

## Le Massif Ardenno-Rhénan, un *massif ancien* en cure de rajeunissement

par Francis MEILLIEZ

Depuis une trentaine d'années, diverses équipes de scientifiques ont entrepris de nombreuses études sur la dynamique de l'Europe de l'ouest, en l'abordant de façon plus compréhensive qu'auparavant. Jusque là, les analyses étaient presque exclusivement centrées sur les terrasses fluviales et les surfaces d'aplanissement. Sur ce sujet, le dernier état des lieux concernant l'Ardenne occidentale a été publié par Voisin (1982). Aujourd'hui, les observateurs s'appuient aussi sur la géophysique et la géochimie des diverses formations sédimentaires, dont les altérites, et volcaniques. Certains utilisent aussi le suivi satellitaire de réseaux de GPS pour capter les variations topographiques actuelles. En outre, la sismicité fournit l'opportunité de comprendre la tectonique active et son incidence sur l'évolution morphologique de l'ensemble. Une ancienne synthèse générale avait été publiée sous coordination allemande (Fuchs *et al.*, 1983). Par la suite, des programmes européens d'analyse de la géologie profonde ont été développés (poursuite des sondages profonds belges, Géologie Profonde de la France, ECORS, DEKORP, TOPO-EUROPE ...). Une autre synthèse, d'origine néerlandaise a été publiée (Cloething *et al.*, 2005), et ce n'est pas fini. En effet, la recherche de sources géothermiques stimule les analyses régionales de la structure thermique du sous-sol.

Le but de cet article est d'examiner si ces travaux en cours sont compatibles avec les observations de terrain accumulées localement depuis une trentaine d'années. Ce travail n'est pas exhaustif.

### 1. Un résumé des nouvelles données, à l'échelle de la croûte terrestre

Ces données concernent l'épaisseur de la croûte, sa structure thermique, son activité sismique (failles) et le volcanisme. Le territoire examiné ici (**fig. 1**) intègre les affleurements paléozoïques du Massif Ardenno-Rhénan et les plaines qui entourent l'Ardenne, en se limitant au sud à la discontinuité crustale de Bray-Vittel, connue depuis longtemps. L'observation des lignes majeures de partage des eaux (*Impe* sur la **fig. 1A**) révèle un véritable château d'eau à la pointe occidentale de l'Ardenne, aux environs de Bohain-en-Vermandois (**fig. 1A**). C'est le massif de l'Arrouaise (Leriche, 1923) d'où les eaux diffusent vers la Manche et la Mer du Nord via la Somme, l'Escaut, la Sambre, la Meuse, l'Oise et la Seine. Ce n'est pourtant pas un point culminant, celui de l'ensemble Ardenno-Rhénan se trouvant un peu au sud-est de Liège (Signal de Botrange). L'organisation régionale du réseau hydrographique n'est pas en rapport avec la topographie actuelle (Meilliez, 2017). Seule l'Ardenne semble avoir influencé quelques écoulements. Quant au Rhin, son réseau semble s'être développé indépendamment de la présence du massif paléozoïque.

Que savons-nous, aujourd'hui, sur la structure de la croûte terrestre dans cette région ? Résumons les données profondes (**fig. 1B**) tirées des synthèses de Dèzes *et al.*, (2004) et Cloething *et al.*, (2013). Le Moho<sup>1</sup> est une discontinuité thermo-mécanique qui s'exprime par un réflecteur puissant sismique, bien identifié partout autour du globe. De telle sorte que géologues et géophysiciens s'accordent à le prendre comme marqueur de la transition entre la croûte terrestre et le manteau. Estimer la profondeur du Moho revient donc à évaluer l'épaisseur de la croûte terrestre, tant sous les continents – où elle peut dépasser les 100km sous les chaînes montagneuses en construction – que sous les océans, où elle excède rarement 5km. La carte (**fig. 1B**) montre bien un bourrelet crustal qui atteint les 38km d'épaisseur entre le sud-est de l'Angleterre et le sous-sol franco-belge. Il s'agit d'un résidu témoin du microcontinent Avalonia, accolé à la Baltica durant le Dévonien. Ce bourrelet émerge d'une croûte qui, en Europe occidentale, est d'une épaisseur moyenne d'une trentaine de kilomètres, sauf à l'aplomb de la vallée du Rhin où elle s'amincit jusqu'à moins de 25km localement. Le profil ECORS-Nord (Cazes & Torrelles, 1986) illustre aussi l'amincissement un peu abrupt localisé au niveau de la ride de l'Artois. Mais il ajoute une précision importante : le socle qui supporte la série écaillée durant l'orogénèse varisque se termine en biseau entre la Somme et le Pays de Bray. Le craton situé au sud du Pays de Bray est rapporté au bloc cadomien, c'est-à-dire au Massif Armoricaïn.

Un volcanisme persistant depuis le début du Cénozoïque, est centré sur l'Eifel et le Westerwald (**fig. 1**). Disséminé en de nombreux points dès l'Eocène, il s'est ensuite concentré durant l'Oligocène dans la Hesse, puis dans le Westerwald et l'Eifel, où les derniers volcans sont éteints depuis moins de 20 000 ans. C'est un volcanisme sous-saturé, de laves et de cendres. L'Eifel est aussi connu pour ses maars (lacs associés à un appareil volcanique). On notera que ce volcanisme n'est pas localisé là où la croûte est la plus mince. Il est contemporain et analogue aux productions volcaniques du graben supérieur du Rhin, des Limagnes, de la Chaîne des Puys et de l'Escandorgue.

Limité par plusieurs failles actives (**fig. 1C**), le graben du Rhin supérieur (Alsace – Plaine de Bade) se prolonge vers la Hesse, en direction du massif ancien du Harz. Limité aussi par des failles très actives, le graben du Rhin inférieur, auquel s'est adjoint le graben de Roermond (Camelbeek & Megrahoui, 2004), rejoint la Mer du Nord en

<sup>1</sup> Abréviation courante pour "discontinuité de Mohorovicic", nom d'un météorologue et géophysicien croate (<https://fr.wikipedia.org> consulté le 26/11/2018).

direction d'un rift avorté durant le Jurassique supérieur. Ces fossés sismiquement actifs (voir le site du Bureau Central Sismologique Français), sont aussi des cibles géothermiques intéressantes. Le tout participe à un dispositif européen en distension qui relie la Mer du Nord à la Méditerranée, désigné sous le nom de ECRIS (European Cenozoic Rift System : Dèzes *et al.* 2004).

