Traînée mosane et sa puissance, cette attribution est très plausible en raison de la perte de compétence en période de haut niveau eustatique et de relaxation des contraintes (maximum d'espace disponible). Le colmatage de la vallée devait correspondre à la nappe Fp et le « canyon » de Vireux a dû être complètement comblé par la nappe du Pliocène.

Les mouvements actuels (Pissart et Lambot, 1990) attestent de la poursuite d'un soulèvement du Massif ardennais avec une subsidence relative axée sur l'axe de la vallée de la Meuse de Dinant. Cet état de contrainte corrobore l'hypothèse de capture, le changement de régime de contrainte dans cette région d'Europe apparaissant avec le Néogène (Bergerat, 1987). La régression eustatique globale du Quaternaire, couplée au soulèvement relatif du massif, suffisent pour expliquer le déblaiement de la paléo-vallée. Le fait que le haut niveau marin de Doische soit seulement à 230 m, malgré l'évidence d'épisodes de surrection quaternaire, atteste du soulèvement global, mais temporaire, du massif pendant les crises orogéniques alpines. Le soulèvement résiduel acquis depuis le Pliocène serait de 20 m maximum pour Vireux ; il est probablement de plus faible amplitude au Nord de la Faille de Maisoncelle.

Ces épisodes sont à corréliser avec des épisodes de soulèvement (2-3 Ma) à plus grande longueur d'onde, répercussion des phases orogéniques alpines, qui permettraient d'expliquer la non-préservation de sédiments et l'ablation importante de la couverture d'altérites à proximité des drains majeurs. Ces interprétations de la néotectonique vont dans le sens des propositions faites par F. Meilliez en 1989, avec cette fois, une chronologie des évènements.



## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DES SOLS

#### Sols, cultures et végétation

Le développement pédologique actuel est généralement un sol lessivé ou un sol brun acide à fragipan (altérites, loëss), les horizons humifères sont des « moder » à « mor » (humus acides mélanisés), le plus souvent mélangés au substrat par les pratiques agricoles ou des enrichissements colluviaux. Sur substrats carbonatés, des « mulls » calciques voire des rendzines existent. Localement des *terra rossa* ou « fusca » apparaissent sur les barres de calcaires du Givétien, du Frasnien et du Famennien.

La forêt recouvre 70 à 75 % de la surface de la carte. Le quart restant est réparti entre les landes, les prairies, les terres agricoles et l'habitat.

Les forêts communales (Vireux-Wallerand, Montigny-sur-Meuse, Hargnies, Chooz, etc.), héritières de la pratique de l'essartage<sup>1</sup> possèdent des sols appauvris où les chênaies dominent. L'essence climacique, le hêtre y a été pratiquement éliminé. C'est le domaine des chênaies sur moder ou mor ou chênaie-charmaie sur mull, voir chênaie pubescente, sur substrat calcaire au niveau de Givet. Sous sa forme moyenne, typique, c'est le domaine d'une forêt plus ou moins claire de chêne sessile (pédonculé dans les formes les plus dégradées), constamment associé au bouleau verruqueux. Dans le sous-étage : *Malus acerba*, *Sorbus aucuparia*, *Veronica officinalis*, *Leucobryum glaucum*, *Polytrich*,...

Ces forêts sont souvent d'une productivité médiocre à moyenne, et se sont transformées régulièrement depuis un siècle en pessières, avec l'épicéa commun et le Douglas par endroits, essences adaptées à la région et aux différentes stations forestières.

Néanmoins, sur la forêt domaniale d'Hargnies-Laurier, gérée pour le compte de l'État, il existe encore l'habitat forestier « *Hêtraie du luzulo-fagetum* » qui est le domaine de la hêtraie acidiphile à luzule blanche. Le chêne sessile et le bouleau verruqueux y sont en mélange. La strate herbacée est composée de luzule blanchâtre, canche flexueuse, myrtille, polytrich élégant, sceau de salomon verticillé.

<sup>1</sup> L'essartage était réalisé afin de pouvoir cultiver la surface de la coupe après brûlages. Les cultures étaient principalement le seigle, l'avoine ou la pomme de terre. Cette pratique était destinée à compenser la faible surface agricole pour permettre aux habitants de subsister. La surface de la coupe était brûlée après chaque coupe d'affouage (enlèvement des taillis par les habitants de la commune). La fréquence des coupes était de 25 à 30 ans. Le parterre de la coupe était donc brûlé tous les 25 à 30 ans. Cette pratique a duré plusieurs siècles, jusqu'au début des années 1900.

Deux autres habitats y sont associés aussi : la « chênaie du *Galio-Carpitellium* » qui est le domaine de chêne sessile et du charme sur limons de plateau avec le bouleau verruqueux et le sorbier des oiseleurs, et les « forêts de ravin du *Tilio-Acerion* », domaine des forêts de ravins encaissés et des pentes d'éboulis calcaires avec érablière à scolopendre (flore calcicole) et érablaie à dicrane à balais (flore acidiphile).

À partir de Vireux-Wallerand, la forêt régresse et les domaines des landes, prairies et cultures apparaissent. Les landes ont recolonisées en partie certaines pelouses autrefois pâturées par les moutons. En 1999, 350 ha environ de landes, pelouses, rochers et terrains boisés ont été classés en réserve naturelle. Ils sont situés sur les communes de Givet, Rancennes, Foisches, Chooz, Charnois et Fromelennes. Outre l'intérêt géologique et historique, la présence d'une flore rare pour la région (espèces calcicoles mésoxérophiles : *Prunus malahep*, *Gentianella germanica*, *Bromus exectus*) et d'espèces protégées (plantes xérophiles : *Artenesia alba*, *Aster linosyris*, *Seleria albicans*) prouvent l'intérêt du classement de la réserve.

Les espaces cultivés de cette région représentent des surfaces de taille moyenne et faible et sont situés dans des endroits les plus accessibles et peu accidentés. Le sol y est moyennement profond avec des cailloux calcaires ou localement schisteux. Les céréales classiques y sont cultivées, ainsi que les prairies naturelles et les rendements varient beaucoup d'une situation à l'autre.

## Géographie humaine

En France, depuis plus de deux millénaires, les activités humaines ont été liées au sol et au sous-sol. Ce lien est principalement fondé sur une présence militaire quasi-continue depuis l'Empire romain et dont les nombreuses traces subsistent avec les ruines du camp romain et gallo-romain de Vireux, le château de Hierges ainsi que les fortifications de Givet (forts de Charlemont, de Vauban et du Mont d'Haur) bâties par Charles-Quint et consolidés par Vauban.

Dans le cadre de la réalisation des fortifications et de la construction d'habitations, de nombreuses carrières ont été ouvertes au sein de toutes les unités sédimentaires d'âge paléozoïque à lithologie compétente. Certaines d'entre elles sont encore en activité, comme la carrière d'Aubrives ou celle des Trois-Fontaines.

La forêt est gérée par l'ONF et différents privés. Elle constitue de grands domaines de chasse à grands gibiers (cerfs, sangliers, chevreuil...). La chasse fait partie de la culture locale.

Les régions cultivées sont peu nombreuses et strictement associées aux paléo-terrasses de la Meuse. De petite dimension (généralement quelques

hectares), les champs sont dédiés essentiellement à l'agriculture céréalière et fourragère. Quelques prairies sont associées à ces champs, elles sont généralement situées dans les zones inondables le long de la Meuse.

L'installation de la centrale nucléaire de Chooz dans le méandre de Chooz a récemment permis de relancer l'activité économique de cette région.

### *ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE*

À l'exception des vides souterrains situés dans les lithologies calcaires datés du Givétien, des terrasses alluviales situées le long de la Meuse et des fortes pentes, la région ne présente pas de contraintes géotechniques importantes.

Les vides peuvent être rebouchés, toutefois, celui-ci ne supprimera pas obligatoirement les effets de tassements qui pourront survenir ultérieurement. En effet, le réseau karstique dans ces formations est complexe et formé de multiples cavités plus ou moins connectées (voir la grotte de Nichet sur la commune de Fromelennes).

Au sein des terrasses alluviales, la réalisation de carottages peut poser deux types de problèmes. Le premier concerne la stabilité du trou de forage : les blocs et galets pouvant bloquer la remontée de l'outil. Le second concerne l'usure rapide de la couronne de la tête de forage du fait du fort taux d'abrasivité des galets et des blocs siliceux.

Le long des vallées, des éboulis de pente, associées ou non à du fauchage peuvent localement atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Ces roches instables et généralement riches en eau nécessitent un traitement particulier pour éviter tout éboulement.

La géométrie des structures géologiques issues de la tectonique varisque est également à prendre en compte. En effet, de nombreuses pentes actuelles correspondent à des pentes structurales, c'est-à-dire des pentes parallèles à un objet structural (plan de stratification, de clivage, de faille, etc.). Lors de travaux d'excavations réalisés à base ou le long pente, il est possible qu'une partie de l'ensemble rocheux, déstabilisé, se soit mis à glisser le long de la pente.

### *RISQUES NATURELS*

Dans le secteur couvert par la carte, les risques naturels sont limités à la vallée de la Meuse et aux cavités souterraines.

## **Cavités souterraines**

Les cavités souterraines sont presque uniquement situées au sein des unités lithologiques calcaires. En France ces lithologies appartiennent aux Formations des Terres d'Hauts et du Mont d'Hauts. À Flohimont, la Grotte de Nichet correspond à un karst très bien développé. Il est constitué de plusieurs chambres en connexion. À l'heure actuelle, sa profondeur maximale est inconnue. Dans la région de Foisches et plus particulièrement le secteur du Cense de la Haye, une série de petites dolines, généralement inférieure à 5 m de diamètre et dont la profondeur n'atteint pas 50 cm peut être observée. Ces dolines ne figurent pas sur la carte géologique du fait de leurs dimensions réduites.

En Belgique, deux autres niveaux lithologiques présentent des cavités souterraines. La première est de faible épaisseur, elle se cantonne à la Formation de Souverain-Pré (Dévonien supérieur). La seconde se répartit au sein de plusieurs unités sédimentaires du Carbonifère.

## **Inondations**

Au cours des 10 dernières années, la Meuse a connu plusieurs inondations majeures suites à des précipitations abondantes. Les inondations se sont marquées par une augmentation du débit de la Meuse par cinq, par rapport à une période hivernale dite normale. La montée des eaux s'est réalisée brutalement et les basses terrasses ont rapidement été submergées. Ce type d'évènements est susceptible de se reproduire, bien que des travaux de mise aux normes des barrages de la Meuse aient débuté.

## **Effondrements - Éboulements**

Le long de la Meuse, certains coteaux peuvent parfois se présenter sous la forme d'une falaise, comme sur la rive droite de la Meuse à Chooz, ou avoir une pente très forte comme au Sud du méandre de Chooz. Les secteurs à forte pente constituent des zones à risques au niveau desquels des blocs, plus ou moins de grande taille, peuvent se déchausser ou présenter des risques d'éboulements en masse. Ainsi, au Sud du méandre de Chooz, un cône d'éboulis a été observé en pied de pente. Ce cône a partiellement détourné la Meuse. L'âge de l'effondrement n'est pas connu, il est cependant antérieur à la pousse des arbres qui recouvre aujourd'hui la pente et donc supérieur à 50 ans.

### *RESSOURCES EN EAU*

L'ensemble des données traitant des ressources en eau a été récolté au sein de la Banque des données du Sous-Sol (BSS) de Reims ou sont issues de l'inventaire Spéléologique du département des Ardennes (spécial n° 15,

1987), de la revue *Terres ardennaises* : les crues de l'Aisne et de la Meuse, ainsi que des travaux de Kerjean *et al.* (1980).

