

---

# La discordance éodévoniennne de l'Ardenne : structure du site de Fépin et conséquences sur les interprétations géodynamiques de l'Ardenne

Francis MEILLIEZ (1)  
Frédéric LACQUEMENT (2)

*The Ardennes EoDevonian unconformity: structure of the Fépin site and consequences on geodynamic interpretations of the Ardennes*

---

Géologie de la France, n° 1-2, 2006, pp. 73-77, 3 fig.

Mots-clés : Discordance, Dévonien inférieur, Orogenèse calédonienne, Orogenèse varisque, Pli cylindrique, Département des Ardennes, Massif Ardennais

Key words: Unconformities, Lower Devonian, Caledonian orogeny, Variscan orogeny, Cylindrical folds, Ardennes Department, Ardennes

## Abstract

*By recognizing an eodevonian unconformity below the first, coarse-grained siliciclastics deposits of the Fépin Formation means that a previous orogenic deformation had affected the basement rocks. The Fépin cliff exhibits scattered outcrops that are not randomly disposed. A very accurate mapping has shown that they all are disposed around a cylindrical axis which is parallel to the main fold axis (anticline and syncline). This axis is reliable on both sides of the Meuse valley, giving to the structural hypothesis a good value. Progressive deformation has given rise first to a staircase thrust fault which has covered a synsedimentary half-graben. Then the structure as a whole has been folded with a concomitant cleavage. Local change in the lithology has localized a low-friction bed from which a new fault had taken place. While closing of the main syncline, this later fault had cut the hinge of the main anticline and moved it over a flat-lying and forward dipping fault. This movement has curved the cleavage-bearing beds as widely open folds. This major syncline and anticline folds have also formed within the fine-grained Lower Palaeozoic rocks of the basement. But these major folds have been superimposed over previous folds. Small-scale, uncleaved folds are mostly slumps structures that have been flattened during the variscan shortening. Widely open, east-facing asymmetric large folds can also be characterized within the basement.*

## D'un scénario paradoxal à un scénario plus élaboré

L'existence d'une structuration tectonique calédonienne, datée du hiatus stratigraphique (Silurien terminal à

Dévonien inférieur au moins) est claire dans le Brabant où des sédiments à grain fin, faiblement métamorphisés, déformés par des plis ouverts à vergence sud, clivés, sont érodés et recouverts en discordance par divers niveaux du Dévonien moyen à supérieur. Toutefois, ceci ne permet pas d'affirmer l'absence d'une déformation varisque sur le Brabant. En revanche, en Haute Ardenne, la discrimination est nettement plus difficile :

- un même métamorphisme affecte les terrains situés de part et d'autre de la discordance, localisé à la moitié méridionale des massifs antiformes ;
- un clivage pénétratif d'orientation statistiquement constante affecte tous les sédiments à grain fin de part et d'autre de la discordance ; il est réfracté à la traversée des faciès à grain grossier. En lame mince, il est postérieur aux cristaux des espèces minérales qui caractérisent le pic métamorphique ;
- à première vue, ce clivage paraît de plan axial par rapport aux plis de part et d'autre de la discordance, alors que ceux-ci diffèrent nettement de par leur style ;
- des filons magmatiques coupent des plis dans les terrains d'âge Cambrien, et sont eux-mêmes affectés par le clivage pénétratif évoqué précédemment.

Il n'existe aucune interprétation rationnelle qui permette de rendre compte simultanément des quatre faits ci-dessus, tant que l'on postule qu'un pli est nécessairement synschisteux dès lors que le clivage est de plan axial. Cette condition nécessaire n'est pas suffisante.