À ce jour, quatre mécanismes avérés semblent devoir participer à la différenciation actuelle du massif Ardenno-Rhénan :

- la convergence des plaques africaine et eurasiennne (*in* Cloething *et al.*, 2005), depuis la fin du Crétacé, exerce une poussée dans le plan de la croûte, mais dont l'orientation générale varie avec le temps, et pousse la plaque eurasiennne au *flambage* ;
- une convection mantellique aurait déterminé une *plume* (*in* Garcia-Castellanos *et al.*, 2000), c'est-à-dire une colonne de chaleur qui, comme un chalumeau, modifie le comportement de la croûte terrestre située au-dessus ;
- un changement de phase au sommet du manteau, sous le massif Ardenno-Rhénan, imposerait une *flexion* à la croûte (l'asthénosphère de nos livres de collégiens) ;
- les variations climatiques glaciaire/interglaciaire qui, depuis le début du Pléistocène, contraignent les phases d'incision ou de dépôt des terrasses alluviales, et régulent donc leur emboîtement (Antoine *et al.*, 2007).

Un autre mécanisme a parfois été invoqué, les variations eustatiques imposant des changements du niveau de base des cours d'eau. Mais Demoulin et Hallot (2009) l'ont écarté, faisant remarquer que la fréquence de ce mécanisme est trop élevée pour permettre aux cours d'eau d'atteindre leur niveau d'équilibre avant l'événement suivant. Ils rapportent que ce mécanisme n'est au mieux effectif que dans les régions basses situées à l'extérieur du massif paléozoïque.

Dans ce contexte, que représente le dôme surbaissé du Massif Ardenno-Rhénan ?

## **2. Le dôme surbaissé du Massif Ardenno-Rhénan**

L'Ardenne est un massif ancien. Cette vérité nous a été assénée dès l'école primaire, et l'est encore aujourd'hui. Toutefois, quelques voix discordantes se sont élevées dès le XIX<sup>e</sup> siècle pour faire remarquer que si l'Ardenne ne devait être qu'un relief résiduel, alors comment comprendre que la Meuse ait pu la traverser ? Deux types de mécanismes ont été proposés pour apporter une solution : l'antécédence et la capture.

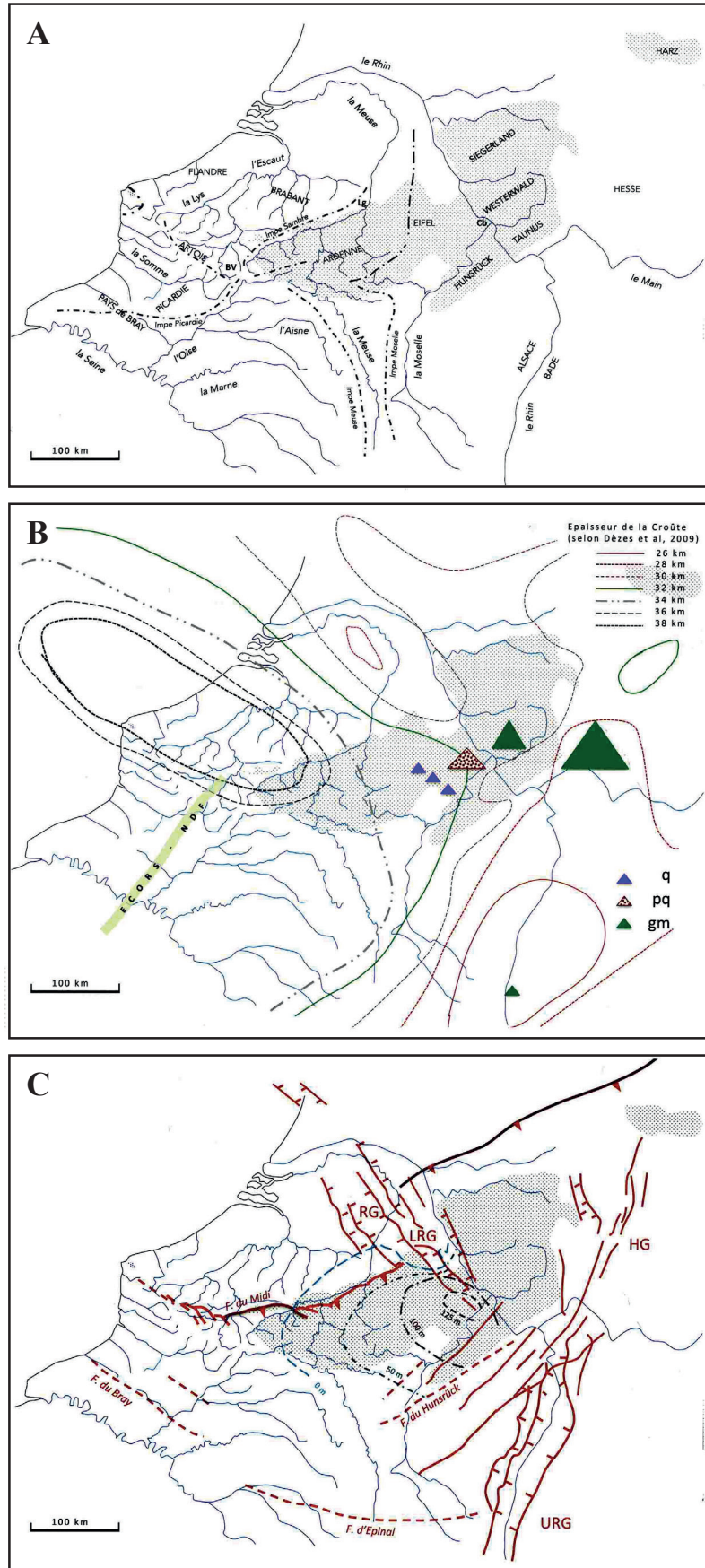
Dans une communication improvisée devant la Société Géologique de Belgique, de La Vallée Poussin (1875) a invoqué "*postérieurement à l'excavation de la vallée, une surélévation très notable du massif des Ardennes*". Cette interprétation osée n'a pas enthousiasmé les géologues de l'époque ; la tectonique balbutiait encore. Mais l'auteur a bien énoncé la notion d'antécédence : le massif qui supporte le cours d'eau se soulève, mais à un rythme suffisamment lent pour que l'érosion linéaire puisse évacuer les alluvions arrachées aux rives. Un des marqueurs visuels sur carte est la présence d'alluvions récentes en amont et en aval des tronçons incisés et leur absence le long de l'incision. La carte géologique à un millionième illustre bien cette notion : les alluvions récentes s'accumulent à l'entrée du massif ardennais, à Charleville-Mézières et dans la vallée de la Sormonne, puis à la sortie en aval de Namur, hormis quelques terrasses dans les boucles de Givet et Dinant.

