

---

# La discordance éodévoniennne de l'Ardenne : caractérisation stratigraphique et paléo-environnementale de la Formation de Fépin et ses conséquences

Francis MEILLIEZ (1)

*The Ardennes EoDevonian unconformity: stratigraphic and paleoenvironmental  
characterization of the Fépin Formation and its consequences*

---

Géologie de la France, n° 1-2, 2006, pp. 29-33, 2 fig.

Mots-clés : Grès, Conglomérat, Dévonien inf., Paléoenvironnement, Discordance, Tectonique synsédimentaire, Tectonique extensive, Département des Ardennes, Massif Ardennais

Key words: Sandstone, Conglomerate, Lower Devonian, Paleoenvironments, Unconformities, Synsedimentary tectonics, Extension tectonics, Ardennes France, Ardennes

## Abstract

*The folded and faulted Lower Palaeozoic fine-grained siliciclastics beds that form the Rocroi Massif are unconformably overlaid by coarse-grained conglomerates, sandstones and mudstones. Conglomerates centrifugally took place as debris flows from steep slopes while a diachronic marine transgression progressively flooded them. Younging direction is roughly towards NNW. This is due to crustal tectonic extension that occurred during Uppermost Silurian to the onset of Late Devonian. The Fépin cliff clearly exhibits a rather flat syncline limb, 400 m long, along which the transgressive rocks are encrusted over the small-scaled protruding pieces of deformed Lower Palaeozoic rocks.*

## La nature très discutée du contact : discordance ou disharmonie ?

La nature du contact séparant les séries sédimentaires plissées du Paléozoïque inférieur et du Paléozoïque supérieur en Haute Ardenne a été débattue très tôt. Dumont (1848) invente le « système Gedinnien » pour désigner les terrains qui reposent en discordance sur le « Terrain ardoisier », dans la vallée de la Meuse, à Fépin. Les successeurs confirment l'observation et, constatant qu'elle se répète autour des autres massifs de Paléozoïque inférieur de Haute Ardenne, du Condroz et du Brabant, en déduisent qu'une orogénèse ancienne en a déformé les séries avant que l'érosion ne les affecte, puis qu'une transgression marine ne les recouvre. Outre le

hiatus stratigraphique observé en chaque site, l'argument majeur est la différence de structuration tectonique constatée de part et d'autre de la surface de contact.

Puis le succès du concept de tectonique tangentielle amène à des excès. Kaisin (1936, p. 10) l'érige en postulat et propose de voir dans cette différence l'effet d'une disharmonie due « aux poussées tangentielles » : la friction imposée à la base de la série transgressive aurait suffi, selon lui, à induire un comportement mécanique « plastique » des roches situées sous le contact. Anthoine (1940, p. 17), pourtant disciple de Kaisin, estime que dans la falaise de Fépin, « il n'est pas démontré de façon pertinente que le poudingue a glissé sur son substratum ».

Effectivement, l'incrustation des premiers dépôts transgressifs dans leur substratum, observable sur la plupart des sites, justifie que leurs analyses stratigraphique et sédimentologique puissent conduire à des interprétations en termes de paléoenvironnements, site par site. Ces données sont essentielles pour modéliser la paléogéographie régionale et son évolution, dès lors qu'un cadre biostratigraphique fiable est disponible (Steemans, 1986 ; Godefroid *et al.*, 1994).

## Observations lithostratigraphiques et sédimentologiques dans la falaise de Fépin

Le flanc ouest du Signal de Fépin offre de nombreux affleurements, tout à fait accessibles en période de basse

(1) USTL, bât. SN5, France, francis.meilliez@univ-lille1.fr

végétation, sur une pente inclinée de 45° à 90°. L'altitude y varie de 115 à 335 m, pour une distance horizontale de 350 m entre le bord de Meuse et le belvédère du Signal. Les levés précis ont été effectués de 1982 à 1985 ; chaque affleurement a été positionné de deux façons : par visées croisées sur les pylônes électriques qui longeaient alors le chemin de halage, et par chaînage topométrique (distance et inclinaison) à la corde à nœuds. Un essai beaucoup plus récent (1998) au GPS n'a pas permis de restituer de façon satisfaisante les ravins et lignes de crête de la partie inférieure de la falaise.