(1) USTL, bât. SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France, francis.meilliez@univ-lille1.fr

(2) BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans cedex 2, France, f.lacquement@brgm.fr

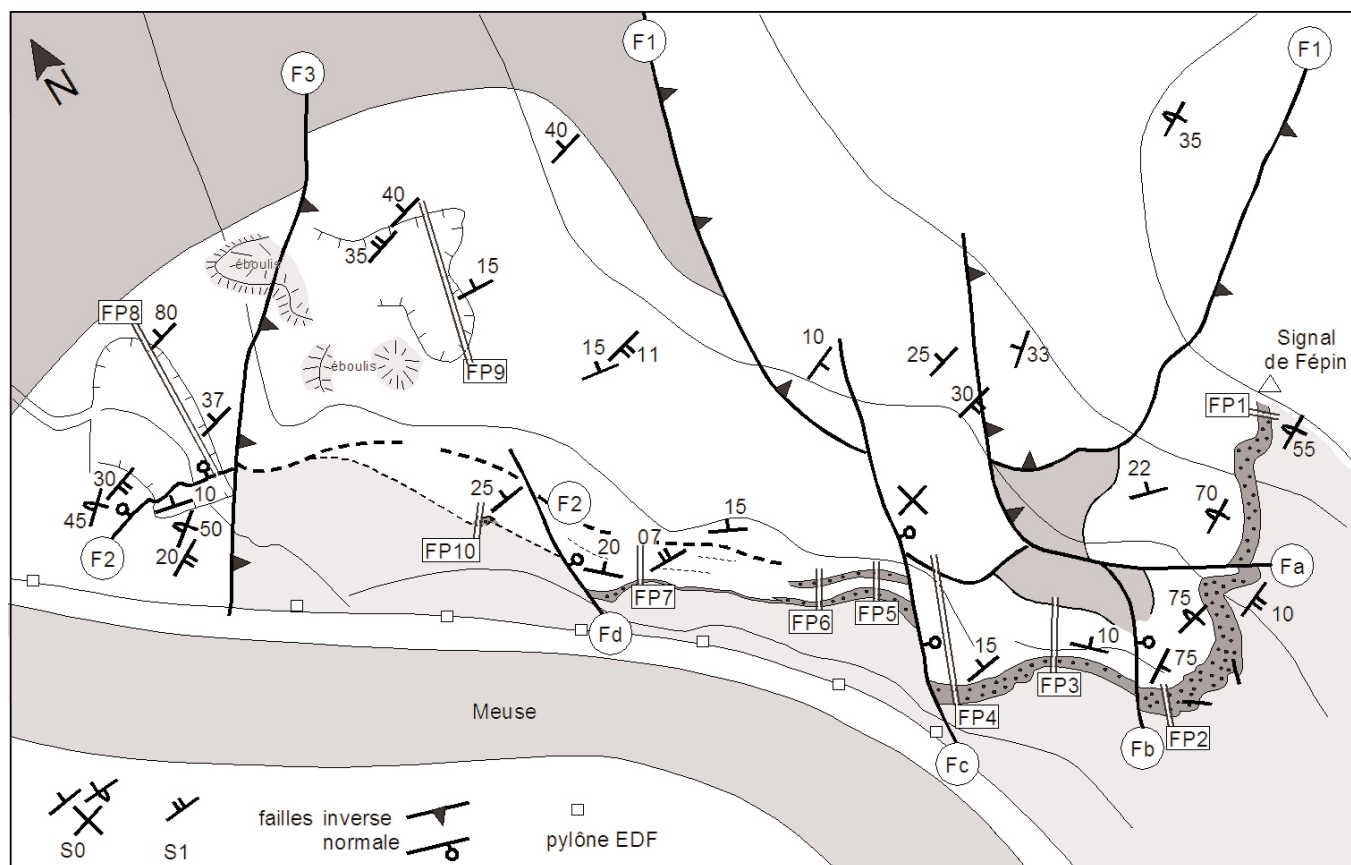


Fig. 1.- Carte topographique et structurale en rive droite de la vallée de la Meuse, au niveau de la falaise du Signal de Fépin. S0 = stratification ; S1 = clivage.

Fig. 1.- Geological and structural map to the eastern part of the Meuse valley in Fépin, S0 : stratification, S1: cleavage.