Au phénomène d'antécédence peut s'ajouter celui de surimposition, là où le cours d'eau devait traverser un terrain de couverture méso-cénozoïque avant d'atteindre le socle déformé, sous la discordance, sans qu'il y ait besoin d'un soulèvement régional. Les deux phénomènes peuvent se combiner et différencier leurs influences respectives n'est pas aisé.

Le phénomène de capture est radicalement différent : un cours d'eau capte, par érosion régressive, un autre cours d'eau situé à l'amont, qu'il détourne à son profit en le vidangeant. Ceci implique d'une part que le point de capture sur le cours d'eau captant ne soit pas trop éloigné du cours d'eau capté, et d'autre part que le profil du cours d'eau captant soit plus bas que celui du cours d'eau capté. Les défenseurs de cette hypothèse s'appuient sur la composition des terrasses alluviales dans lesquelles les cours d'eau ont développé leurs incisions, selon un processus par étapes. C'est ainsi que Pissart et ses collaborateurs ont montré (voir résumé dans Grimbérieux *et al.*, 1995) qu'une part notable du cours supérieur de la Meuse a été amputé il y a environ 0,9 millions d'années au profit de l'Aisne, puis qu'une autre part l'a aussi été au profit de la Moselle il y a, 0,25 millions d'années (*in* Demoulin et Hallot, 2009 : **fig. 5**). Les sédiments qu'apportait à la Meuse le cours de la Moselle en amont de Toul (**fig. 1**) comportaient une signature spécifique d'origine vosgienne ; leurs témoins jalonnent la *Trainée mosane*, qui constitue l'une des plus anciennes terrasses de la Meuse dans la traversée de l'Ardenne (*in* Voisin, 1981). Autre exemple : par étapes successives, la "Meuse de Dinant" aurait capté d'abord la Semois, puis la "Meuse de Lorraine", asséchant les cols de Meillier-Fontaine, du Chêne de Nancy et la cuvette de Sécheval. La capture détournant une partie du flux, la capacité érosive du cours d'eau capté se trouve diminuée. Demoulin et Hallot (2009) estiment ainsi à environ 40m le déficit d'érosion de la Meuse à son entrée en Ardenne, au niveau de Mézières.

Voisin (1982) n'était pas opposé à cette interprétation, mais faisait remarquer qu'elle ne suffisait pas à rendre compte de la situation actuelle, et qu'on ne saurait nier une participation de l'antécédence. Or qu'une part du bombement de la morphologie actuelle de l'Ardenne soit attribuable à une déformation est indiscutable. Les plus anciennes des terrasses fluviales sont bombées et plusieurs observateurs se sont accordés sur ce constat. Les divergences viennent de l'identification des causes possibles.

Au cours des dernières décades, la terrasse la plus récente, désignée par le sigle YMT (*Younger Main Terrace*), a été l'objet de plusieurs études mettant en œuvre des technologies sophistiquées de caractérisation (Van Balen *et al.* ;



**Fig. 1** : le massif paléozoïque Ardenno-Rhénan (en pointillés) et ses relations avec : A – le réseau hydrographique de l'Europe du nord-ouest ; *lpe* = ligne de partage des eaux ; B – la structure de la croûte terrestre ; localisation du profil ECORS-Nord ; localisation simplifiée du volcanisme (gm = oligo-miocène, pq= plio-quaternaire, q = quaternaire) ; C – la tectonique active, source de séismes ; la Faille du Midi, structure varisque, est indépendante des graben actifs. Explications dans le texte. Localités : BV = Bohain-en-Vermandois, Cb = Coblenz, Lg = Liège. HG = Hesse Graben, LRG = Lower Rhine Graben, RG Roermond Graben, URG = Upper Rhine Graben.

2000 Meyer et Stets, 2002). Les résultats laissent apparaître un soulèvement dépassant les 250m, centré sur l'Eifel à l'ouest de Coblenz (**fig. 1**), au cours des derniers 0,8 millions d'années. Selon ces travaux, le soulèvement du sud-ouest de l'Ardenne atteindrait une quinzaine de mètres pendant la même période. Mais Demoulin et Hallot (2009) ont sévèrement critiqué la méthodologie employée et utilisé davantage de données contraignantes. Leur résultat admet un soulèvement centré sur l'Eifel mais en tempère l'importance (**fig. 1C**).

Demoulin (1995a, 2006) a défini cinq surfaces d'aplanissement, éventuellement couvertes de complexes d'altération, avant d'avoir été à leur tour transgressées :

- Quelques reliquats d'une surface pré-crétacée que l'on retrouve dans le nord-est de l'Ardenne et à l'ouest de l'Eifel, au-delà de 620m d'altitude.
- Une surface danienne, identifiée de part et d'autre du Rhin, couvrant largement l'Ardenne orientale à partir du massif de Saint-Hubert ; elle est légèrement bombée entre 520 et 600m d'altitude.
- Une surface sélandienne (paléocène) qui couvre largement toute la bordure occidentale de l'Ardenne, de Sedan à Gembloux. La Meuse est incisée dans cette surface au sud et à l'ouest de Givet. Son altitude ne dépasse nulle part les 450m ; elle est légèrement basculée vers l'ouest en Ardenne occidentale.
- Une surface pré-Oligocène (mais post-Lutétien), de Givet au-delà de Liège. Elle est inclinée vers le nord.
- Quelques éléments de surface plus récente incisée dans la surface danienne.