Les principales ressources hydrauliques de la partie française de la feuille Givet sont :

- les eaux superficielles (60 % des ressources) : prises d'eau en rivières ;
- les eaux souterraines dont les 3 principaux réservoirs sont : les nappes alluviales (Meuse, Houille) ; les nappes des limons des plateaux et formations superficielles issues de l'altération des terrains primaires sous-jacents ; les réservoirs que constituent les formations calcaires et/ou gréseuses, schisteuses et quartzitiques d'âge primaire lorsqu'elles présentent des fractures et des fissures ouvertes et non colmatées par les produits d'altération.

L'ensemble des terrains primaires ainsi qu'une couche altérée fournissent une eau faiblement minéralisée, agressive et nécessitant un traitement chimique (déferrisation, neutralisation).

## Météorologie

**Régime des vents.** Les vents dominants dans les Ardennes sont de secteur WSW (station de Charleville).

**Températures.** La température moyenne en bordure de la Meuse oscille entre 9,5 et 10 degrés centigrades. La température sur le plateau est plus faible de 1 à 1,5 degrés (station de Rocroi). Ces températures caractérisent un climat tempéré à influence continentale.

**Précipitations.** La pluviométrie est beaucoup plus forte sur le plateau (Rocroi : 1 100 mm/an) que dans la vallée de la Meuse (Ham-sur-Meuse : 750 mm/an).

## Hydrogéologie de surface

### Réseau hydrographique

La feuille Givet est traversée par la Meuse dont les affluents principaux sont la Houille et le Viroin. La surface couverte par la carte appartient au bassin versant de la Meuse. La nature lithologique du massif primaire ardennais est à l'origine du réseau hydrographique très dense que l'on peut observer. En effet, les terrains primaires sont en général très peu perméables et l'infiltration ne se produit qu'au niveau des limons et altérites recouvrant les plateaux et des cailloutis de pente.

## Régime des cours d'eau

**La Meuse.** Le débit annuel moyen de la Meuse à Chooz, calculé sur 20 ans, est de 135 m<sup>3</sup>/s. Le débit mensuel moyen maximum est atteint en février avec une valeur de 265 m<sup>3</sup>/s, et le minimum en juillet avec une valeur de 55 m<sup>3</sup>/s. Le débit annuel moyen correspond à une lame d'eau équivalente de 420 mm et à un débit spécifique de 13,5 l/s/km<sup>2</sup>. Ce dernier assez élevé est caractéristique des régions à pluviométrie importante et température assez froide.

Les crues historiques ont fortement marqué la mémoire et sont en général bien décrites. Des dégâts importants sont signalés à Givet en 1784, 1880, 1910, 1924, 1926, 1941, 1955, 1966, 1984, 1991, 1993, 1994, 1995.

Certaines de ces crues sont locales et liées à l'engorgement rapide des affluents locaux (1880). D'autres sont associées à un épisode pluviométrique régional débordant largement le cadre de la feuille Givet et provoquant le cumul d'une crue de la haute vallée de la Meuse et de celles des affluents principaux (Chiers, Sormonne, Semois). Dans ces conditions, l'onde de crue se propage et s'amplifie en terme de hauteur et de durée (1910, 1995). À Givet à la fin du mois de janvier 1995, le débit est passé de 125 à 1 600 m<sup>3</sup>/s. D'autres crues sont liées à des phénomènes particuliers : sol gelé ou verglas empêchant toute infiltration (1955) ou brusque fonte des neiges.

**La Houille.** À Landrichamps, la Houille montre sur une période de 6 ans, un débit annuel moyen de 3,3 m<sup>3</sup>/s, avec des rapports de 1 à 6 entre les débits mensuels moyen minimum et maximum. Ce régime illustre le fort ruissellement et la faible contribution des aquifères. Le débit spécifique de 16,5 l/s/km<sup>2</sup> est du même ordre que celui de la Meuse à Chooz.

## Hydrogéologie

Deux types d'aquifères coexistent, le premier type correspond aux terrasses alluviales récentes. Elle correspond à la ressource aquifère principale. Le second type est à associer aux roches du Paléozoïque.

La nappe des alluvions modernes de la Meuse peut fournir des débits de l'ordre de 30 à 50 m<sup>3</sup>/h, celle de la vallée de la Houille des débits de 20 à 40 m<sup>3</sup>/h.

## Nappe des alluvions

**La nappe alluviale de la Meuse** est d'extension latérale limitée. Sa largeur n'excède pas 400 m, hormis quelques lambeaux situés dans la concavité des méandres.

L'épaisseur des sables et graviers est assez régulièrement comprise entre 4 et 5 m. Ils sont recouverts d'une couche argilo-limoneuse parfois tourbeuse, d'épaisseur variable, excédant rarement un mètre. Ils sont souvent séparés du substratum par une couche de galets de faible épaisseur.

L'alimentation de la nappe est assurée, d'une part par les eaux qui ruissellent le long du coteau et s'infiltrent, et d'autre part par la Meuse.

Un forage exécuté en 1982 dans la plaine alluviale de la Meuse sur la commune de Chooz (indice 40-6-30) a reconnu sous une protection argileuse, les alluvions grossières jusqu'à 9 m de profondeur (contact avec les schistes). La tranche saturée n'étant que de 3 m, le débit obtenu a été de 70 m<sup>3</sup>/h. L'eau bien que dure (35 degrés F) présente des caractères satisfaisants (pas de fer et 8 mg/l de nitrate).

Dans cet aquifère sont implantés des puits qui alimentent Vireux-Wallerand, Vireux-Molhain, Chooz, Aubrives, Ham-sur-Meuse.

**La nappe des alluvions de la Houille.** Dans la vallée de la Houille, les alluvions sont constituées par de gros galets de quartzites et de schistes gréseux dans une matrice de petits galets et de sables grossiers. Leur épaisseur atteint 4,5 m à Flohimont. La nappe contenue dans ces alluvions est exploitée pour l'AEP à Landrichamps.

À partir de 1984, les alluvions de la vallée de la Houille ont fait l'objet d'une prospection importante à l'Ouest de Fromelennes (lieu-dit le Moulin Boreux) pour renforcer l'alimentation de la ville de Givet. Le forage indexé 40-6-35 a reconnu 6 m d'alluvions sableuses reposant sur les calcaires du Givétien altérés et karstifiés sur une épaisseur de 4 m. Le forage exécuté dans un diamètre de 600 mm et crépiné en diamètre de 350 mm a permis d'obtenir un débit d'exploitation de 50 m<sup>3</sup>/h. L'eau est de minéralisation moyenne, mais agressive, et présentant une contamination bactériologique (stérilisation).

**La nappe des « limons des plateaux » et des formations superficielles.** Les produits de l'altération des terrains primaires et les limons recouvrent les plateaux sur une épaisseur variant de quelques mètres à 10 m. Ces formations constituent un aquifère médiocre donnant naissance à des sources intermittentes et de faible débit.

## **Réservoirs des terrains primaires**

La fracturation (tectonique ou liée à l'altération) dans les terrains primaires représente une cible en terme de recherche d'eau. Les terrains les plus favorables sont les calcaires d'âge givétien et couvinien, ainsi que les grès et quartzites du Dévonien inférieur (Grès d'Anor) et du Cambrien.

Les fractures ouvertes sont inexistantes dans les séries schisteuses. En Belgique, il existe d'autres aquifères, ils sont localisés au sein des formations calcaires d'âge carbonifère et de la Formation de Souverain-Pré (Famennien supérieur).

La karstification a affecté les terrains carbonatés du Givétien (grottes de Hierges-Vaucelles et grottes de Nichet sur la commune de Fromelennes). Le développement de ces cavités peut atteindre 450 m sur parfois trois niveaux à une profondeur maximum de 50 m. Ce karst n'est que partiellement actif. Une résurgence intermittente (grotte des Trois-Fontaines) est signalée à Givet et a fait dans le passé, l'objet d'aménagements par les militaires.

### **Sources**

Les sources alimentées par la fracturation des terrains primaires sur la feuille Givet sont au nombre de trois (indice 40-5-4 sur la commune Hierges, indices 40-5-7 et 40-6-17 sur la commune de Vireux-Wallerand). Le débit maximum étant observé sur la source de Hierges (12,6 m<sup>3</sup>/h) alimentée par les calcaires du Couvinien.

Certaines sources (indice 40-5-12 et indice 40-6-20) naissent au contact des Grès d'Anor du Praguien et des schistes verts de Saint-Hubert.

Sur les plateaux, les sources sont abondantes. Elles proviennent soit de la nappe superficielle formée par des altérites dont l'épaisseur n'excède pas 1 m, soit des roches du Paléozoïque. Dans le second cas, on a pu remarquer que les sources sont localisées au niveau d'interfaces entre une roche imperméable et une roche perméable. Les niveaux imperméables constituent des barrières empêchant l'écoulement de l'eau de se réaliser en profondeur. Pour une partie des sources, le débit est souvent faible en été et peut parfois même se tarir.

### **Forages et puits**

Un forage profond de 23 m, implanté à Chooz (indice 40-6-7) dans les schistes rouges de Chooz produit 3 m<sup>3</sup>/h (transmissivité de 6,1.10<sup>-4</sup> m<sup>2</sup>/s).

## **Hydrochimie et pollution**

### **Hydrochimie**

Les eaux de la nappe alluviale de la Meuse sont de qualité passable, leur résistivité moyenne à 20 °C est de 2 000 ohms.cm.



Les eaux des terrains primaires et des limons ou produits d'altération sont de qualité équivalente. Leur résistivité moyenne est 15 000 ohms.cm. Elles sont de plus agressives (pH moyen de 6,5 titre hydrotimétrique inférieur à 10 degrés F). Leur teneur en fer dépasse la limite de potabilité (0,3 mg/l) dans la moitié des analyses. Le caractère de ces eaux imposent souvent des traitements chimiques (déferrisation et neutralisation).

## **Pollution**

La vallée de la Meuse ainsi que la vallée de la Houille dans une moindre mesure (industrie du cuivre), représentent des zones sensibles aux pollutions chimiques. Des piézomètres de contrôle sont implantés dans les emprises industrielles (Cellatex : indice 40-2-11 et 40-2-12), les friches industrielles (Ardennes Carbo) ou à proximité des décharges (indice 40-210).

Sur le reste du secteur, les captages sont sensibles essentiellement à des pollutions bactériologiques.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

L'industrie extractive était auparavant très diversifiée et de manière artisanale. Chaque matériau présentant un intérêt économique local ou à l'exportation était alors exploité. Cette activité est à l'origine de l'existence d'un très grand nombre d'excavations disséminées dans presque toutes les formations géologiques que l'on peut rencontrer sur les territoires français et belge.

L'ensemble des lithologies compétentes datées du Paléozoïque (grès et calcaires) présentant des caractéristiques mécaniques compatibles avec la réalisation d'habitations ont été employées. Les matériaux utilisés dans le cadre de la construction des maisons sont alors généralement témoins de la roche sur laquelle elles sont bâties. Plus rarement, certaines lithologies, comme les « marbres » rouges du Famennien, qui correspondent en fait à des biohermes, ont été exploitées afin d'être exportées à travers l'Europe. Au Nord-Ouest de Foisches, les traces d'une ancienne mine de fluorine persistent au sein des calcaires datés du Givétien (Formation de Fromelennes). Cette mine a été abandonnée au milieu du XX<sup>e</sup> siècle.

Les dépôts post-paléozoïques ont également fait l'objet d'exploitations. Celles-ci sont aujourd'hui toutes abandonnées. Les lœss de la région de Houyet (Belgique) ou les sables des secteurs de Foisches (France) à Niverlée (Belgique) et des poches karstiques de Fromelennes (France) ont été exploités comme sable.