On peut alors proposer un scénario alternatif selon lequel une telle attitude résulterait d'une convergence de forme. On dispose aujourd'hui de suffisamment d'observations de l'obliquité du clivage pénétratif sur des plis dits calédoniens pour proposer un meilleur scénario. Le métamorphisme est postérieur aux premiers dépôts discordants, et donc le clivage pénétratif est au moins postérieur au Dévonien basal (Lochkovien). L'analyse stratigraphique permet d'argumenter le maintien d'un régime distensif sur la plate-forme, au moins jusqu'au Dévonien supérieur (Meilliez et Mansy, 1990). Les filons magmatiques se mettent en place vers la fin du processus d'extension, lorsque la croûte est suffisamment fissurée pour permettre la montée du magma, c'est-à-dire durant le Dévonien supérieur (Goffette *et al.*, 1991). Puis le raccourcissement varisque intervient et sollicite en inversion les grandes zones faillées distensives. Là où un effet butoir est imposé par la géométrie et la lithologie des séries qui s'affrontent, la persistance d'un serrage intensif donne naissance au clivage pénétratif. Les séries compétentes se plissent et le clivage est associé au plissement. La progression de la déformation peut conduire, tout à fait localement, à ce qu'une structure ainsi formée soit enroulée par un autre pli, de plus grande taille, ou soit découpée et déplacée sur une faille plate, qui pourrait ultérieurement être plissée à son tour. Dans ces conditions, très localement, peut alors se former un second clivage, plus grossier et plus espacé que le premier (Lacquement, 2001). Mais les

structures obtenues demeurent toujours sub-cylindriques à l'échelle kilométrique.

### Un site privilégié d'observation : la falaise de Fépin

La publication conjointe (Meilliez, 2006) démontre que dans la falaise de Fépin, les 400 m d'affleurements continus de la plateur (flanc normal du synclinal) ne sont l'objet d'aucun décollement au niveau de la discordance proprement dite. C'est donc là qu'il faut, en priorité, caractériser les effets des structurations respectives, varisque au-dessus de la discordance, calédonienne et varisque en-dessous.

Les principaux domaines structuraux dans les terrains situés au-dessus de la discordance sont (fig. 1) : le dressant (entre FP1 et FP2), la charnière synclinale (secteur FP2), la plateure (FP3 à FP10), la charnière anticlinale frontale (FP8), et un monoclinale apparemment isolé (FP9). Chaque affleurement a été étudié en lui-même, puis toutes les données d'orientation de la stratification ont été reportées sur un même canevas (fig. 2A). Il apparaît alors qu'elles sont toutes enroulées autour d'une direction axiale plongeant de 5° dans l'azimut N065. Les sous-groupes représentatifs du dressant et de la plateure sont aisément identifiables. Les pôles du clivage pénétratif observé sur