La falaise est armée par un synclinal complexe, déversé vers le NNW (Meilliez et Lacquement, 2006). La structure synforme est soulignée par un ensemble de bancs conglomératiques massifs et épais, surmontés de bancs gréseux massifs, le tout intercalé de bancs à débit schisteux, minces à très minces, à granulométrie d'argile, silt, sable et même gravier. La charnière synclinale est localisée vers la cote 175. La structure synclinale comporte (fig. 1) :

- un dressant (flanc inverse) qui expose sur environ 300 m en continu les conglomérats sur une épaisseur quasi constante et une série de grès qui les surmontent (FP1) ;
- une plateure (flanc normal), qui expose sur près de 400 m en continu une série très différenciée latéralement (FP2 à FP10) : les bancs conglomératiques s'amenuisent vers le nord-ouest, en nombre, puissance et granulométrie ; corrélativement, la proportion de sédiments à grain fin (argile, silt, sable) s'accroît dans les bancs conglomératiques et entre eux. Un banc de schistes gréseux, violacés par altération, s'individualise ainsi dès la coupe FP4 juste au-dessus des conglomérats les plus grossiers, et se développe vers le nord-ouest. Cette particularité lui fait jouer un rôle important dans la mécanique du plissement (Meilliez et Lacquement, 2006).

Les conglomérats sont formés de bancs épais à galets dispersés dans une matrice à grain fin. Leurs caractères texturaux les font interpréter comme résultant de coulées de débris, torrentielles pour certaines, terminant leur course en milieu aquatique pour d'autres, ou encore débordant en nappes sur les interfluves (Meilliez, 1984).

Chacune des coupes FP2 à FP7 a été levée sur des promontoires rocheux séparés de ravins aux flancs fortement redressés. De nombreux petits affleurements dispersés au-dessus de ces promontoires, sur les flancs des ravins, ou dans les parties supérieures de la falaise (anciens trous d'extraction), montrent un remarquable ordonnancement structural qui laisse à penser que ces affleurements sont en place pour la plupart, seulement recouverts de nappes d'ébouillis, dont certains sont encore vifs. Les surfaces de stratification fiables sont sub-orthogonales à la surface enveloppe de la pente de la falaise. Tous les faciès sont des grès, conglomératiques ou non, qu'on retrouve dans les coupes bien exposées (FP1, FP2, FP3, FP4, FP8, FP9). A partir des caractères de terrain, ces faciès peuvent être vus comme des dépôts

alluvionnaires représentatifs des divers corps sédimentaires qui ornent les cours d'eau de piedmont et les chenaux (rivières en tresses, deltas, ...) de plaines alluviales.

À quelques mètres du sommet de la série, les lentilles de grès grossiers sont emballées dans des schistes silteux, d'un noir bleuté qui atteste de la présence de matière organique dispersée. Ce niveau est bien connu à Fépin, dans une carrière abandonnée de la rive gauche de la Meuse, où il a livré plusieurs exemplaires de gigantostracés (Paquet et Waterlot, 1970), et aussi une microfaune assez abondante (Martin, 1971). Cette unité de dépôt est suffisamment caractéristique pour servir de repère local.

L'ensemble des caractères stratigraphiques et sédimentologiques définit une Formation de Fépin qui regroupe tous les dépôts à grain grossier situés entre la Formation des Schistes de Mondrepuis et la discordance éodévonnaise (Meilliez, 1984 ; Godefroid *et al.*, 1994).

### **Des variations d'épaisseur qui indiquent une tectonique distensive synsédimentaire**

Une question forte que pose la répartition des affleurements dans cette falaise est la variation d'épaisseur entre les diverses coupes de la Formation de Fépin (fig. 1). L'observation détaillée des promontoires rocheux illustre bien l'incrustation des divers faciès discordants sur des éléments de paléoreliefs (ex. : base des coupes FP5, FP7). C'est ce type d'observation qui justifie de considérer le contact avec le substratum plissé et faillé comme une discordance.