Voisin (1981, 1982) avait largement argumenté aussi en faveur de la surface ici appelée sélandienne. C'est elle qui porte les observations locales rapportées dans cet article.

Ce travail de Demoulin et Hallot (2009) évalue à 125m le soulèvement maximal atteint à l'ouest de Coblenz au cours des derniers 0,73 millions d'années (**fig. 1C**), ce qui situe le début de l'épisode dans le Cromérien (Pléistocène inférieur à moyen), dans un interglaciaire comme aujourd'hui (Foucault *et al.*, 2008). Remontant un peu plus en arrière, la régression vers le nord de la mer oligocène a laissé au sud-est de Liège des dépôts littoraux aujourd'hui localisés à 675m d'altitude, à La Baraque Michel. Demoulin (1995b) en conclut que l'Ardenne a basculé de façon différenciée après l'Oligocène, le nord-est étant davantage rehaussé que le sud-ouest. Se basant sur les analyses de terrasses fluviales et de surfaces d'aplanissement, il estime le soulèvement pléistocène du secteur de La Baraque Michel à environ 500m, et celui du plateau de Rocroi variant de 150m à l'ouest jusqu'à environ 175m au niveau de la Meuse (**fig. 1B**). Partiellement contemporain du gonflement mantellique qui a alimenté les volcans de la Hesse, du Westerwald et de l'Eifel, on peut penser aussi qu'une part au moins du soulèvement est imputable au drainage magmatique profond.

Ces valeurs conduisent à penser qu'avant l'Oligocène le plateau de Rocroi était mollement vallonné entre 100 et 150m d'altitude. Une telle morphologie résultait-elle de la seule érosion commencée dès avant la fin du Carbonifère ? Ou le massif avait-il déjà connu divers épisodes de surrection / érosion ? Une forme de réponse peut être obtenue en observant les résidus des transgressions méso-cénozoïques à la périphérie de l'Ardenne.

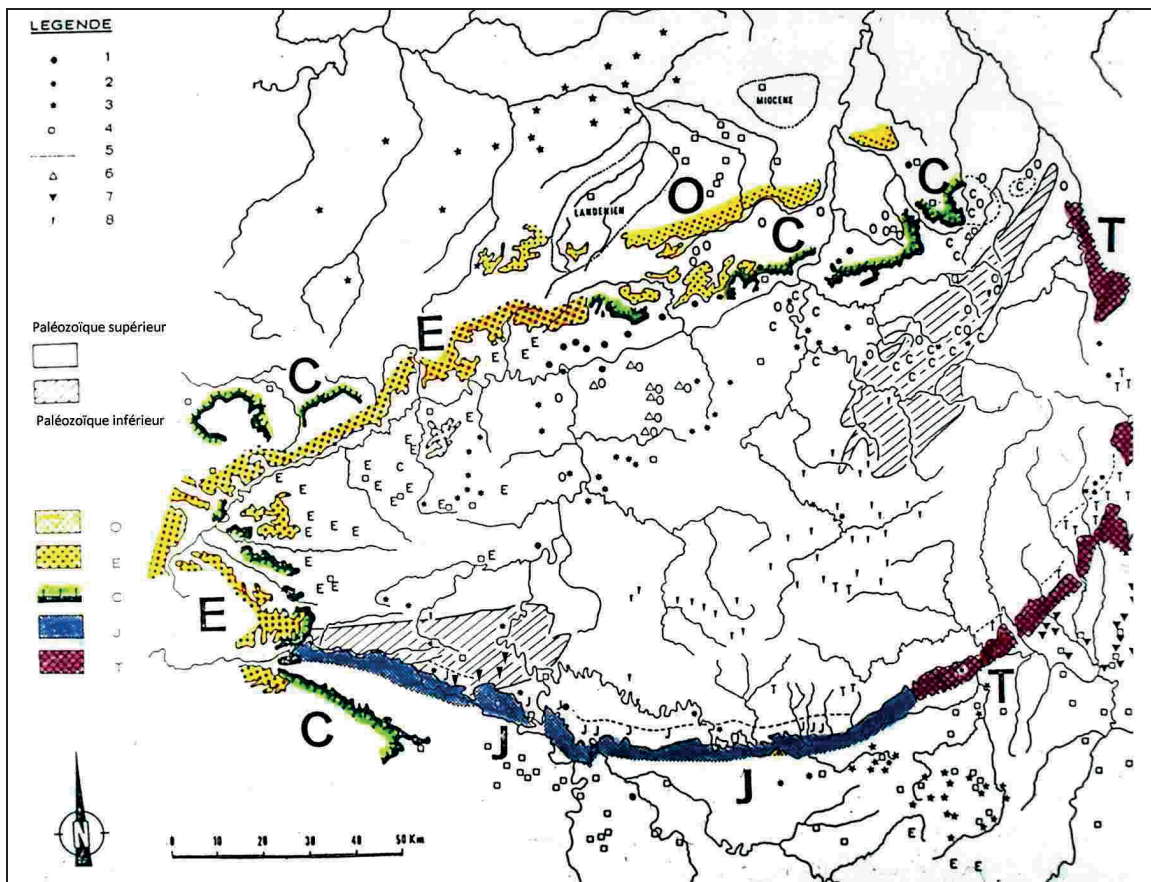
### **3. Les transgressions méso-cénozoïques et leurs traces sur l'Ardenne**