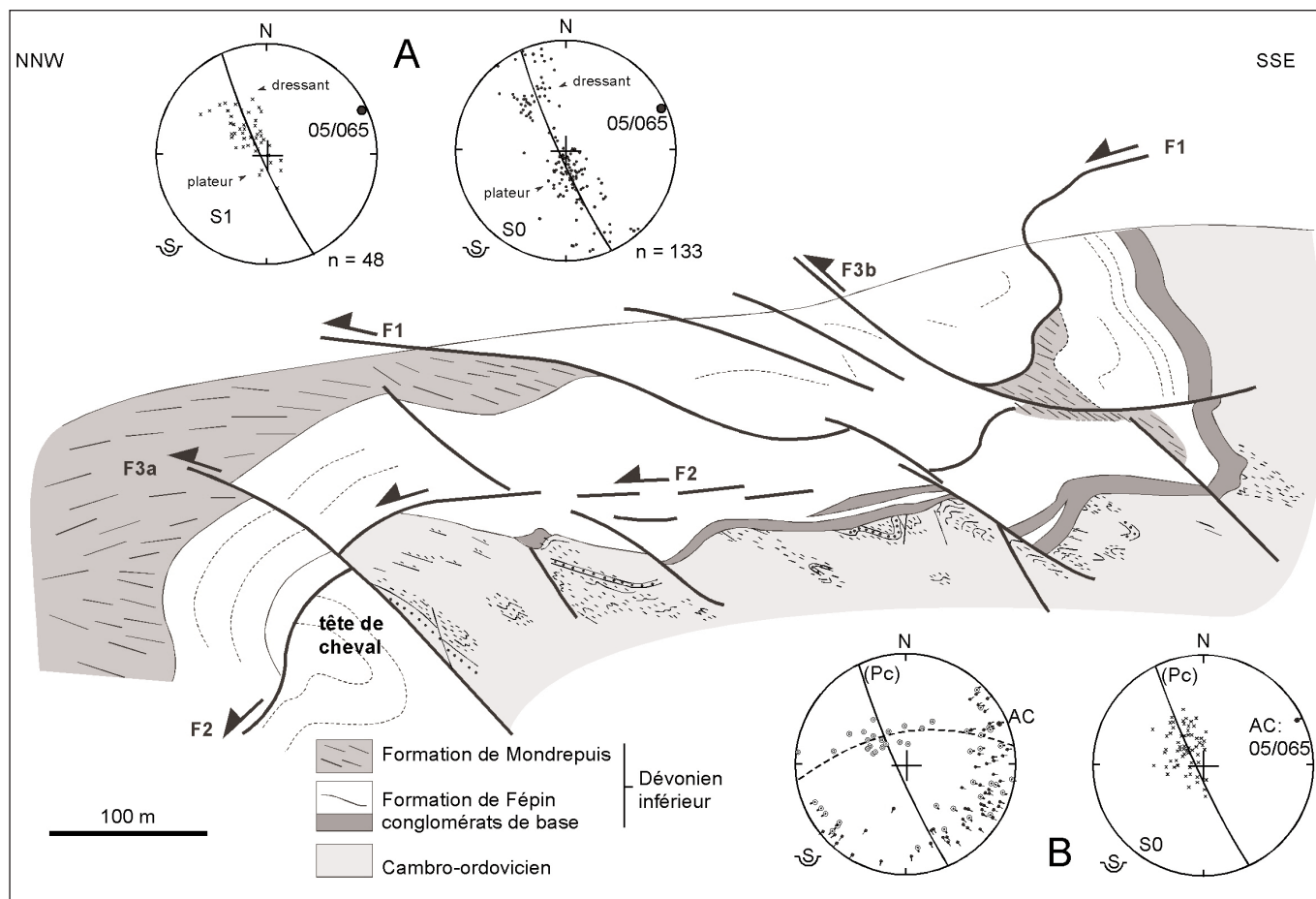


Fig. 2.- Coupe interprétative du synclinal déjeté de Fépin replissant une écaïlle portée par la faille F1. Les canevas d'orientation se réfèrent respectivement à la couverture discordante (A) et au substratum (B).

Fig. 2.- Geological cross section of the syncline of Fepin, the F1 fault is folded by the syncline. Stereogram of the lower Palaeozoic (A) and their substratum (B).

tous les affleurements de roches à grain fin à moyen ont fait l'objet d'un autre canevas (fig. 2A) : ils sont disposés en éventail ouvert d'environ 60° autour du même axe 05/065. L'ensemble des structures plissées par la déformation varisque seule est donc bien cylindrique à l'échelle du territoire étudié, et en première approximation on peut dire que le plissement est synschisteux. Ce cylindrisme vaut aussi au travers de la vallée de la Meuse, car il met en relation des structures équivalentes.

Un examen particulier de chaque structure démontre que certains plis le sont effectivement tandis que d'autres enroulent le clivage auquel ils sont postérieurs (carrière FP8 et rocher « de la tête de cheval »). Ceci illustre le concept de déformation progressive.