Mais en outre, sur la petite coupe FP10, et de façon très spectaculaire sur la coupe FP4, on peut constater un épaississement en éventail du sud-est vers le nord-ouest de chacun des bancs de grès grossiers, conférant localement à la série de bancs une allure prismatique. Sur la coupe FP10, la granularité de chacun des bancs est plus forte que celle du banc qu'il ravine, attestant un processus de comblement de plus en plus grossier. La coupe FP2 est particulièrement condensée : sa base et son sommet sont observables ; la Formation des Schistes de Mondrepuis au-dessus de cette coupe a bien été caractérisée par ses faciès et son contenu paléontologique, enfermée au cœur de la structure synclinale. Toutes ces observations s'expliquent si l'on admet que certains ravins cachent une structure faillée de type extensif, dirigée SW-NE, ayant fonctionné de façon différentielle pendant la sédimentation. Une rotation de moins de 10° vers le nord-ouest suffit à rendre compte des demi-grabens décrits.

### **Variations lithologiques et diachronisme de la Formation de Fépin autour du Massif**

La densité des observations analogues autour de l'actuel Massif de Rocroi permet de conforter une interprétation d'appartenance à une marge continentale ayant fonctionné en distension à partir du Silurien terminal. Le même travail

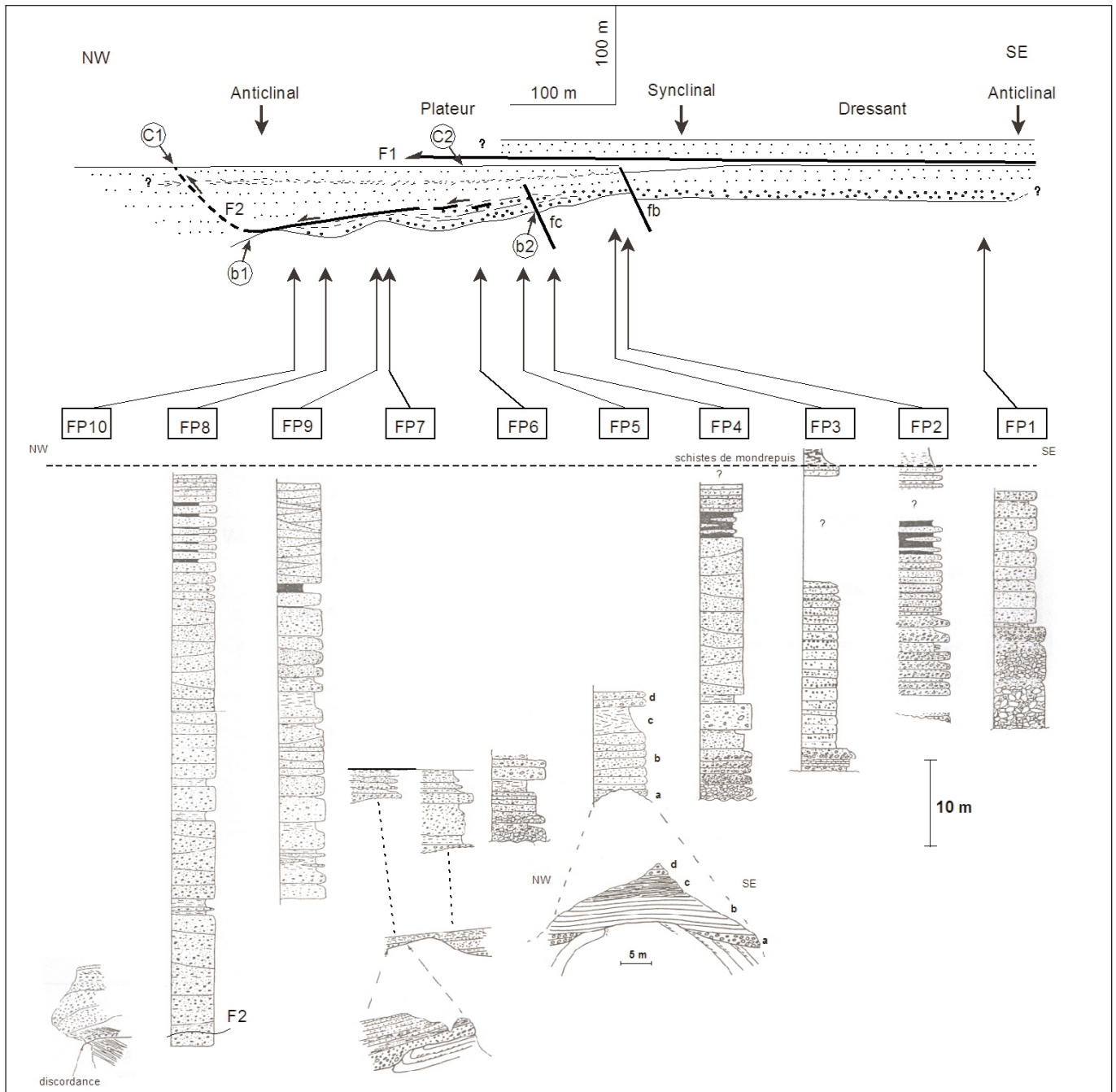