Alexandre (1976) a dressé une carte des restes de dépôts sédimentaires sur le pourtour du socle paléozoïque de l'Ardenne (**fig. 2**). Cette carte illustre bien la transgression qui a progressé d'est en ouest le long de la bordure sud de l'Ardenne, selon un processus très finement étudié par Muller (1987) et ses étudiants. Des analyses sédimentologiques très soignées les avaient conduit à conclure, en accord avec Voisin (1981, 1982) que "*la transgression hettangienne en bordure ardennaise a été très rapide et s'est opérée sur des rivages peu accentués*". Les alternances marno-calcaires, dites de faciès lorrain, succèdent ou passent latéralement sur de courtes distances, à quelques traînées de galets arrondis, issus du socle paléozoïque sous-jacent (Mastrangelo, 1984). Ici ou là, quelques conglomérats plus épais sont intercalés de minces couches argileuses à gréseuses, dont certaines ont livré des débris végétaux d'âge Hettangien (Barale *et al.*, 1989). Muller (1987) a remarqué que la série liasique s'épaissit à faible distance du paléorivage, ce qui devait mobiliser quelques failles synsédimentaires liasiques orientées WNW-ESE, dont le rejet vertical apparent est d'ordre métrique à décamétrique. Une cartographie très détaillée en 1984 du "golfe de Renwez" m'a conduit à la même conclusion<sup>2</sup>. Un schéma théorique en illustre le principe (**fig. 3A**). Le modèle proposé est cohérent avec les observations d'abord rapportées par Gosselet (1888, p. 804), puis par Voisin (1981) au nord de Charleville (route du Bois de la Havetière), et complétées par Penisson (2009).

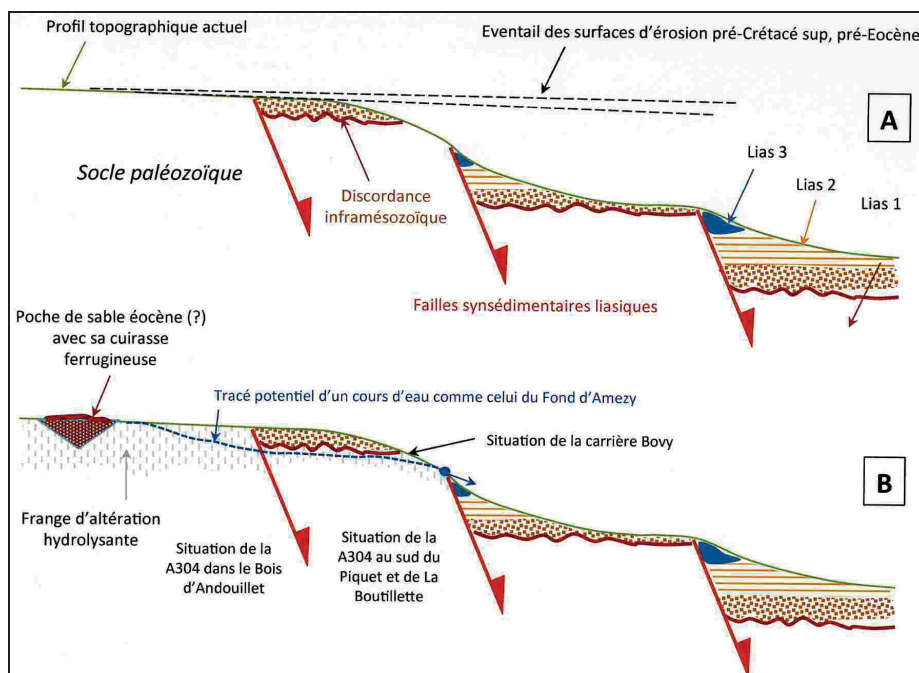
Là où elle n'est couverte que par des formations dites superficielles (altérites, limons, colluvions), la surface actuelle du massif paléozoïque est estimée acyclique : à l'échelle de l'Ardenne occidentale, les surfaces d'érosion post-paléozoïque, pré-liasique, pré-crétacée et pré-Paléocène (Sélandien) sont quasiment confondues. De nombreux auteurs le reconnaissent, dont Voisin (1982) et Demoulin (1995a). Quelques résidus trouvés dans des points bas (fonds de vallées) peuvent ne pas avoir été balayés par les érosions ultérieures. On trouve les plus importants de ces dépôts dans des poches sableuses, attribuées sans preuve paléontologique avérée à l'Eocène, à Regniowez, sur le Plateau des Marquisades (sud de Revin), à Sévigny-la-Forêt. Piégés dans un point topographiquement bas, ces sables contenaient une nappe dont le batillement de surface a favorisé la formation de cuirasses ferrugineuses plus ou moins

<sup>2</sup> Au BSHNA de 2019 sera proposé un article qui fera connaître tous les travaux réalisés avec certains membres de la SHNA pour réviser la feuille géologique de Renwez. De nouvelles observations de terrain sont actuellement en cours pour homogénéiser les contours géologiques à l'angle commun aux cartes : Charleville, Fumay, Rocroi, Renwez.

continues (**fig. 3A**), sous des conditions climatiques chaudes et hydrolysantes (Voisin, 1968, 1981, 1982, 1996), les protégeant d'une érosion ultérieure (Maillot *et al.*, 1982).



**Fig. 2** : carte des témoins (sédiments et altérites) des diverses transgressions méso-cénozoïques sur le massif paléozoïque de l'Ardenne, modifiée d'après Alexandre (1976). Dépôts continentaux : 1 – Traînée mosane ; 2 – Dépôts sableux ou caillouteux ; 3 – Formations ferrugineuses ; 4 – Blocs erratiques (dont Pierre de Stone) ; 5 – Argiles d'Andenne ; 6 – Dépôts lacustres éocènes ; 7 – Altérites issues de terrains paléozoïques. Formations marines : T – Trias ; J – Jurassique ; C – Crétacé ; E – Paléocène-Eocène ; O – Oligocène



**Fig. 3** : modèle théorique de la bordure méridionale de l'Ardenne : A – Les failles synsédimentaires accommodent une accumulation différentielle durant le Lias. Ensuite le très faible éventail des surfaces de transgression suivantes suggère que l'Ardenne est restée solidaire de sa bordure liasique. B – Profil actuel théorique positionnant les exemples décrits dans le texte.