De l'ensemble de ces exploitations, il ne subsiste plus que deux carrières en France : la première se situe au sein du Givétien, au Sud de Givet, en rive gauche de la Meuse. Elle correspond à la carrière des Trois-Fontaines. Cette carrière exploite les calcaires du Givétien et plus particulièrement ceux de la Formation des Trois-Fontaines dans le cadre de la fabrication de granulats calcaires et de chaux. La seconde se situe à Aubrives, en rive droite de la Meuse. Elle exploite les siltites et les grès de la Formation de Vireux dans le cadre de la fabrication de granulats siliceux.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX*

Dans l'ancienne notice il était fait état de l'existence d'une minéralisation en plomb et fluorine superposée à une silicification préalable (Gimnée – Foisches – Rancennes). Contrairement à ce qui était écrit précédemment, cette minéralisation n'est pas localisée dans des fractures ouvertes de direction NNW-SSE, mais plutôt à des fissures orientées NNE-SSW. Ces fissures correspondent en partie à des fentes de tension à l'extrados de l'anticlinal de Foisches dont le flanc sud est tronqué par une faille rétrochevauchante à vergence sud. Cette association entre la fluorine et la structure varisque suggère que la minéralisation se soit mise en place lors du raccourcissement varisque.

Le long de la faille synsédimentaire de Vireux (entre le ruisseau de la Lîre et la bordure ouest de la carte) et plus particulièrement sur la lèvre nord de cette faille, des minéralisations de barytine sont observables. Les minéralisations se sont effectuées dans des fentes ouvertes. La relation entre la Faille de Vireux et cette minéralisation n'a pas pu être démontrée, cependant elle semble lui être intimement liée.

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

#### **Fromelennes**

Les grottes de Nichet furent le lieu de nombreuses recherches clandestines et officielles à partir du IX<sup>e</sup> siècle. Le mobilier recueilli lors des fouilles de 1898 par le docteur Beugnies fut étudié avec sérieux par le docteur Alfred Crustale en 1928. L'ensemble de la faune quaternaire correspond à un mélange d'ossements datant du Würm pour les plus anciens et des périodes contemporaines pour les plus récents (Pénisson et Rozoy, 1992). Ils furent mis au jour dans un cône d'éboulis au pied de l'aven qui faisait communiquer la salle des Nutons avec l'extérieur. Aucun vestige archéologique ne fut découvert. En 1933, dans la salle du Renard, A. Crustale mit au jour une sépulture mérovingienne (un couple et un fœtus

avec du mobilier archéologique). En 1995 et 1997, le docteur Rozoy reprit les recherches abandonnées suite à l'intervention de spéléologues dégagant une fissure rocheuse à 15 m de la sortie de la grotte touristique. Un ossuaire du Néolithique final avec les restes de onze adultes et six enfants fut mis au jour. Ces os avaient été remaniés par les inhumateurs qui avaient repris les crânes. Sous cet ossuaire était un petit poste du Magdalénien final avec des os de cheval et de renne.

### **Vireux-Molhain**

Un biface de l'Acheuléen moyen ou final fut mis au jour en 1985 dans les limons, à 40 cm de profondeur, sur la rive gauche de la Meuse, au lieu-dit Sous-la-Route. Taillé dans du quartzite blanc cambrien, le biface est peu émoussé, ce qui traduit un transport fluvial sur une faible distance.

Dans les alluvions, mais sans localisation précise, des restes d'*Elephas primigenius* et de *Rhinoceros tichorhinus* avaient déjà été mis au jour vers 1900 (Pénisson, 1993).

Autour du Mont Vireux, de nombreux sites d'époque romaine et franque, cimetière et habitat prouvent une occupation depuis le Bas-Empire jusqu'au V<sup>e</sup> siècle (Lémant, 1993).

### **Montigny-sur-Meuse**

En 1988, à proximité de la maison du garde-barrière, une hache polie en grès-quartzite gris foncé et finement micacé fut découverte lors de terrassements (Pénisson, 1992). Cette hache de petite dimension (L = 113 mm), polie sur toute sa surface, est un témoin de l'occupation néolithique de la plaine alluviale.

## *SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

### **Stratotype du Givétien**

Le stratotype du Givétien est défini à Givet, Il comprend trois formations : la Formation du Mont d'Hairs, la Formation des Terres d'Hairs et la Formation de Fromelennes (fig. 12). Les roches qui composent ce stratotype sont essentiellement de nature calcaire et riches en faune marine.

### **Réserve naturelle de la Pointe de Givet**

Créée le 4 mars 1999, elle regroupe dix sites répartis sur six communes. C'est une réserve éclatée dont le territoire est fragmenté en plusieurs zones

sur 354 ha. Les communes concernées sont Charnois, Chooz, Foisches, Fromelennes, Givet et Rancennes. La gestion est assurée par l'Office National des Forêts et le Conservatoire du patrimoine naturel de Champagne-Ardenne.

L'intérêt écologique de la réserve est présenté par :

- 33 habitats, dont 14 d'intérêts européens ;
- 207 espèces végétales (12 protégées régionalement) ;
- 105 espèces d'insectes (1 protégée nationalement) ;
- 61 espèces d'oiseaux (47 protégés nationalement et 17 d'intérêt européen) ;
- 6 espèces de reptiles (toutes protégées nationalement) ;
- 6 espèces de chauves-souris (toutes protégées en France et en Europe).

Du point de vue géologique, cette réserve recèle aussi le stratotype du Givétien.

### **Réserve naturelle de Vireux-Molhain**

Créée le 14 mars 1991, cette réserve d'une superficie de 1,82 ha, a pour but essentiel de protéger un gisement paléontologique remarquable : le Mur-des-Douaniers. Situé sur le CD47, il se caractérise par l'abondance de trilobites parfaitement conservés dans une pélite argileuse. La faune est datée de l'Eifélien (anciennement « Assise de Bure » datée du Couvinien inférieur) et est aussi représentée par des coelentérés, des annélides, des mollusques, des brachiopodes, des échinodermes, des spongiaires, des microfossiles (conodontes, foraminifères et ostracodes) et quelques restes de végétaux.

La gestion confiée à la Société d'histoire naturelle des Ardennes de 1992 à 1996, a été remise à l'Office national des forêts qui entretient la pelouse surmontant le gîte fossilifère.

### *ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES*

Trois guides peuvent être consultés :

- dans la série des guides géologiques régionaux « Ardenne-Luxembourg ». Guide Masson et Cie, 1973, 206 p. (épuisé) ;
- guide des randonnées pédestres « Département des Ardennes ». Édité par la direction départementale de la jeunesse et des sports, 1990 ;
- guide de poche « Balades à pied dans les Ardennes ». Éditions la Nuée Bleue, 2001, L'Ardennais, 30 p.

## DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Du fait de sa localisation et des intérêts militaro-industriels et géologiques qu'il présentait, le Massif ardennais a constitué un site d'étude de choix. À partir du XIX<sup>e</sup> siècle, son étude a pris de l'ampleur avec l'exploitation de manière semi-industrielle à industrielle du charbon, de mines de fer, de veines ardoisières et de carrières de pierres pour construction. Parallèlement, les études géologiques précises et détaillées ont commencé à paraître, faisant ainsi naître les bases de l'étude des roches datées du Paléozoïque.

Jules Gosselet, premier professeur de Géologie de la Faculté des sciences de Lille, a longuement arpenté les Ardennes, terrain de sa première publication en 1857, puis de sa thèse inaugurale, présentée à la Sorbonne en 1860(a). Les membres de la Société géologique du Nord, qu'il fonda avec ses élèves en 1872, y effectuent de fréquentes excursions, en collaboration ponctuelle avec la Société belge de géologie et la Société géologique de France. La plupart des résultats de leurs recherches scientifiques, ainsi que les comptes-rendus de ces excursions sont consignés dans les Annales, les mémoires et les publications de la Société géologique du Nord (Barrois, 1874, 1879 ; Gosselet, 1860(b), 1876, 1878, 1879, 1888, 1880-1902 ; Waterlot, 1932 ; Waterlot *et al.*, 1973, etc.).

Les échantillons prélevés jusqu'à la fin de la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle par Jules Gosselet et ses successeurs (Charles Barrois, Pierre Pruvost, Louis Dollé, Gérard Waterlot, pour ne citer que les plus célèbres), décrivent largement le contenu pétrographique et des couches primaires de la région, et notamment la plupart des formations du Cambrien, du Dévonien et du Carbonifère. Ils font partie des collections géologiques du Musée d'histoire naturelle de Lille (riches de 100 000 références) et ont été décrits dans un ouvrage collectif en 1909 : « *Le terrain silurique comprend une série complète des roches cambriennes de l'Ardenne, en particulier de tous les gîtes des roches éruptives. [...] La collection du dévonique de l'Ardenne est représentée par de très nombreux échantillons de roches et de fossiles : les fossiles du Gédinnien de Mondrepuits ; les roches des divers faciès du Gédinnien et en particulier les roches métamorphiques de Seviscourt, de Freux, de Remagne, de Bastogne ; les fossiles des grès d'Anor, dont les plus beaux sont dus à M. Jannel, ceux des grauwackes de Montigny-sur-Meuse et de Hierges, des séries importantes du Dévonien moyen et supérieur, en particulier les curieux dictyospongidés de Jeumont, identiques à ceux que M. James Halk avait fait connaître en Amérique. Le calcaire carbonifère montre des représentants de toutes les variétés des roches de cet étage connues dans l'arrondissement d'Avesnes. M. Gosselet a également déposé dans ce musée, une admirable collection de fossiles du calcaire de Visé, qui lui avait été donnée par son ami, le Dr Horion de Liège. [...] Le terrain*

*jurassique comprend de belles séries des calcaires oolitiques de l'Ardenne, du Boulonnais et des blocs portlandiens dragués dans le détroit par M. Hallez » (AFAS, 1909).*

La Banque de données du Sous-Sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale : Champagne-Ardenne, Pôle technologique Henri Farman, 12 rue Clément Ader, BP 137, 51685 Reims cedex 2 ; soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard 75005 Paris.

## GLOSSAIRE

**Dressant** : terme minier décrivant le flanc redressé et court d'une structure plissée dissymétrique et déjetée.

**Essartage** : pratique qui consistait à brûler le sol forestier après la coupe d'affouage.

**Fragipans** : horizon pédologique compact à fentes blanchies, généralement hérité de la présence d'un paléo-pergélisol. Plancher pour la nappe superficielle en hiver.

**Terra Fusca** : horizon pédologique très argileux (< 30 %), brun-noir, formé par les argiles de décalcification des roches carbonatées, avec une teneur non négligeable en matières organiques résiduelles.

**Mulls** : horizon humifère, souvent eutrophe, riche en azote, très actif biologiquement (lombrics), fréquent sur roches meubles carbonatées ou calciques.

**Nunatak** : milieu thermophile résiduel, hérité et préservé dans un contexte plus froid, par analogie aux montagnes au milieu de la calotte groenlandaise.

**Plateur** : terme minier décrivant le flanc normal, long et peu incliné d'une structure plissée dissymétrique et déjetée.

**Rendzines** : sols eutrophes peu épais (30-60 cm), très humifères, très actifs biologiquement, formés sur roche carbonatée meuble ou gélifractée. L'humus est fréquemment un mull.

**Terra rossa** : horizon pédologique très argileux (> 30 %), brun-rouge, formé par les argiles de décalcification des roches carbonatées, sous contexte climatique oxydant (formation d'hématite), souvent chaud et humide.