Fig. 1.- Remise à plat des deux flancs de la structure synclinale de la falaise du Signal de Fépin et localisation des différentes coupes lithostratigraphiques qui ont servi à définir la Formation de Fépin (Meilliez, 1984). Commentaires dans le texte.

Fig. 1.- Flattening out of the two limbs of the Signal de Fépin cliff syncline and location of the various lithostratigraphic sections used to define the Fépin Formation (Meilliez, 1984).

de levé détaillé de coupes lithostratigraphiques (21 en tout : fig. 2), conduit aux résultats suivants :

- sur le bord Nord, de la vallée de l'Oise à la vallée de la Meuse, la même unité de schistes silteux noir bleuté subsiste quelques mètres sous le contact franc avec la Formation des Schistes de Mondrepuis ;
- au nord-est, dans la vallée de la Hulle, ces quelques mètres de grès grossiers qui complètent la Formation de

Fépin semblent avoir disparu. Les mêmes schistes silteux noir bleuté sont indifférenciés de ceux de la base de la Formation des Schistes de Mondrepuis. Une faune abondante et variée (brachiopodes, lamellibranches, coraux, tentaculites, gros ostracodes, ...) évoque un milieu estuarien (Milhau *et al.*, 1989). Des failles normales synsédimentaires, orientées N050 à N060, rendent compte de l'épaississement des dépôts vers le sud-est, sans doute au détriment des grès grossiers de la Formation de Fépin (Meilliez, 1989). De très abondantes