Les faciès sableux sont en effet ambigus, et leur datation difficile. Durant les longues périodes d'exondaison des terrains paléozoïques sous des climats chauds hydrolysants, une frange d'altération chimique forte s'est développée sur l'ensemble de l'Ardenne, jusqu'à plus de 20m de profondeur en certains endroits (**fig. 3A**, et voir Voisin, 1982 pour une rapide revue). L'industrie de la fonderie s'était implantée à Renwez pour utiliser ce sable quartzueux fin, très bien calibré qu'une décarbonatation intense avait libéré de son ciment au détriment des bancs de calcaires gréseux dans les alternances littorales du Sinémurien (voir plus haut). L'élargissement de la route à la sortie nord de Renwez (lieu-dit La Boutillette) a dégagé un tel affleurement, qui n'a pas résisté au premier hiver (**fig. 4A-B**). La structure des bancs de grès cambriens, bien conservée, a permis de mesurer l'orientation des surfaces (stratification, schistosité), mais le matériau ayant perdu toute cohésion, ne résistait pas au doigt. Une campagne de forages a été réalisée avec la tarière autoportée du B.R.G.M. dans le cadre de la révision de la carte géologique de Renwez. Au nord d'Harcy, cette campagne au maillage très serré, avait mis en évidence un contact très redressé entre les sables issus de la décarbonatation des alternances sinémuriennes et les altérites des schistes et grès du massif de Rocroi. Ce contact, encadré sur quelques centaines de mètres de long selon une direction à peu près SW-NE, a été interprété comme un couloir faillé.

Sous les poches sableuses du plateau des Marquisades, et sous les sables de Sévigny-la-forêt, Voisin (1968, 1981, 1982, 1995) a décrit l'altération chimique hydrolysante subie par le socle paléozoïque. Au sud de Sévigny, une vallée très incisée, dite Fond d'Amezy, montre des pierres de Stonne (boules de grès issues des sables paléocènes), résidus locaux d'un intense décapage des vallons durant le Quaternaire, ayant même entraîné les altérites (voir localisation théorique sur **fig. 3B**). En revanche, les travaux de terrassement de la A304 ont révélé que les premiers dépôts du Lias reposent directement sur un socle peu altéré au sud du carrefour du Piquet, commune de Tremblois-les-Rocroi. On peut aussi s'en rendre compte dans la petite carrière abandonnée près de la tour de Chatelet/Sormonne (**fig. 4C**). Les calcaires gréseux liasiques ne sont pas totalement décarbonatés et l'altération du socle est modérée, comme l'explique Voisin (1981, 1982) (voir localisation théorique sur **fig. 3B**). En revanche, au nord du carrefour du Piquet, dans le Bois d'Andouillet, en haut de la pente qui borde le Massif de Rocroi, le socle, hors d'atteinte des dépôts liasiques, a été plus profondément altéré jusqu'à donner une couverture meuble et plastique, rubéfiée. Ultérieurement, durant le Quaternaire, cette couverture a été mobilisée par le gel profond, les couches plastiques dessinant des cellules de cryoturbation (Hatival, 2015, **fig. 4**), tandis que les cailloux résiduels ont formé, en plan, des sols dits polygonaux. Mais cette couverture meuble n'a pas été enlevée au cours de la déglaciation ; elle devait donc se trouver sur une partie stable d'interfluve.

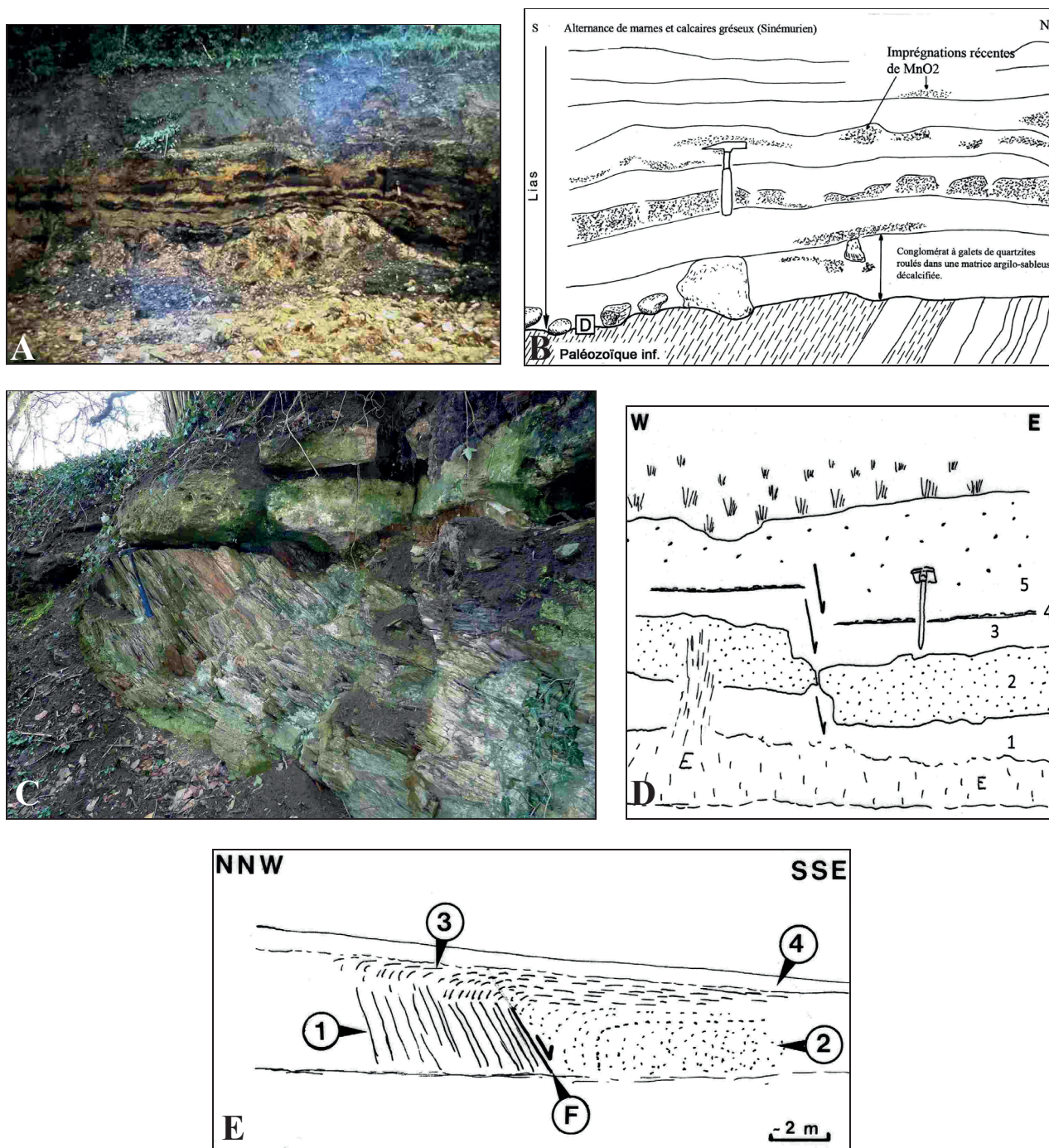
Les lits marneux de la série liasique ont assuré une certaine protection des terrains paléozoïques lors de l'agression climatique hydrolysante du Néogène. Ce dont rend compte le schéma théorique (**fig. 3B**). L'affleurement le plus méridional du Paléozoïque dans ce secteur est observable dans une carrière qui n'est même plus figurée sur la carte actuelle, sur la commune de Tremblois-les-Rocroi (Géoportail/Lambert93 : X=808376 ; Y=69729015 ; Z=249m). Bonte (1941, p. 30) lui donne le nom de carrière Bovy, précisant qu'elle était déjà abandonnée, mais avait servi à extraire des matériaux d'empierrement, donc de résistance mécanique acceptable, ce que ne donne pas la frange altérée des schistes et grès cambriens observée ailleurs.