BIBLIOGRAPHIE

- AFAS (1909) – Lille et la région du Nord en 1909. Association Française pour l'Avancement des Sciences. Imp. Danel, 2 vol. in-4, 1308 p. et 1060 p.
- AHRENDT H., CLAUER N., HUNZIKER J.-C., WEBER K. (1983) – Migration of folding and metamorphism in the Reinische Sciefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determination. In « Intracontinental Fold Belts », Martin & Eder (Ed.), Springer Verlag, Heidelberg, p. 323-338.
- ANDRÉ L., DEUTSCH S., MICHOT J. (1981) – Données géochronologiques concernant le développement tectono-métamorphique du segment calédonien brabançon. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 104, p. 241-253.
- ANDRÉ L., HERTOGEN J., DEUTSCH S. (1986) – Ordovician – Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology*, vol. 14, p. 879-882.
- ANTHOINE R. (1940) – Contribution à l'étude du massif Cambrien de Rocroi. *Bull. Acad. r. Sci. Belgique*, t. 12, p. 3-201.
- ASSELBERGHS E. (1938) – La Faille de Vireux (Ardenne française). *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 48, n° 2, p. 210-217.
- ASSELBERGHS E., WATERLOT G., DUBAR E. (1938) – Carte géologique de Givet à 1/80 000, n° 15, 2<sup>e</sup> édit. Institut de Géographie de Paris.
- AVERBUCH O., LACQUEMENT F., SZANIAWSKI R., MANSY J.-L., LEWANDOWSKI M. (2002) – Segmentation of the Variscan thrust front (N. France, S. Belgium) insight into the geometry of the Devonian Rheno-Hercynian Basin. Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting, Leuven, 11-15 september 2002. Aardk. Mededel., p. 12.
- BARROIS C. (1874) – Compte-rendu (comme secrétaire) de l'excursion de la Société géologique de France à Mons et à Avesnes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. II, p. 533.
- BARROIS C. (1879) – Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans les Ardennes et sur les argiles à silex. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. VI, p. 340.
- BERGERAT F. (1987) – Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, t. 6, p. 99-132.
- BEUGNIES A. (1963) – Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 270, 155 p.
- BEUGNIES A. (1967) – La Faille de Vireux à l'Ouest de la Meuse. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 75, p. 351-361.
- BEUGNIES A. (1968) – Livret-guide des excursions dans le massif cambrien de Rocroi, de Fépin à Bogny, suivant la Meuse. Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, Bruxelles, 38 p.

- BEUGNIES A. (1983) – Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 102, n° 3, p. 165-173.
- BEUGNIES A. (1985) – Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 104, fasc. 2, p. 87-95.
- BEUGNIES A., WATERLOT G. (1965) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Fumay (53). Orléans : BRGM. Notice explicative (1965), 8 p.
- BEUGNIES A., BONTE A., DELATTRE C., WATERLOT G. (1970) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Givet (40). Orléans : BRGM. Notice explicative (1970), 12 p.
- BEUGNIES A., BONTE A., DUMONT P., PARENT J., WATERLOT G. (1970) – La Faille de Vireux à l'Est de la Meuse. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. XC, fasc. 1, p. 9-14.
- BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., GRAULICH J.M., PAPROTH E. (1977) – Palaeogeography of upper westphalien deposits in NW Europe with reference to the Westphalien C north of the mobile Variscan belt. *Meded. Rijks Ged. Dienst. N.S.*, 28 (5), p. 101-127.
- BLIECK A., GOUJET D. (1991) – Les vertébrés du Dévonien inférieur d'Arville et de Nonceveux (Belgique). *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, 2<sup>e</sup> série, t. 1, p. 67-78.
- BORREMANS G., BULTYNCK P. (1986) – Conodontes du calcaire de Naux : Gédinien inférieur au Sud immédiat du Massif de Rocroi (Ardenne Française). *Aadkundige Medelingen*, Leuven, n° 3, p. 45-58.
- BOULVAIN F. (1993) – Une histoire de la carte géologique de Belgique. Service géologique de Belgique, professional paper, t. 4, 262, 87 p.
- BOULVAIN F. (1996) – Base de données des forages effectués par le Service géologique de Belgique. *Int. Rep. Geol. Survey Belg.*, vol. 1, p. 1-39.
- BOULVAIN F., MARION J.-M. (1994) – Carte géologique de Philippeville – Rosée à 1/25 000, feuille n° 53/5-6. Ministère de la région wallonne. Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement.
- BOULVAIN F., MARION J.-M., DELCAMBRE B., PINGOT J.-L. (1995) – Carte géologique d'Achêne – Leignon à 1/25 000. Feuille n° 54/5-6. Ministère de la région wallonne. Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement.
- BOULVAIN F., HERBOSCH A. (1996) – Anatomie de monticules micritiques du Frasnien belge et contexte eustatique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 167, 3, p. 193-198.
- BOULVAIN F., COEN-AUBERT M. (1997) – Le sondage de Focant : lithostratigraphie et implications structurales. *Memoirs of the geological Surveys of Belgium*, n° 43, 74 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 Surveys of Belgium*, n° 44, 126 p.
- BULTYNCK P., COEN-AUBERT M., DEJONGHE L., GODEFROID J., HANCE L., LACROIX D., PRÉAT A., STAINIER P., STEEMANS P., STREEL M., TOURNEUR F. (1991) – Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mémoire pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*, n° 30, 106 p.
- BUSTAMENTE SANTA CRUZ LUIS (1976) – L'évolution Plio-Pléistocène du bassin Mosan d'après les minéraux lourds. *Rev. Géogr. phys. géol. dynam.*, (2) 18, 4, p. 291-300.
- CALLIGÉE (1999) – Mise en œuvre d'un forage en U sous la Meuse à Givet. *Rapport interne n° 7-08073*, 15 p.
- CAVELIER C., LORENZ J. (1987) – Aspects et évolution géologique du Bassin parisien. *Ass. Géol. Bassin de Paris, Mém. h.s.*, n° 6, 271 p.
- CIBAJ I. (1992) – Structures sédimentaires dans les Grès de Vireux (Dévonien inférieur). La coupe du Mont de Vireux, Ardenne méridionale. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 1, 2<sup>e</sup> série, p. 195-203.
- COEN M., DUMOULIN V. (soumise) – Carte géologique d'Olloy-Treignes (58/5-6), Carte géologique de Wallonie, 1/25 000, Ministère de la Région wallonne, Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Namur.
- DE DORLODOT H., KAISIN F., MOURLON M. (1919) – Carte géologique d'Hastière-Lavaux – Dinant à 1/40 000, feuille n° 175. Commission géologique de Belgique.
- DE HEINZELIN J. (1963) – Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène : essai de reconstitution. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 72, p. 137-148.
- DELCAMBRE B. (1989) – Marqueurs téphrostratigraphiques au passage des calcaires de Neffe vers ceux de Lives. *Bull. Soc. belge. Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 98, p. 163-170.
- DELCAMBRE B., PINGOT J.-L. (1993) – Carte géologique d'Hastière-Dinant à 1/25 000. Feuille n° 53/7-8. Ministère de la région wallonne. Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Namur.
- DELVAUX DE FENFFE D., LADURON D. (1991) – Caledonian and Variscan structures in the Rocroi – Ardenne Lower Palaeozoic basement (Belgium and adjacent countries). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 114, fasc.1, p. 141-162.
- DUMOULIN A. (éd.) (1995a) – L'Ardenne, essai de Géographie physique. Univ. Liège., Lab. de géomorphologie, 238 p.

- DEMOULIN A. (1995b) – L'Ardenne bouge toujours : néotectonique du Massif ardennais. In « L'Ardenne, essai de géographie physique. Hommage au professeur A. Pissart », A. Dumoulin édit., Dépt. géogr. phys., Université de Liège, p. 110-135.
- DUMOULIN V., MARION J., BOUVAIN F., COEN-AUBERT M., COEN M. (1998) – Nouvelles données lithostratigraphiques sur le Frasnien de l'Anticlinorium de Philippeville. *Ann. Soc. géol. du Nord*, 6, 2<sup>e</sup> série, fasc.2, p. 79-85.
- DE PUTTER T., ROCHE M., DUPUIS C., FAIRON-DEMARET M., NICAISE D., ROBLAIN D., THONART P. (1996) – Taphocoenosis of Miocene taxodiaceous wood from the Entre-Sambre-et-Meuse cryptokarsts (southern Belgium). *Neues Jb. Geol. Paläontol.*, Abh., Dtsch., 202, p. 259-268.
- D'OMALIUS D'HALLOY J.-J., BARON COQUEBERT DE MONTBRET (1822) – Observations sur un essai de cartes géologique de la France, des Pays-Bas et de quelques contrées voisines. Notice d'accompagnement de l'essai. *Ann. Mines, Fr.*, t. VII, 335 p.
- DUBAR G. (1947) – Sur la présence de *Ptéraspis Crouchi* à Mondrepuits. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 66, p. 32-33.
- DUFRENOY P.-A., ELIE DE BEAUMONT L. (1842) – Carte géologique de la France à 1/50 000. Ministère des travaux publics, Paris.
- DUMONT A. (1876) – Carte géologique de la Belgique.
- DUMOULIN V., MARION J.-M. (1997) – Carte géologique de Sautour-Surice à 1/25 000. Feuille n° 58/1-2. Ministère de la région wallonne. Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Namur.
- DUMOULIN V., MARION J.-M. (1998) – Carte géologique de Silenrieux-Walcourt à 1/25 000. Feuille n° 52/7-8. Ministère de la région wallonne. Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Namur.
- DUMOULIN V., MARION J.-M., BOUVAIN F., COEN-AUBERT M., COEN M. (1998) – Nouvelles données lithostratigraphiques sur le Frasnien de l'anticlinorium de Philippeville. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 6, 2<sup>e</sup> série, fasc. 2, p.79-85.
- DUMOULIN et COEN (sous presse) – La carte géologique d'Olloy – Treignes à 1/25 000, feuille n° 58/5-6. Ministère de la région wallonne. Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Namur.
- DUPUIS C. (1992) – Mesozoic kaolinized giant regoliths and neogen halloysitic cryptokarst : two striking paleoweathering types in Belgium. In Schmidt and Gall (eds), Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. ENSMP, Mém. Sci. de la Terre, t. 18, p. 61-68.
- ERTUS R. (1990) – Les néoformations d'halloysite dans les cryptokarsts oligo-miocènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse (Belgique). Approche sédimentologique, pétrographique et minéralogique. Thèse de doctorat en Science de l'université de Paris-Sud. 177 p., inédit.

- FIELITZ W., MANSY J.-L. (1999) – Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European variscide). *Tectonophysics*, t. 309, p. 227-256.
- FORIR H. (1899) – Carte géologique de Sautour-Surice à 1/40 000. Feuille n° 183. Commission géologique de Belgique, Bruxelles.
- FORIR H. (1900) – Carte géologique de Houyet-Han-sur-Lesse à 1/40 000. Feuille n° 186. Commission géologique de Belgique, Bruxelles.
- FORIR H., MOURLON M. (1897) – Carte géologique d'Agimont-Beauraing à 1/40 000. Feuille n° 184. Commission géologique de Belgique, Bruxelles.
- FOURMARIER P. (1925) – La Faille de Vireux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. XLVII, 3<sup>e</sup> livraison, p. 229-231.
- FOURMARIER P. (1931) – Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 54, p. 364-384.
- GODEFROY J. (1979) – Les schistes et grès de Pesche ou Formation de Pesche (Dévonien inférieur) à l'étang de Pernelle à Couvin. *Ann. Soc. géol. Belgique*, vol. 101, p. 305-319.
- 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*, t. 55, p. 139-164.
- GODEFROID J., STAINIER P., STEEMANS P. (1982) – Gedinian and Siegenian Lithostratigraphy of Belgium. In : Plodowski G., Werner R., Ziegler W. (eds). Field meeting on Lower and Lower Middle Devonian stages in the Ardenno-Rhenish type area. Guidebook. Int. Union. Geol. Sci. Sub. Dev. Stratigraphy, p. 3-79.
- 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). Service géologique de Belgique. Mémoire pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique, n° 38, 144 p.
- GOFFETTE O., MEILLIEZ F., GAGNY C. (1990) – Données nouvelles sur le magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardenne). *Géologie de la France*, n° 1, p. 3-17.
- GOFFETTE O., LIEGEOIS J.-P., ANDRÉ L. (1991) – Âge, U-Pb sur zircons Dévonien moyen à supérieur du magmatisme du Massif de Rocroi (Ardenne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 312, fasc. 2, p. 1155-1161.
- GOSSELET J. (1857) – Note sur le terrain dévonien de l'Ardenne et du Hainaut. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 2<sup>e</sup> série, t. XIV, p. 364.