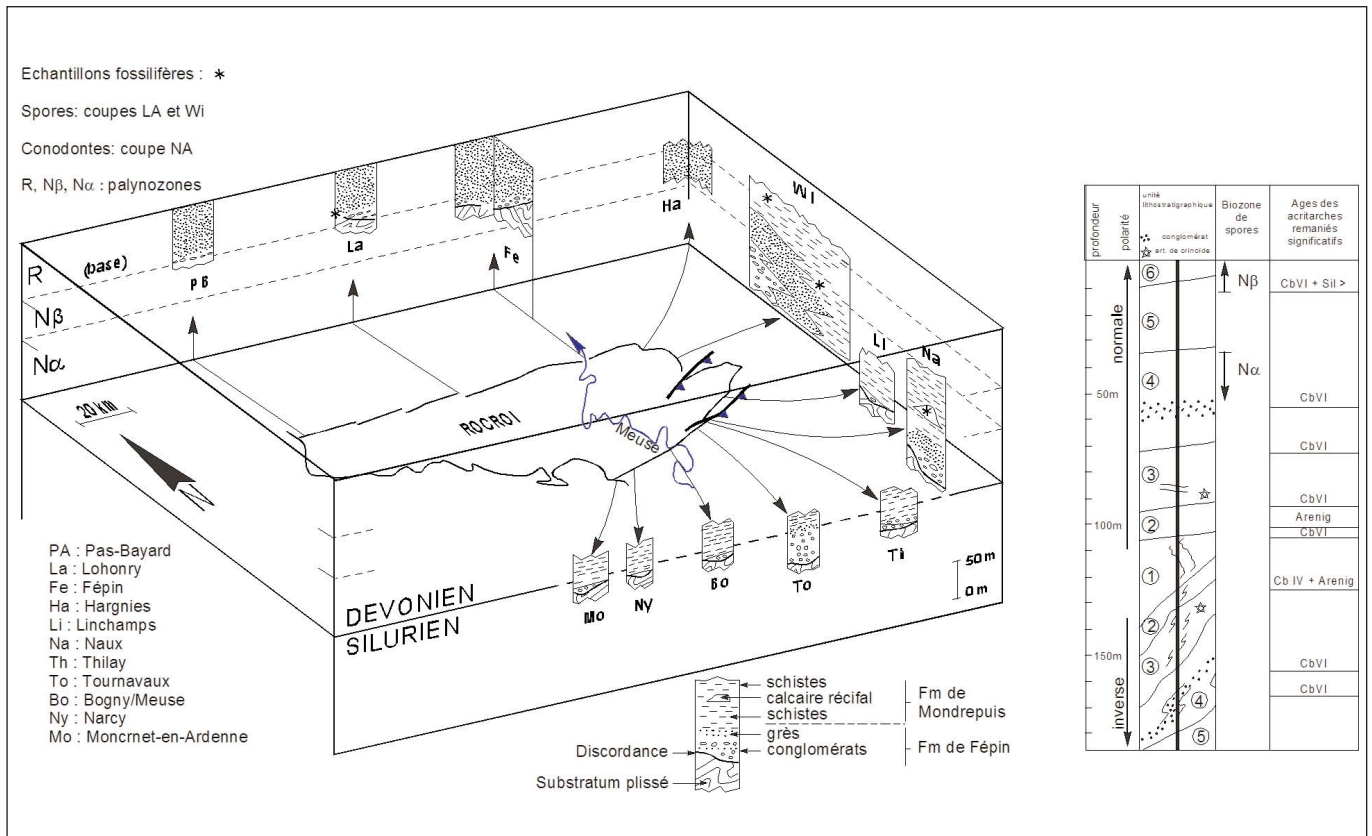


Fig. 2.- Bloc-diagramme positionnant les coupes lithostratigraphiques levées autour du Massif de Rocroi. En encadré : coupe simplifiée du sondage de Willerzie.

Fig. 2.- Block diagram showing the location of the lithostratigraphic sections recorded in the vicinity of the Rocroi massif. Right: simplified section of the Willerzie borehole.

structures d'instabilité sédimentaire et d'évacuation d'eau sont observées dans les grès à l'affleurement et retrouvées dans les carottes du sondage de Willerzie, un peu plus loin vers le sud ;

- à l'est, une dernière carrière montre une série de bancs conglomératiques directement surmontés de schistes silteux noir bleuté, riches en faune (ostracodes, crinoïdes, lamelibranches, ...). Le sondage de Willerzie, localisé à l'est, mais à proximité de cette carrière dans l'espoir de traverser la discordance, a en fait traversé les deux flancs d'un anticlinal déversé vers le nord, formé par une épaisse succession de séquences de schistes silteux noir bleuté (fig. 2, encadré). Chaque séquence est constituée de lits silteux et argileux, bioturbés, en alternance d'épaisseur millimétrique à centimétrique. De très abondantes structures d'évacuation d'eau sont observables. Par effet de drainance cumulée, la partie supérieure de chaque séquence peut avoir été complètement liquéfiée et resédimentée. Le tout est intercalé de conglomérats de mêmes caractéristiques texturales que celles des bancs situés à la base de la Formation de Fépin sur le bord Nord ;
- au sud-est et au sud, les faciès de grès grossiers sont absents : les schistes silteux noir bleuté surmontent

directement des bancs conglomératiques épais, lenticulaires transversalement, et dont les galets sont, en moyenne, plus gros et plus arrondis que sur le bord nord. Le site le plus célèbre est celui de la Roche à Corpiais, à Tournavaux ;

- au sud enfin, seule la série observée sous le château de Montcornet montre quelques bancs de grès grossiers, de même faciès que ceux observés sur le bord nord, au-dessus des conglomérats, avant de passer aux faciès fins de l'équivalent de la Formation des Schistes de Mondrepuis.

Le calage de ces coupes sur le cadre biostratigraphique local défini par Steemans (1986) met en évidence un diachronisme très net : les premiers dépôts qui recouvrent la discordance sont nettement plus anciens au sud et à l'est que vers le nord-ouest (fig. 2). De plus, une analyse de la déformation des galets dans les bancs conglomératiques, en 5 sites répartis autour du massif, conduit à restituer une mise en place centrifuge par coulées de débris, canalisées à partir de pentes raides. Ces dépôts ont démarré en conditions aériennes mais ont pu achever leur parcours en milieu aquatique, certainement marin au vu des faunes trouvées dans les sédiments à grain fin qui coiffent les conglomérats.