Plus loin vers l'ouest, d'autres observations confirment les mêmes conclusions. Dans la ville d'Hirson, en bordure d'un petit espace vert entre l'Oise et le Gland au Nord de leur confluence, en bas de la Rue du Hautbert (Géoportail/Lambert 93 : X=777652 ; Y=6981503 ; Z=170m), il suffit de gratter un peu l'herbe pour observer le contact d'une marne subhorizontale grise, à bélemnites abondantes (âge Pliensbachien), reposant directement sur des grès et schistes en lits fins très déformés et redressés du Cambrien. Aucune marque de décarbonatation n'est visible de part et d'autre de la discordance, mais cet affleurement est situé dans le lit majeur du Gland. On peut donc supposer que, comme le Fond d'Amezy, il a été nettoyé durant le Quaternaire, mais qu'avant cela il se trouvait sous les marnes liasiques imperméables qui l'ont protégé contre les agressions climatiques hydrolysantes de la période Miocène-Pliocène.

En remontant encore un peu vers le nord, deux affleurements ont été décrits (Meilliez, 2015). Dans Anor, un talus routier aujourd'hui muré, montrait une microfalaie formée par des couches redressées du Grès d'Anor (Dévonien inférieur), au pied de laquelle s'étalent des altérites rubéfiées, couvertes d'un liseré de kaolin blanc. Au-dessus, un amas de cailloux anguleux, enrobés d'une matrice orangée argilo-sableuse, est remanié dans sa partie supérieure par des cellules de cryoturbation de forme et dimensions comparables à celles observées le long de la A304. Un peu plus loin, à la sortie nord de Fourmies, un petit vallon actuel est superposé à un ancien vallon précéretacé dans lequel se sont accumulés divers dépôts continentaux considérés dans leur ensemble comme témoignant d'un point bas antérieur à l'ennoiement par la mer des Sables Verts du Cénomaniens, dont des restes couronnent encore les interfluvés d'hier et d'aujourd'hui.

Le contournement de Les Mazures illustre la mise en mouvement des altérites de deux façons différentes durant le Quaternaire par solifluxion le long de la pente, par glissement sur une faille (**fig. 4E**) ; Voisin, 1987). La surface fortement inclinée d'une couche gréseuse non altérée a été un moment un obstacle à la progression du chantier vers le nord ; elle est surmontée par une série d'alternances grés-schisteuses très profondément kaolinisée. Ce contact brutal a été interprété par Léon Voisin et moi-même comme une faille parallèle à la stratification, dirigée sommairement ouest-est, ayant abaissé le compartiment méridional très altéré et le mettant en contact avec une série saine. L'ordre de grandeur du rejet vertical apparent est au moins d'une dizaine de mètres. Par ailleurs, de façon très spectaculaire, les têtes de bancs, obliques sur la pente générale de la topographie, ont été fauchées par la solifluxion, de telle sorte que les bancs très altérés alimentent une couche superficielle d'altérites, elle-même recouverte d'une couche de plaquettes

schisto-gréseuses non altérées sous la terre arable. Le tout a été ensuite assujéti à quelques alternances gel-dégel qui ont amorcé des mouvements verticaux des cailloux dans la couverture décohérée (Voisin, 1987 : **fig. 4**). Dans le schéma théorique (**fig. 3B**), une telle configuration intervient sur le même plateau que celui qui supporte les poches sableuses.