- GOSSELET J. (1860 a) – Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. Thèse inaugurale, Paris, Imprimerie L. Martinet, 1860, 164 p.
- GOSSELET J. (1860 b) – Observations sur les terrains primaires de la Belgique et du Nord de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 2<sup>e</sup> série, t. XVIII, p. 18.
- GOSSELET J. (1876) – Le Calcaire de Givet, 1<sup>ère</sup> et 2<sup>e</sup> parties. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. III, p. 36-54.
- GOSSELET J. (1878) – Le Calcaire de Givet, 3<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup> parties. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. VI, p. 35.
- GOSSELET J. (1879) – La Roche à Fépin, contact du Silurien et du Dévonien sur les bords de la Meuse. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. VI, p. 94.
- GOSSELET J. (1882) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Givet (15), 1<sup>ère</sup> édition.
- GOSSELET J. (1888) – L'Ardenne. Mém. Serv. Carte géol. France, 881 p.
- GOSSELET J. (1880-1902) – Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, 4 fascicules.
- GOUDALIER M. (1998) – Dolomitisation des calcaires du Frasnien moyen de la Belgique : contrôle sédimentaire, diagénétique et tectonique. Thèse de l'Université de Lille 1, 185 p.
- GOUDALIER M., LAMARCHE J., PILON W., MEILLIEZ F. (1993) – La coupe du Moulin de Fétrogne (Dévonien inférieur, bord nord du Massif de Rocroi). *Bull. Soc. Hist. Nat. des Ardennes*, t. 82, p. 22-26.
- GRADSTEIN F.M., OGG J. (1996) – A Phanerozoic time scale. *Episodes*, n° 19, p. 3-5.
- GRAULICH J.-M. (1980) – Les structures profondes de la Famenne constituent-elles des réservoirs de gaz ? *Rev. gén. Gaz*, n° 4, p. 165-172.
- HAN G. (1999) – Paleozoic clay mineral and diagenesis in the Dinant and Avesnes basins (Belgium – France) : relationships with the variscan tectonism. Thèse de la faculté des Sciences, départ. Sciences de la terre et de l'environnement, Université libre de Bruxelles, 189 p.
- HAN G., YANS J., GOUDALIER M., LACQUEMENT F., CORFIELD R.M., MANSY J.-L., BOULVAIN F., PRÉAT A. (2002) – Recognition and implication of tectonic loading re-heating in the late Paleozoic succession of the Dinant Synclinorium (Belgium and northern France) based on an illite crystallinity and oxygen isotope study. Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting, Leuven, 11-15 september 2002. *Aardk. Mededel.*, vol. 12, p. 97-98.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JAQUIN T., GRACIANSKY P.C. DE, VAIL P. (1998) – Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphy chart. *In Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM, Spec. Pub., n° 60, p. 119-154.

- HUGON H. (1979) – Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisailant progressif dans le massif cambrien de Rocroi. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, série D, p. 615-618.
- HUGON H. (1983) – Structures et déformations du Massif de Rocroi (Ardennes). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t.(C)15, 2, p. 109-143.
- KERJEAN M., KERBAUL A., POMMENOF T. (1980) – État de la documentation des ouvrages souterrains implantés sur les feuilles topographiques de Givet, Hirson, Rocroi et Fumay. Rapport BRGM, 80 SGN 210 CHA, 30 p.
- KHATIR A. (1990) – Structuration et déformation progressive au front de l'allochtonne ardennais (Nord de la France). Société géologique du Nord, Lille, publication n° 18, 293 p.
- 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, Lille, publication n° 29, 285 p.
- LACQUEMENT F., MANSY J.-L., HANOT F., Meilliez F. (1999) – Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 329, p. 471-477.
- LACQUEMENT F., VAN VLIET-LANOË B., MANSY J.-L., MEILLIEZ F., VOISIN L. (en préparation) – La Meuse, un enregistreur de l'évolution néotectonique du front varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris.
- LEDRU P., FAURE M., BOUCHOT V. (2001) – Le Massif central, témoin de la chaîne varisque ouest-européen. *Géologues*, n° 130-131, p. 130-131.
- LEES A., NOEL B., BOUW P. (1977) – The Waulsortien « Reef » of Belgium. A progress report. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, t. XXIX, p. 289-315.
- LÉMANT J.-P. (1993) – les sites de Vireux à l'époque romaine. *L'archéologie ardennaise*, n° 3, p. 71-76.
- LEMONNE E., DUMOULIN V. (1997) – Carte géologique d'Agimont – Beauraing à 1/25 000, feuille n° 58/3-4. Ministère de la région wallonne. Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Namur.
- LOHEST M., MOURLON M. (1900) – Carte géologique d'Achêne-Leignon à 1/40 000. Feuille n° 176. Commission géologique de Belgique, Namur.
- 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., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, vol. 100, n° 1-2, p. 121-134.
- MAMET B. (1964) – Sédimentologie du faciès « marbres noirs » du Paléozoïque. *Mém. Inst. r. Sci. Nat. Belgique*, 51, 131 p.
- MANSY J.-L., MEILLIEZ F. (1993) – Éléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne – Avesnois. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 2, 2<sup>e</sup> série, p. 45-60.

- MASSON N. (1996) – Analyse et cartographie des formations superficielles de la région de Givet, Ardenne. DEA de géographie, Univ. Lille 1, 148 p., inédit.
- MATTE P. (1986) – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 8, n° 2, p. 9-24.
- MÉGNIEU C. (1980) – Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. BRGM, 3 vol : t. 101, 102, 103.
- MEILLIEZ F. (1981) – Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardenne). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 3, p. 101-104.
- MEILLIEZ F. (1983) – Analyse de la déformation et évaluation des textures sédimentaires et tectonique dans le poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne (France). *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. CII, p. 153-163.
- MEILLIEZ F. (1984) – La Formation de Fépin (Gédinien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. CIII, p. 37-53.
- MEILLIEZ F. (1988) – La tectonique pelliculaire et ses limites en pratique : exemple des rocheuses canadiennes et de l'Ardenne. In : L'équilibrage des coupes géologiques, Gratier J.-P., Mémoires et documents du CAESS, n° 20, Rennes, p. 93-106.
- MEILLIEZ F. (1989a) – Importance de l'événement calédonien dans l'Allochtonne ardennais. Essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque. Thèse de doctorat es Sciences de l'Université du Maine, 8 septembre, 519 p.
- MEILLIEZ F. (1989b) – Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien en bordure nord-est du Massif de Rocroi (Ardenne). *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. CVII, p. 281-295.
- MEILLIEZ F. (1991) – Ardenne – Brabant. In Piqué A. (coord.), Les massifs anciens *Fr.*, t. 1, Ardenne – Massif armoricain – Massif central. *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, t. 44, 1-2, p. 3-29.
- MEILLIEZ F., MANSY J.-L. (1990) – Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène: le Dévono-carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8<sup>e</sup> série, vol. 6, n° 1, p. 177-188.
- MONTY C., VAN LAERT P., MAURIN A.-F., BERNET-ROLLANDE M.-C. (1988) – Thepper Devonian mud mounds from the south western Dinant Synclitorium. In Herbsoch A. (Ed.), International Association of sedimentologists, 9th European Regional Meeting, Excursion Guidebook, Leuven Belgium, Ministry of Economic Affairs, Belgian Geological Survey, Bruxelles, p. 157-176.
- MOURLON M., BAYET L. (1899) – Carte géologique de Philippeville-Rosée à 1/40 000. Feuille n° 174. Commission géologique de Belgique, Namur.

- PAEPE R., VANHOORNE R. (1967) – The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mém. expl. cartes géol. min. Belgique*, vol. 8, 96 p.
- PAEPE R. (1969) – Quelques aspects des dépôts quaternaires de la Famenne. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 78, p. 69-75.
- PAPROTH E., CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRUICK C., DEUZON S., DREESEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., Hahn G.R., Hilaire O., KASIG W., LALOUX H., LAUWERS A., LEES A., LYS M., OP DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VAN STEENWINKEL M., VIESLET J.-L. (1983) – Bio and Lithostratigraphic Subdivisions of the Dinantian in Belgium. A review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 106, p. 185-239.
- PARENT J., DUMONT P. (1965) – La géologie du site de la centrale nucléaire de Chooz (Ardennes françaises). *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. LXXIII, fasc. 3, p. 1-12.
- PÉNISSON J.-P. (1992) – Découverte d'une hache polie à Montigny-sur-Meuse (Ardennes). *Préhistoire et Protohistoire en Champagne-Ardenne*, n° 16, p. 73-75.
- PÉNISSON J.-P. (1993) – Une trace de l'occupation paléolithique dans la vallée de la Meuse, à Vireux-Molhain (Ardennes). *Préhistoire en Champagne-Ardenne*, n° 17, p. 3-6.
- PÉNISSON J.-P., ROZOY J.-G. (1992) – Les premiers occupants de la grotte. *In* Les grottes de Nichet. Terres ardennaises, numéro spécial, juillet 1992, p. 11-17.
- PIQUÉ A., HUON S., CLAUER N. (1984) – La schistosité et le métamorphisme associé dans la vallée de la Meuse, entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belge). *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 93, fasc. 1-2, p. 55-70.
- PISSART A. (1975) – La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements. *In* : Macar, P. (Éd.) ; L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale. Centenaire de la Société géologique de Belgique, Liège, p. 105-131.
- PISSART A. (1961) – Les terrasses de la Meuse et de la Semois ; la capture de la Meuse Lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, vol. 84, Part 1, p. 2-104.
- PISSART A., PAEPE R., BOURGUIGNON P. (1970) – Dépôts fluviatiles, éoliens et paléosols sur la terrasse de Hermee. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, vol. 92, n° 3, p. 429-445.

- PISSART A., LAMBOT A. (1990) – les mouvements actuels du sol en Belgique : comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 112, n° 2, p. 495-504.
- PISSART A., HARMAND D., KROOK L. (1997) – L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces de captures de la Meuse Lorraine d'après les minéraux denses. *Rev. Géogr. phys. et Quaternaire*, t. 51, p. 267-284.
- PRÉAT A., BOULVAIN F. (1982) – Étude sédimentologique de calcaires givétiens à Vaucelles (bord sud du synclinorium de Dinant). *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 105, p. 273-282.
- PRUVOST P. (1920) – Sur la présence d'ostracodermes dans les schistes bigarrés d'Oignies à Montigny-sur-Meuse. *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. 43, p. 304-306.
- QUINIF Y. (1993) – Les phénomènes karstiques en Calestienne. *In* : De la Meuse à l'Ardenne. Éd. Entre Ardenne et Meuse. ASBL, Lavaux-Sainte-Anne, p. 55-75.
- QUINIF Y. (1997) – Apport de la karstogenèse à la tectonique récente du Massif ardennais. Contributions to the Belgian symposium on Structural geology and tectonics. *Aardkundige Mededelingen*, Leuven, Univ. Press., vol. 8, p. 145-148.
- QUINIF Y., VANDYCKE S., VERGARI A. (1997) – Chronologie et causalité entre tectonique et karstification ; l'exemple des paléokarsts du Hainaut (Belgique). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 168, n° 4, p. 463-472.
- RAOULT J.-F., MEILLIEZ F. (1987) – The Variscan front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse river. *Journal of Structural Geology*, vol. 9, n° 4, p. 473-479.
- ROLIN D. (2000) – Héritage et inversion tectonique en Artois. Mém. de DEA Géologie – Géochimie et Géophysique sédimentaires, Univ. Lille et Paris XI – Orsay, non publié, 44 p.
- RUSSO-ERMOLLI E. (1991) – Datation palynologique de gisements tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Essai de reconstitution des paléo-environnements et des paléo-climats. *Serv. géol. de Belgique*, Bruxelles. Prof. Paper, t. 245, 40 p.
- SHACKLETON N., BERGER A., PELTIER W.R. (1990) – An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. r. Soc. Edinburgh*, vol. 81, n° 4, p. 251-261.
- SOUCHEZ R. (1966) – Réflexions sur l'évolution des versants sous climat froid. *Rev. Geogr. phys. Géol. dyn.*, vol. 8, n° 4, p. 317-334.
- SOUCHEZ M. (1967) – L'évolution de la Lorraine belge nord-orientale au néogène. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, vol. 90, n° 1-3, p.151-171.