## Conclusion : le massif de Rocroi représente un fragment de marge continentale structuré par une extension d'âge Pridoli - Dévonien inférieur

Si l'on choisit comme ligne de référence le sommet de la Formation des Schistes de Mondrepuis, le report des épaisseurs observées des dépôts entre cette ligne et la discordance éodévonienne fait apparaître une sédimentation différentielle et diachronique du sud-est vers le nord-ouest. De nombreux arguments sédimentologiques et des observations structurales de terrain et de laboratoire témoignent d'une activité sismique soutenue pendant ces premiers dépôts. Il faut ajouter que de nombreux témoins d'activité volcanique ont été rapportés sans qu'aucun appareil éruptif n'ait été identifié : blocs remaniés de

rhyolite, coulées d'ignimbrites, maars probables très riches en cristaux éruptifs dispersés dans le sédiment siliciclastique (Beugnies, 1963 ; Meilliez, 1989). Toutes ces observations conduisent à interpréter le massif de Rocroi comme un ensemble structuré par des failles normales induites par une distension crustale d'âge Pridoli ( ? ) à Dévonien inférieur au moins. L'analyse de la littérature stratigraphique sur le Dévonien de l'ensemble de l'Ardenne m'avait amené à suggérer que cette distension ait été opérationnelle au moins jusqu'au début du Dévonien supérieur (Meilliez, 1989). La mise en place des filons magmatiques qui jalonnent la zone centrale du massif de Rocroi (Goffette *et al.*, 1991) ainsi que l'acmé du métamorphisme d'enfouissement qui marque sa moitié méridionale représenteraient le stade ultime de l'extension crustale (Meilliez, 1989 ; Fielitz et Mansy, 1999).

## Bibliographie

- Anthoine R. (1940) - Contribution à l'étude du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Acad. r. Sci. Belgique*, **12**, 3-201.
- Beugnies A. (1963) - Le Massif Cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, **1270**, 155 p.
- Dumont A. (1848) - Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. 1<sup>ère</sup> partie : Terrain ardennais, 164 p., 2<sup>ème</sup> partie : Terrain rhénan, 450 p. F. Renard éd., Liège.
- Fielitz W., Mansy J.L. (1999) - Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardennes and neighbouring areas (Renohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, **309**, 227-256.
- Godefroid J. *et al.* (1994) - Les formations du Dévonien inférieur du massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Serv. Géol. Carte Belgique*, **38**, 144 p.
- Goffette O. (1991) - Age U-Pb sur zircon dévonien moyen à supérieur du magmatisme bimodal du massif de Rocroi (Ardenne, France) : implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **312**, II, 1155-1161.
- Kaisin F. (1936) - Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, **11**, 327 p.
- Martin F. (1971) - Observations microscopiques sur les schistes noirs de l'arkose d'Haybes (Gedinnien inférieur) à Fépin (Ardenne française). *Bull. Inst. r. Belgique*, **47**, 42, 1-4.
- Meilliez F. (1984) - La Formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. géol. Nord*, **103**, 37-53.
- Meilliez F. (1989) - Importance de l'événement calédonien dans l'Allochtone ardennais ; essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque. Thèse DE, Univ. Le Mans, inédit, 518 p.
- Meilliez F., Lacquement F. (2006) - La discordance éodévonienne de l'Ardenne : structure du site de Fépin et conséquences sur les interprétations géodynamiques de l'Ardenne. Ce volume.
- Milhou B., Brice D., Meilliez F. (1989) - Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure nord-est du massif de Rocroi (Ardenne). *Ann. Soc. géol. Nord*, **107**, 271-280.
- Paquet J., Waterlot G. (1970) - Découverte d'une Euryptéridé (*Eriopteris brewsteri* H. Woodward) dans l'Arkose d'Haybes, à Fépin (Gedinnien inférieur de l'Ardenne). *Ann. Soc. géol. Nord*, **94**, 45-48.
- Stemans P. (1986) - Palynostratigraphie de l'Eodévonien. Thèse de Doctorat, Univ. Liège, 408 p.