L'interprétation géométrique et cinématique se fait sur la coupe (fig. 2), construite en projetant sur un unique plan orthogonal à l'axe de plissement (plan de profil) tous les affleurements de l'ensemble anticlinal-synclinal-anticlinal déversé vers le nord-ouest. Des faciès caractéristiques de la base de la Formation des Schistes de Mondrepuis ont été observés en place sous des bancs de grès grossiers de la Formation de Fépin, au cœur du synclinal majeur

(au-dessus de la coupe FP2) et dans le talus de la route, lors de sa construction en 1982, qui descend du Signal au manoir du Risdoux, situé au nord. Pour accorder ces deux observations en respectant les pendages, il suffit de dessiner un chevauchement F1, ultérieurement plissé avec le synclinal majeur. Ce chevauchement aurait scellé un demi-graben (fig. 1, faille Fb) dans lequel la base des Schistes de Mondrepuis a été piégée (Meilliez, 2006).

Ensuite, la formation des plis majeurs différencie les trois charnières et les deux flancs observés. L'apparition d'un clivage implique un régime de contraintes persistant d'intensité moyenne élevée. Seuls les rares bancs dépourvus de phyllosilicates n'en montrent pas la trace. Ces bancs ont déterminé des points durs qui contournent localement le plan d'aplatissement. Le clivage s'est imposé aussi sur les structures pré-existantes, plissées ou non, du substratum : les pôles du clivage ne se distinguent pas par leur orientation de ceux mesurés dans la couverture varisque (fig. 2B). La levée du dressant implique un raccourcissement dont l'équivalent dans le substratum calédonien devrait être une structure synclinale, mise en évidence (fig. 3) à partir d'une étude cartographique détaillée des veines ardoisières et en utilisant les plans des

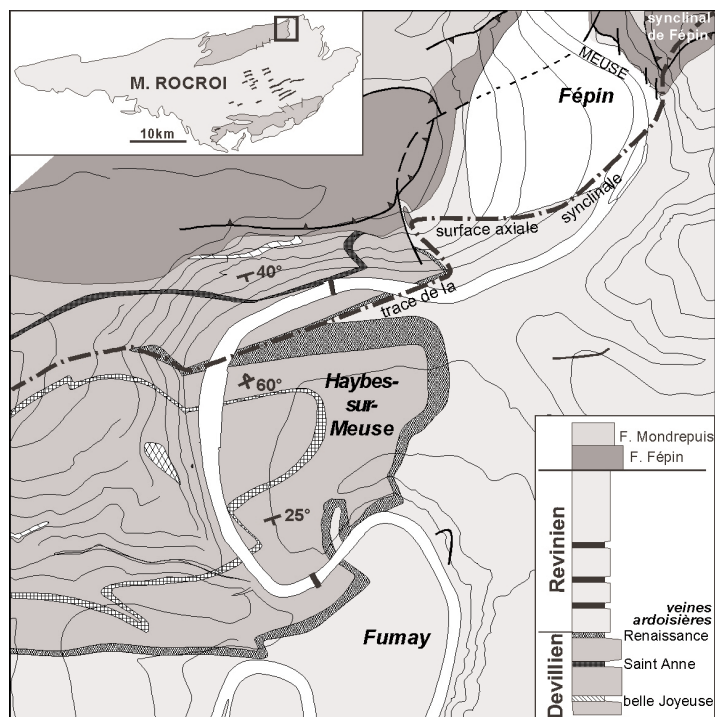


Fig. 3.- Carte géologique du secteur de Haybes/Fépin montrant les relations géométriques étroites des terrains Dévonien et Cambrien au sein du synclinal de Fépin.

Fig. 3. - Geological Map of the Haybes/Fépin area showing the geometrical relationship between the Devonian and the Cambrian series in the Fépin Syncline.

mines d'ardoises du bassin de Haybes/Fépin (Levêque, 1903). Cette synforme identifiée au sein des terrains d'âge Cambrien, est située exactement dans le prolongement du synclinal formé par la base de la Formation de Fépin. Ce pli a exactement la même amplitude, la même longueur d'onde, le même déversement et la même orientation, seule la pente des flancs varie légèrement par rapport à ce qui est observé dans les terrains du Dévonien.