- SOYER J. (1978) – Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 101, p. 93-100.
- STEEMANS P. (1982) – L'âge du Poudingue de Fépin (bloc de Gédinien) à Lahonry (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 90, p. 331-340.
- STEEMANS P. (1988) – Révision de l'âge des quartzites blancs de la coupe de Wayai (km 7, Massif de Theux, Belgique) et implications paléogéographiques. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t. 110, p. 363-370.
- STEEMANS P. (1989) – Étude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. *Mém. expl. cartes géol. et min. Belg.*, t. 27, 453 p.
- TRUCKER R.D., BRADLEY D.C., VER STRAETEN C.A., HARRIS A.G., EBERT J.R., MC CUTCHEON S.R. (1998) – New U-Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.158, n° 3-4, p.175-186.
- VAI G.B. (coord.) *et al.* (1998) – Stratigraphic correlations between the continental and marine Tethyan and Peri-Tethyan basins during the Late Carboniferous and the Early Permian. Peri-Tethys ; stratigraphic correlations 2. *Geodiversitas*, vol. 20, n° 4, p. 521-593.
- VAN DEN BROECK E., MARTEL E.-A., RAHIR E.-D. (1910) – Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique. Bruxelles. 1592 p.
- VANGUESTAINE M. (1973) – Étude palynologique du Cambro-Ordovicien de Belgique et de l'Ardenne française. Thèse de doctorat de l'université de Liège, inédit.
- VANGUESTAINE M. (1974) – Espèces zonales d'acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne française. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, t. 8, p. 63-82.
- VAN VLIET B. (1971) – La haute terrasse à l'Est d'Aubrives. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, Bruxelles, t. 80, p. 11-20.
- VAN VLIET-LANOË B. (1988) – Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. Thèse de Doctorat d'État, Géographie, option Géomorphologie, Univ. Paris I, 1987, Édit. Édit., Caen, 854 p.
- VAN VLIET-LANOË B., BONNET S., HALLEGOUËT B., LAURENT M. (1997) – Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs : regional stress field with glacio-isostatic influence ? *J. Geodynamics*, vol. 24, n° 1-4, p. 219-239.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLEGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.-J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN F., VAUTHIER S. (1998a) – Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 326, p. 333-340.

- VAN VLIET-LANOË B., MANSY J.-L., MARGEREL J.-P., VIDIER J.-P., LAMARCHE J., EVERAERTS M. (1998b) – Le Pas-de-Calais : un détroit cénozoïque à ouverture multiple. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 326, p. 729-736.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., BAHAIN J.-L., BALESCU S., FALGUÈRES C., FIELD M., HALLÉGOUËT B., KEEN D.-H., (2000) – Middle Pleistocene raised beach anomalies in the english Channel : regional and global stratigraphy implications. *J. Geodynamic*, t. 29, p. 15-41.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAIGNEL B., LAURENT M., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., MANSY J.-L., MEILLIEZ F., MERCIER D., HALLÉGOUËT B., LACQUEMENT F., MICHEL Y., MOGUEDET G., (2002) – Paleogeographic evolution of the Western Europe at the Messinian time. *Geodiversitas*, t. 3 , p. 1-31.
- VAN VLIET-LANOË B., MANSY J.-L., HENRIET J.-P., LAURENT M., VIDIER J.-P. (2004) – Une inversion cénozoïque par étapes : le Pas-de-Calais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 175, n° 2 , p. 83-103.
- VOISIN L. (1981) – Les surfaces d'érosion méso-cénozoïque en Ardenne-Eiffel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 166, p. 573-585.
- VOISIN L. (1983) – Les terrasses de la Meuse dans la région de Chooz. *Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes*, Charleville Mézières, t. 73, p. 45-50.
- VOISIN L. (1999) – La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant ; une hypothèse sans doute plus séduisante que fondée. *Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes*, Charleville Mézières, t. 89, p. 78-85.
- WATERLOT G. (1932) – Structure et position systématique du *Receptaculites neptuni* (Defrance). *Ann. Soc. géol. du Nord*, Lille, t. LVII, p. 2, pl. I.
- WATERLOT G. (1937) – Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France et des topographies souterraines*, t. XXXIX, n° 195, p. 1-65.
- WATERLOT G. (1969) – Le Paléozoïque en Ardenne française. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. LXXXIX, 1, p. 5-22.
- WATERLOT G., BEUGNIES A., BINTZ J., *et al.* (1973) – Guide géologique régional Ardenne et Luxembourg. Masson & Cie Éd., 206 p.
- ZAGWIJN W.H. (1989) – The Netherland during the tertiary and the Quaternary: a case history of coastal lowland evolution. Kluwer Acad. Publishers, *Geologie en Mijnbouw*, t. 68, p. 107-120.

#### AUTEURS DE LA NOTICE

La coordination de cette notice a été assurée par Frédéric LACQUEMENT et Jean-Louis MANSY.

La part de rédaction incombant aux différents auteurs se répartit comme suit :

– Frédéric LACQUEMENT, ingénieur géologue au BRGM (Orléans), a rédigé les chapitres Introduction, Dévonien et Carbonifère, Synthèse géodynamique régionale, et co-rédigé les chapitres Dévonien inférieur, Formations superficielles, Tectonique, Géodynamique récente, Géologie de l'environnement, Documents et collections consultables ;

– Jean-Louis MANSY, professeur en géologie, Université des sciences et techniques de Lille 1, (Villeeneuve d'Ascq), France, est co-rédacteur du chapitre Tectonique ;

– Francis MEILLIEZ, professeur en géologie, USTL de Lille 1 (Villeneuve d'Ascq), a participé à la rédaction des chapitres Dévonien inférieur et Tectonique ;

– Brigitte VAN VLIET-LANOË, directeur de recherche au CNRS, à l'Université des sciences et techniques de Lille 1 (Villeneuve d'Ascq), a co-rédigé les chapitres Formations superficielles et Géodynamique récente ;

– Olivier AVERBUCH, maître de conférences à l'Université des sciences et techniques de Lille 1 (Villeneuve d'Ascq), est co-rédacteur du chapitre Tectonique ;

– Jean-Pierre CORNEILLE, de l'Office national des forêts (Service départemental des Ardennes) à Charleville-Mézières, a participé à la rédaction de la Géologie de l'environnement ;

– Frank HANOT, ingénieur géologue au BRGM (Orléans), est co-rédacteur du chapitre Environnement ;

– Jean-Pierre PÉNISSON, professeur et président de la Société d'histoire naturelle des Ardennes (SHNA), à Charleville-Mézières, a rédigé le chapitre Préhistoire et archéologie ;

– Thierry OUDOIRE, du Muséum d'histoire naturelle et d'ethnologie de Lille, est intervenu pour le chapitre Documents et collections consultables.

## **AUTEURS DE LA CARTE**

Pour la carte, la coordination a été assurée par Jean-Louis MANSY.

*En France, et en Belgique pour la partie est de la carte, les levés et tracés ont été effectués de 1995 à 2000 par :*

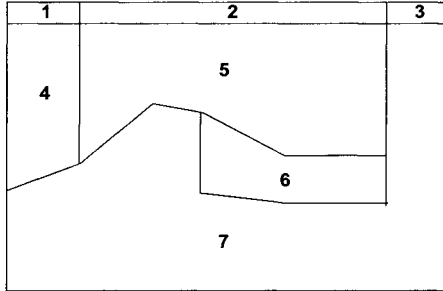
– Jean-Louis MANSY, professeur en géologie, Université des sciences et techniques de Lille 1 (Villeneuve d'Ascq), pour les terrains dévoniens ;

– Frédéric LACQUEMENT, ingénieur géologue au BRGM (Orléans), pour les terrains dévoniens ;

– Brigitte VAN VLIET-LANOË, directeur de recherche au CNRS, Université des sciences et techniques de Lille 1 (Villeneuve d'Ascq), pour les terrains post-paléozoïques.

*En Belgique, les levés et tracés ont été effectués de 1991 à 1999 par :*

- Frédéric BOULVAIN, professeur en géologie, Université de Liège ;
- Michel COEN, professeur en géologie, FNRS, Université catholique de Louvain ;
- Bernard DELCAMBRE, docteur en sciences géologiques, Université catholique de Louvain ;
- Virginie DUMOULIN, licenciée en sciences géologiques, Université libre de Bruxelles ;
- Éric LEMONNE, licencié en sciences géologiques ;
- Jean-Marc MARION, licencié en sciences géologiques, Université de Liège ;
- Jean-Louis PINGOT, docteur en sciences géologiques, Université catholique de Louvain.



- 1 - Boulvain F. et Marion J.-M.
- 2 - Delcambre B. et Pingot J.-L.
- 3 - Boulvain F., Marion J.-M., Delcambre B. et Pingot J.-L.
- 4 - Dumoulin V. et Marion J.-M.
- 5 - Lemonne E. et Dumoulin V.
- 6 - Lemonne E., Dumoulin V., Lacquement F. et Coen M.
- 7 - Lacquement F., Mansy J.-L. et Coen M.

**Givet : répartition des levés cartographiques**

Achévé d'imprimer par  
OUDIN Imprimeur  
Poitiers (France)