Puis la fermeture du synclinal impose aux couches situées dans la future plateur un cisaillement simple parallèle à la stratification, senestre en regardant dans le sens du plongement de la structure, responsable des plis mineurs en S et de la friction banc sur banc (stries de glissement). Le banc pétilo-gréseux qui s'individualise au sein des séries à gros grain localise alors une surface de faible résistance qui accommode un glissement différentiel sur la faille F2 (fig. 2). Par effet de cumul de glissements interfoliaires, cette faille a pu alors cisailier l'anticlinal déversé qui limite au nord-ouest la plateur majeure. Gosselet (1888) avait identifié cette faille qui enveloppe le rocher appelé « Tête de cheval » par les ouvriers carriers de l'époque. La faille F2 porte la charnière anticlinale dont le clivage en éventail a été passivement tourné lors du cisaillement de la tête du dressant. La flexion imposée par ce déplacement a aussi ployé le dressant en une synforme (le « museau du cheval ») qui a enroulé le clivage.

La mise en place de F2 relâche à nouveau les contraintes. Mais le raccourcissement se poursuivant, une nouvelle phase de montée en intensité des contraintes

peut être identifiée par diverses petites déformations ductiles et cassantes qui démontrent que l'ensemble du massif entre dans une phase de rupture ductile. Il s'agit de systèmes de fentes de tension, de boudinage, de très petites failles à déplacement millimétrique à centimétrique et de flexion du clivage dans les bancs à grain fin au contact de surfaces plus rigides. Toutes ces structures sont en zone autour de l'axe de la structure varisque (fig. 2A). L'aplatissement dans le plan du clivage varisque domine. Les charnières des plis pré-existants y sont dispersées (fig. 2B). Au même plan appartient aussi l'axe autour duquel les surfaces axiales des plis pré-existants sont dispersées. L'allongement des boudins est parallèle à l'axe de la structure varisque quelle que soit l'orientation du pli auquel appartient le banc de quartzite boudiné.

Le système est alors bloqué, complètement écroui. Tout raccourcissement supplémentaire implique la création d'une nouvelle surface de rupture sur laquelle un déplacement permettra une relaxation du massif. C'est ainsi que se forme la faille F3 dont une part de la trace emprunte le contact entre substratum et couverture dans le dressant renversé de l'anticlinal de la Tête de Cheval. Par la suite, l'ensemble de cette structure locale sera déplacé en masse.

### Discrimination entre déformations varisque et calédonienne

Dans le substratum, les structures observées au cœur de l'anticlinal frontal ont permis d'évaluer les composantes de la déformation dues à l'aplatissement. La part rotationnelle y est très faible. L'analyse quantitative des bancs de quartzite boudinés indique que l'aplatissement est de l'ordre de 25 %. La déformation locale étant plane, l'étirement corrélatif dans le plan d'aplatissement, parallèlement aux stries de glissement est du même ordre. L'obliquité des plans de boudinage sur la stratification permet d'évaluer à 30° la composante de cisaillement simple dans le plan de celle-ci. Ces valeurs, obtenues dans les bancs rigides, constituent un minimum pour les schistes intercalés dans les grès. Elles sont cohérentes avec les estimations obtenues par Hugon (1983) dans les schistes ardoisiers du massif de Rocroi, et avec le minimum requis pour atteindre un clivage espacé, disjonctif, mettant en jeu de la dissolution sous pression, comme le montrent les lames minces faites dans les grès argileux.

L'annulation de cette composante de déformation permet de restaurer une géométrie possible pour les couches situées de part et d'autre de la discordance. La faille synsédimentaire qui limite la coupe FP10 devait faire un angle de 55 à 60° par rapport à la surface de discordance, laquelle n'était pas nécessairement horizontale. Hormis les petites structures finales, la géométrie des plis et failles observées sous la discordance, dans la plateur, devait être proche de celle qu'on observe aujourd'hui. Un rétro-cisaillement de 30° ne fait que redresser un peu les surfaces (stratification, failles, surfaces axiales). Il en est de même pour l'aplatissement et l'allongement corrélatif.