Dépôt légal : N° 1809  
Avril 2006

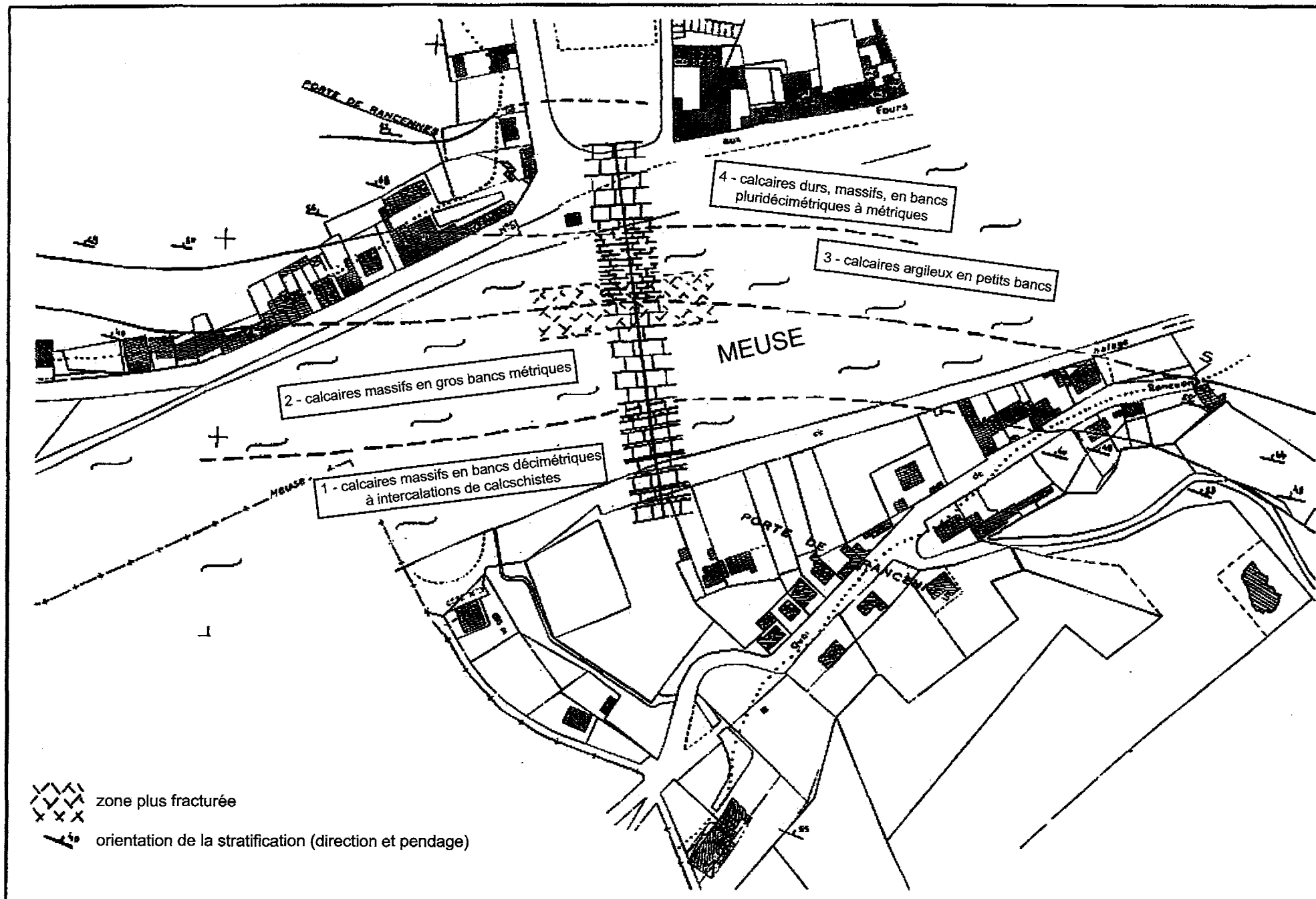


Fig. 5 - Esquisse cartographique et structurale au niveau du projet de réalisation d'un sondage en U sous la Meuse à Givet (Rapport Calligée, 1999)

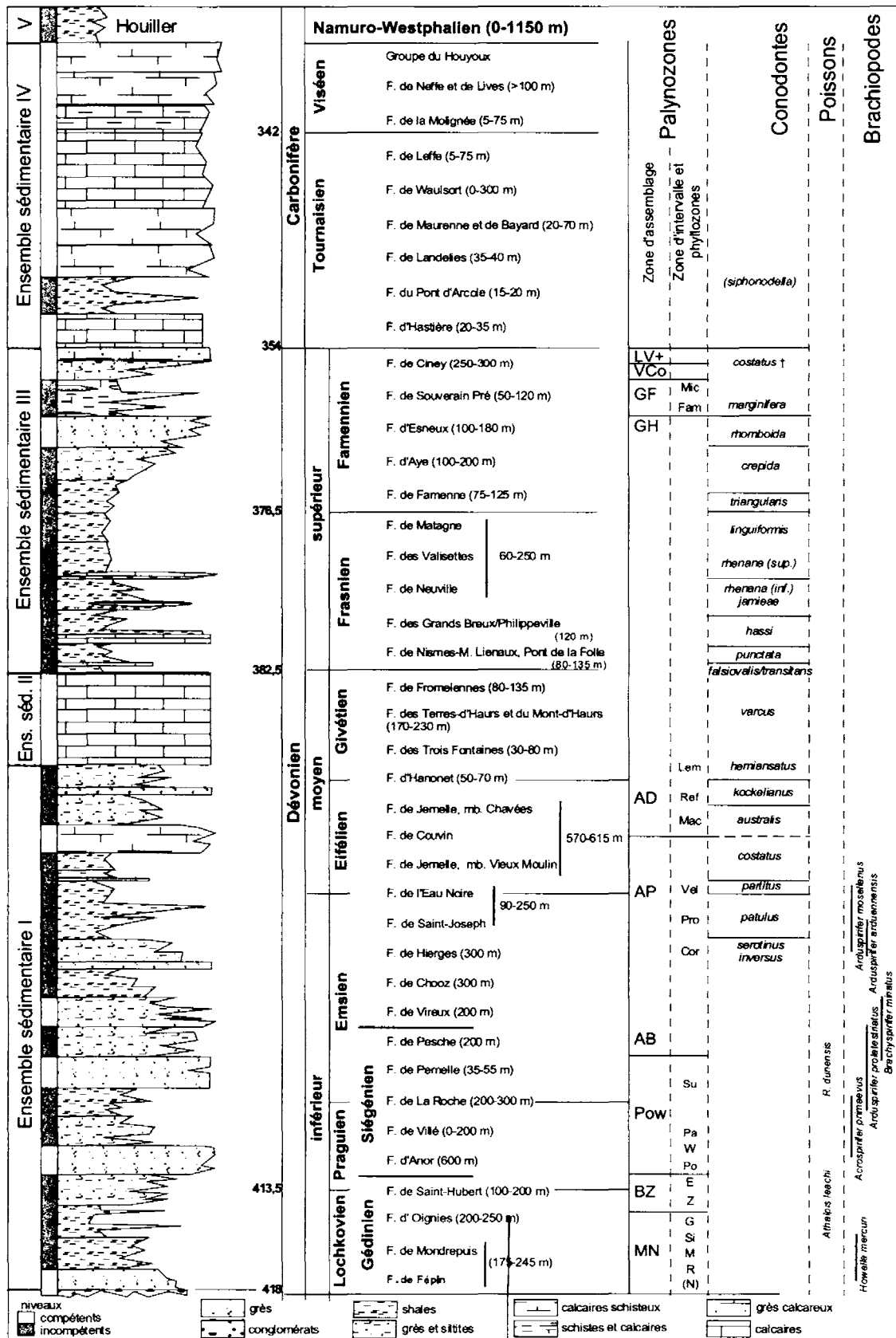


Fig. 1 - Colonne lithostratigraphique du Dévonien et du Carbonifère au Nord du Massif de Rocroi, d'après : F. Meilliez (1989), Bultynck *et al.* (1991), Godefroid *et al.* (1994), Gradstein et Ogg (1996) pour les datations Tournaisien/Viséen, Tucker *et al.* (1998), G.B. Vai (1998) et F. Boulvain (1999)

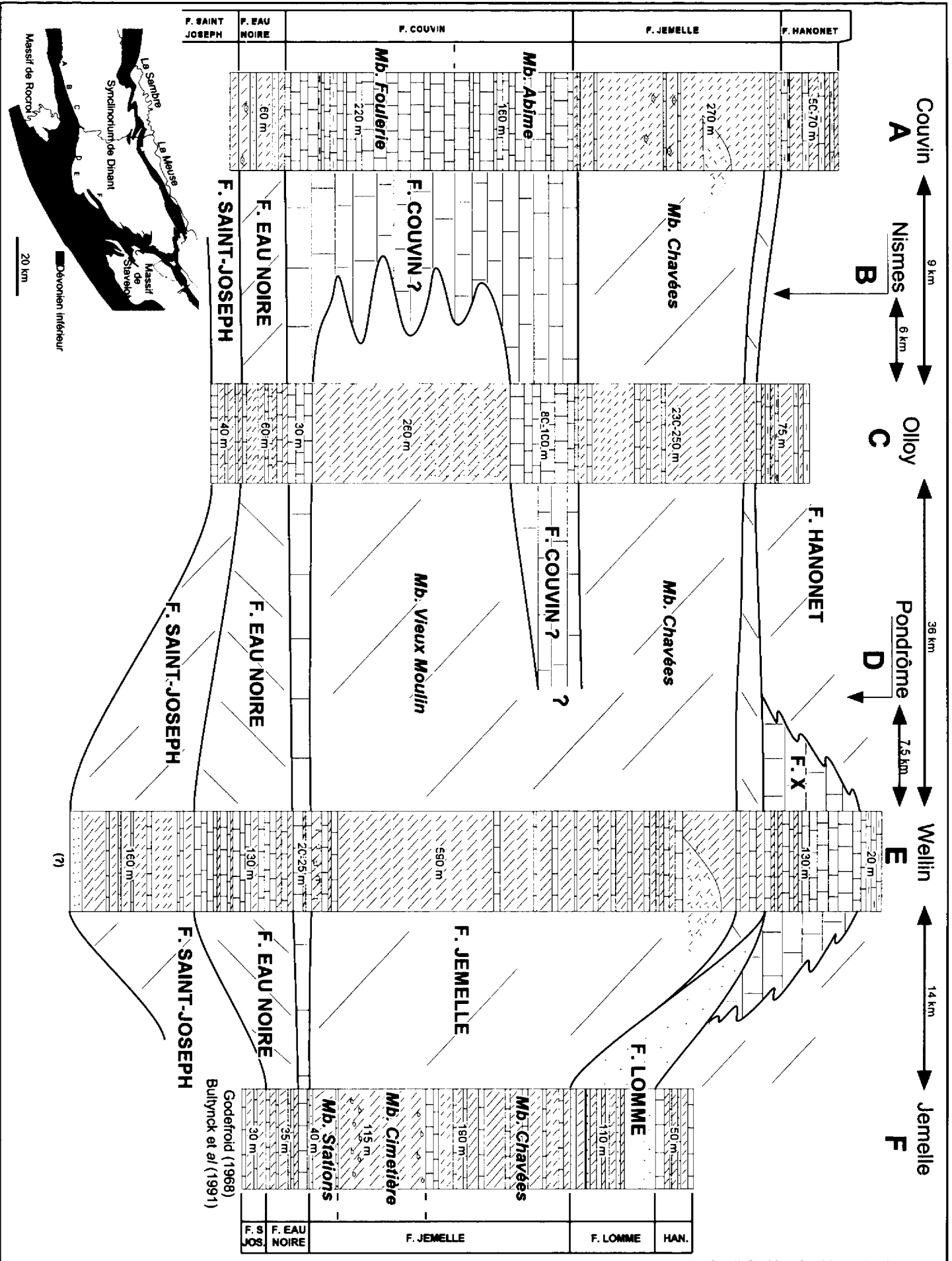
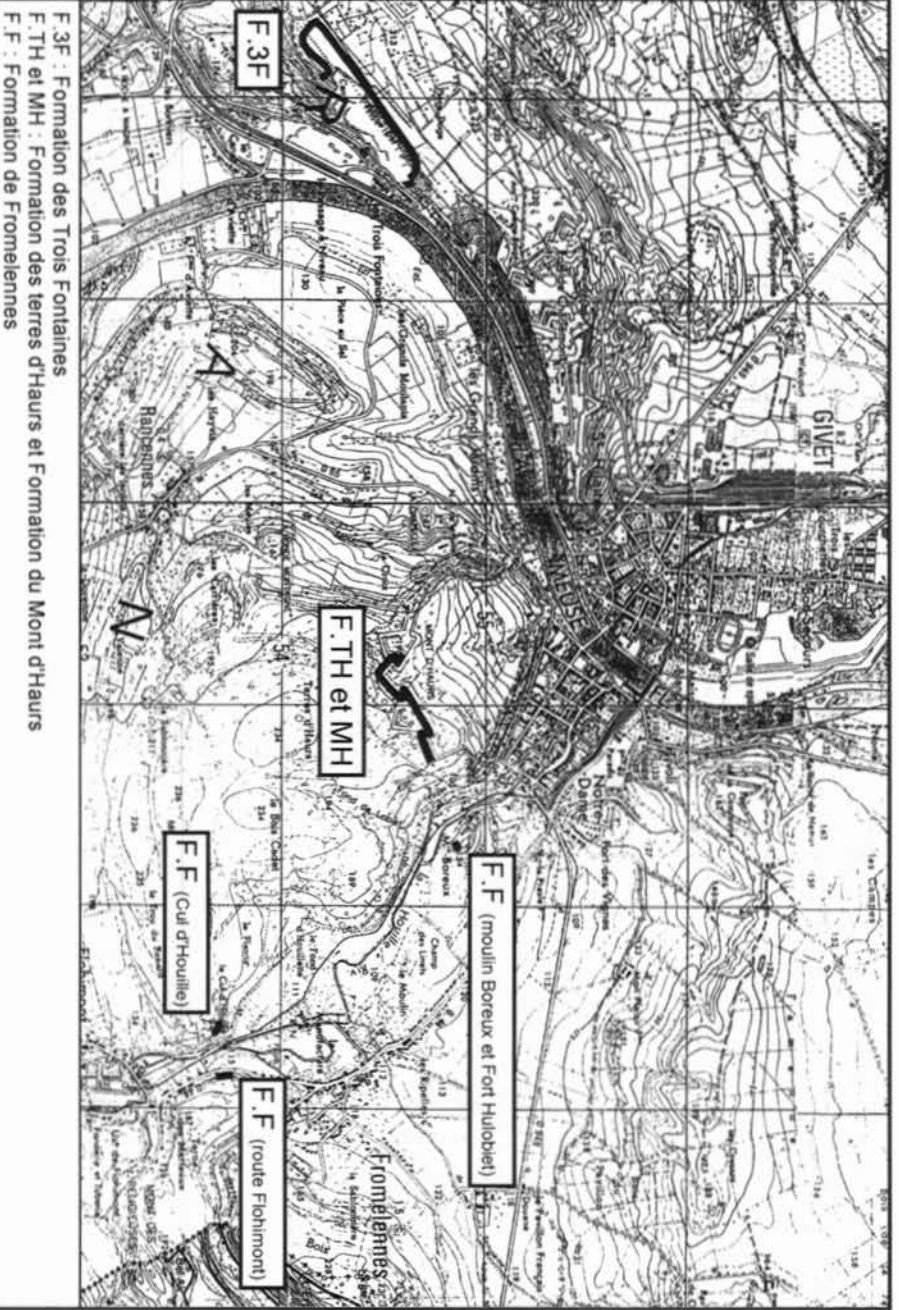


Fig. 11 - Variations latérales de faciès dans le Dévonien moyen (d'après Coen et Dumoulin, communication personnelle)





E.3F : Formation des Trois Fontaines  
 F.TH et MH : Formation des terres d'Haus et Formation du Mont d'Haus  
 F.F : Formation de Fromelennes

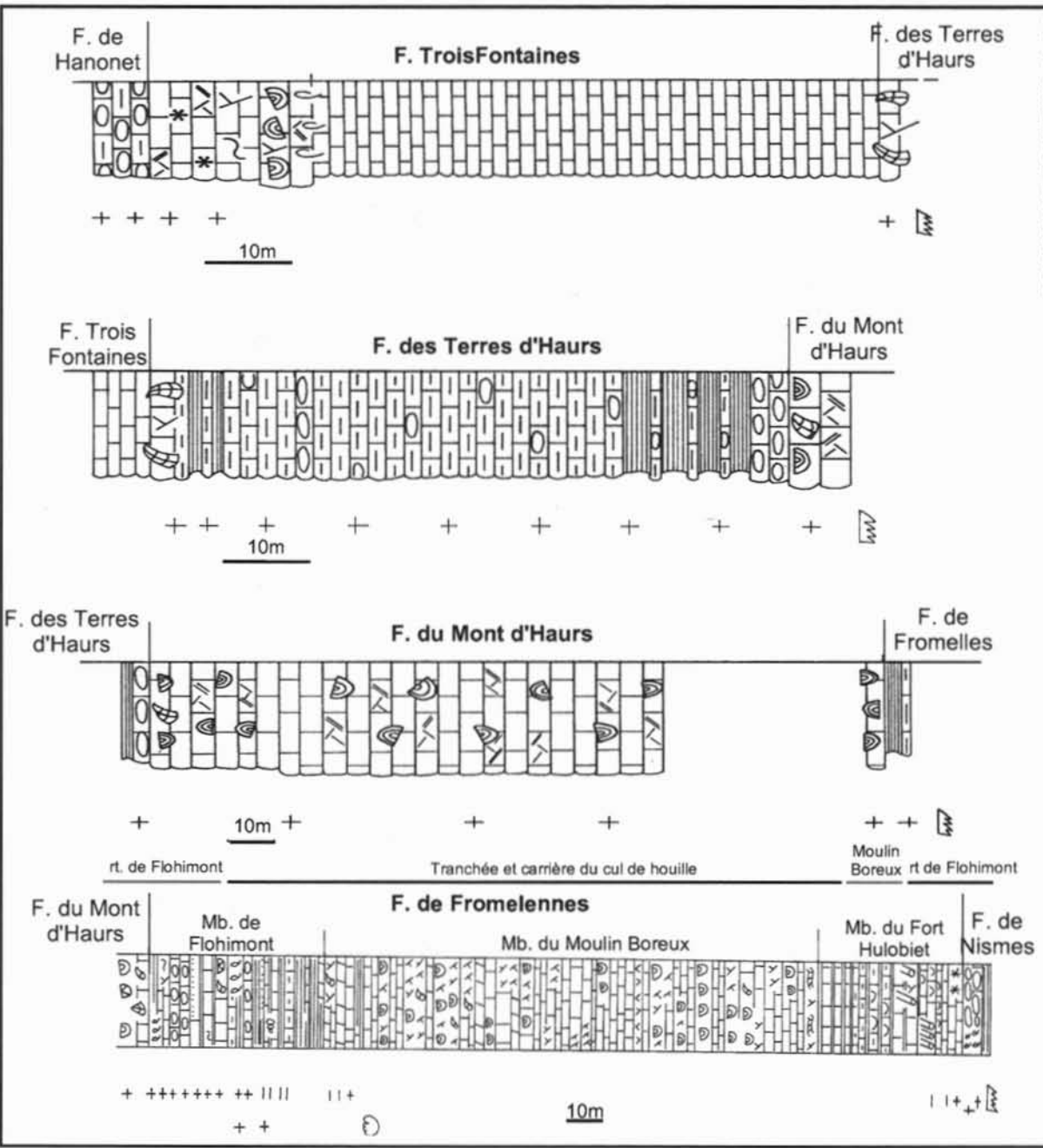
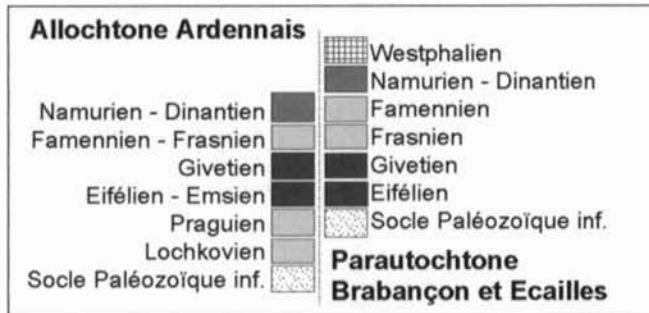
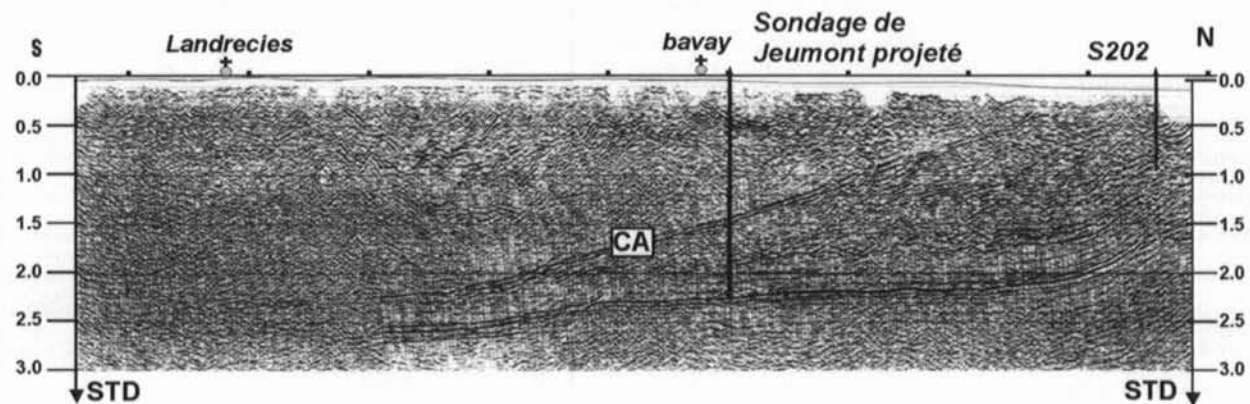


Fig. 12 - Localisation des différentes coupes du stratotype du Givétien (extrait des Formations géologiques du Dévonien moyen de la Belgique, Bulynck et al., 1991)

Profil sismique pétrolier M146 (méridien à l'Ouest de Valenciennes), localisation voir fig.4



CA : Chevauchement Ardennais

20Km

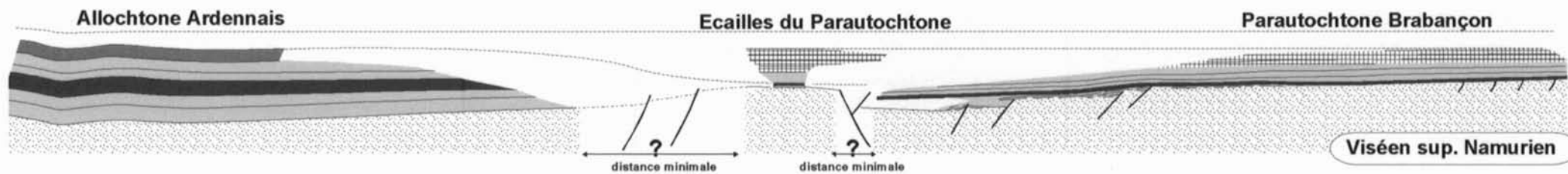
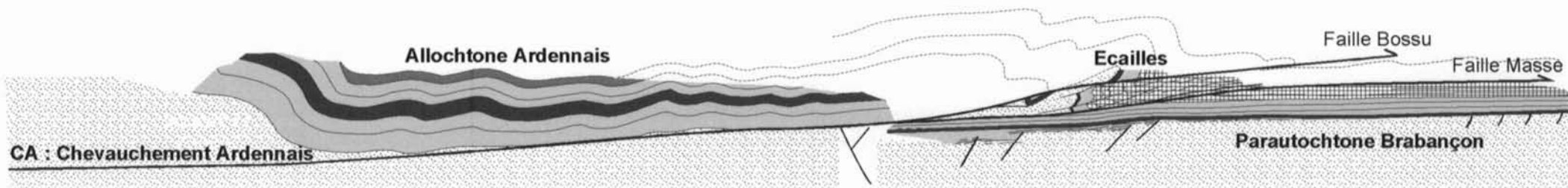
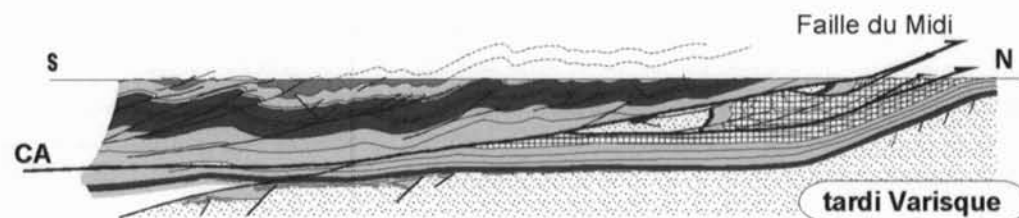


Fig. 24 - Profil sismique M146 (voir localisation fig. 4), coupe géologique interprétative et cinématique de mise en place des différentes unités tectoniques (d'après Lacquement, 2001)