La déformation varisque étant annulée, on peut alors examiner les structures antérieures. Un fait majeur est l'enroulement des surfaces axiales des plis métriques observés à l'affleurement autour d'un axe plongeant vers le SSE. Cette orientation d'axe correspond à de grandes structures plissées, retrouvées au sein du massif de Rocroi, à vergence est (Lacquement communication personnelle). Quelle est donc la signification des plis qu'elles enroulent ? Un examen attentif de ces plis mineurs montre une typologie variée. Quelques plis, cylindriques sur quelques mètres, d'amplitude métrique, sont bien réglés par rapport à la déformation varisque. Ils ne peuvent être attribués à l'une plutôt qu'à l'autre phase tectonique. Ces plis sont peu nombreux et localisés en des points singuliers. La majeure partie des plis mineurs est constituée de plis non cylindriques : lentilles gréseuses isolées dans une masse schisteuse, à charnière courbe ; séries d'alternances minces grès - siltites à charnières courbes et/ou désorientées d'un banc à l'autre ; slumps interstratifiés. Les nombreuses observations accumulées à ce jour autorisent à penser que de telles séquences sont, dans leur ensemble, des slumps et témoignent donc de déstabilisations répétitives sur une pente dominée par des sédiments à grain fin.

En conclusion, la discrimination de la structuration entre les phases tectoniques varisque et calédonienne requiert une analyse très poussée, qualitative et quantitative, réalisée sur des sites où la discordance est sub-horizontale, ou tout au moins plane sur plusieurs centaines de mètres,

c'est-à-dire là où la déformation varisque peut être considérée comme homogène. Il en ressort que le raccourcissement varisque se caractérise par des plis, cylindriques à l'échelle kilométrique, de dimension pluri-hectométrique, à l'intérieur desquels les différenciations lithologiques peuvent entraîner des disharmonies locales. La relation géométrique de la stratification avec le clivage pénétratif dans les sédiments à grain fin permet de discriminer diverses étapes d'une déformation progressive et plane dans son ensemble. Le blocage du dispositif détermine que tout accroissement du raccourcissement se fasse par la création d'une nouvelle faille, qui peut prendre naissance à partir d'une discontinuité pré-existante. Le substratum, préalablement structuré par des plis et des failles, contribue à écrouir précocement la structure ainsi formée. Il accommode la déformation varisque par un aplatissement qui se traduit localement par un clivage pénétratif dans les sédiments à grain fin, qui contourne les points durs (charnières de plis antérieurs notamment). Diverses fentes de tension, surfaces de cisaillement et la flexion locale du clivage témoignent du stade ultime de l'aplatissement. La restauration de l'état antérieur à la distension varisque laisse imaginer de grandes structures plissées, sans clivage, plongeant vers le sud, à vergence est, enroulant des plis de plus petites dimensions qui sont, pour la plupart d'entre eux, des slumps d'âge Cambrien. Une analyse très attentive des structures permet d'identifier, dans les terrains cambriens, des structures synformes et antiformes, de même orientation et dimensions que celles qui affectent la discordance éovarisque.

## Bibliographie

- Hugon H. (1983) - Structure et déformation du massif de Rocroi (Ardenne). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, **100**, 15, 109-143.
- Goffette O., Liégeois J.P., André L. (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**, 2, 1155-1161.
- Gosselet J. (1888) - L'Ardenne. Mém. Serv. Carte géol. France, Paris, 881 p.
- Lacquement F. (2001) - L'Ardenne varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré. Société géologique du Nord, Publication n° 29, 298 p.
- Levêque J. (1903) - Carte d'ensemble du bassin ardoisier de Fumay, Haybes et Oignies sud à 1/5 000 non éditée.
- Meilliez F., Mansy J.L. (1990) - Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 6, 177-188.