**Fig. 4** : divers affleurements de détail (explications dans le texte) : A – La Boutillette (coord. Lambert 93 : X=816253 ; Y=6973382 ; Z= 315m) ; discordance du Sinémurien sur le Cambrien ; l’affleurement est complètement décarbonaté ; photo à contre-jour de Léon Voisin ; B – même endroit à quelques dizaines de mètres près (dessin F. Meilliez) ; C – Carrière abandonnée de Chatelet-sur-Sormonne (coord. Lambert 93 : X=809300 ; Y=6970886 ; Z=199m) ; discordance marquée par la lame du marteau, du Sinémurien sur les schistes cambriens faiblement altérés ; D – Montcornet-en-Ardenne : talus routier nord de la route menant vers Arreux, à l’intersection avec le chemin d’accès à la carrière de la Fontaine Marin (coord. Lambert 93 : X = 817775 ; Y = 6971167 ; Z = 258m) ; bancs liasiques : 1 et 3 = marnes sableuses ; 2 = calcaire gréseux ; 4 = concentration d’oxydes ; 5 = limon portant des gravillons carbonatés. E – Coupe de la tranchée du contournement des Mazures (coord. Lambert 93 : X=817170 ; Y=6978227 ; Z=371m) ;

Un dernier exemple ponctuel illustre l’ambiguïté des spéculations pour dater l’évolution topographique du territoire. En 1984, à Montcornet-en-Ardenne, le talus routier nord de la route menant vers Arreux, croisait un chemin menant à la carrière de la Fontaine Marin (**fig. 4D**). Cet affleurement, haut d’environ 1,75m, montrait, dans sa fraîcheur, un

banc de calcaire gréseux encadré de marnes sableuses, le tout attribuable au Sinémurien inférieur (confirmation orale par A. Muller). L'ensemble, décarbonaté par altération superficielle, se trouvait dans un état pulvérulent qui ne lui a pas permis de supporter plus de deux hivers. Ces bancs sont décalés par une petite faille dont le rejet vertical apparent est de l'ordre de la puissance du banc carbonaté (environ 0,40m). Cette faille et les compartiments qu'elle sépare sont scellés par un limon contenant des gravillons, non affectés par la décarbonatation des bancs sous-jacents. Par ailleurs, le décalage de la surface de base de ce limon est franc, et il est du même ordre pour le banc de calcaire sinémurien que pour la surface de base du limon. La surface du sol n'était en rien affectée par un quelconque décalage. Rien non plus ne suggérait que les bancs calcaires, de part et d'autre de la faillette, fussent différents. Il y a donc forte présomption pour que cette fracture soit de peu antérieure, voire synchrone à la mise en place du limon, au Quaternaire. Ce limon à gravillons est sans doute le résultat d'un colluvionnement relativement récent sur la pente de bordure sud de l'Ardenne. Cet exemple suggère donc aussi qu'une activité tectonique a été suffisamment forte durant le Quaternaire pour que certaines des fractures atteignent la surface.

#### 4. Esquisse d'un scénario

Essayons de confronter les observations détaillées rapportées ici avec le cadre général qui émerge au niveau de l'Europe du nord-ouest. La subsidence du Bassin Parisien et l'histoire de son remplissage sédimentaire sont maintenant bien précisées (Guillocheau *et al.*, 2000 ; Gély *et al.*, 2014). Le scénario géologique qui suit s'appuie donc sur ces données et en particulier sur les contributions de Bergerat (2014), Vrielynck (2014). Il essaye de s'accrocher aux événements européens évoqués au début de cet article.

##### *Transgression liasique en régime distensif*

De la fin du Permien au Toarcien, le Bassin Parisien est en extension sous la double influence lointaine du rifting de l'Atlantique central au sud-ouest et de la Téthys alpine au sud-est. Muller et ses étudiants ont précisé comment chaque période a, par à-coups, transgressé la bordure méridionale de l'Eifel et de l'Ardenne depuis le golfe du Luxembourg. Chaque niveau va un peu plus loin vers l'ouest, et dépasse celui qu'il recouvre. À en juger par les cartes L1 et L2 qui rendent compte de la progression du Lias basal (Lefavrais-Raymond *et al.*, 1980), l'axe Renwez-Rethel constitue un rebord au-delà duquel l'épaisseur du prisme transgressif est sensiblement réduite. L'affleurement réputé le plus occidental de l'Hettangien est localisé dans le secteur de Florenville (Voisin, 1981). Des fossiles rapportés à l'Hettangien ont été identifiés dans le secteur de Renwez (Dubar, 1922 ; Bonte, 1941). Toutefois Mastrangelo (1984) a bien montré qu'à Arreux, Chatelet-sur-sormonne (**fig. 3C**), et Laval-Morency, ces fossiles sont des éléments remaniés dans un faciès conglomératique qui forme des lentilles en contact direct avec le socle, elles-mêmes recouvertes d'alternances de marnes sableuses et calcaires gréseux datés du Sinémurien. Elle souligne aussi qu'au nord d'Harcy, c'est le Sinémurien supérieur qui est directement sur le Paléozoïque, tandis qu'entre Harcy et Lonny, c'est le Sinémurien inférieur. C'est dans le couloir qui constitue ce rebord qu'ont été pratiqués les sondages au nord d'Harcy, qui m'ont amené à localiser un couloir faillé limitant au nord-ouest un compartiment abaissé dans lequel sont accumulés les sables résiduels issus de la décarbonatation du Sinémurien (voir plus haut).

Enfin, la carte géologique de Renwez à 1/50 000 et la carte de France au millionième montrent qu'au niveau de ce rebord soupçonné, une discontinuité cartographique est marquée par un brutal rétrécissement de la largeur d'affleurement du Lias et que le Crétacé transgresse directement le socle paléozoïque vers l'ouest, au-delà de ce rebord. Il y a donc certainement une zone faillée large dans le socle paléozoïque, polyphasée, ayant accommodé un léger mouvement de bascule de son compartiment oriental vers le centre du Bassin parisien entre le Jurassique et le Crétacé. Une autre structure analogue est localisée dans la région d'Hirson, où le Crétacé supérieur marin vient à son tour dépasser le Crétacé inférieur et recouvrir directement le socle paléozoïque (Meilliez, 2015). La carte géologique au millionième suggère toutefois que la bascule entre le Crétacé et les premiers dépôts du Paléogène a dû être plus forte. En effet, les quelques résidus de Paléogène à faciès continentaux couvrent la surface d'aplanissement dite sélandienne (voir plus haut). Et plus on s'en écarte, vers le sud, l'ouest ou le nord, plus les faciès marins sont abondants et les séries plus complètes. Or les auteurs s'accordent à reconnaître le caractère acyclique de cette surface sur l'étendue de l'Ardenne (Demoulin, 1995a). Il faut donc admettre que c'est le bassin sédimentaire qui s'est légèrement approfondi à la fin du Jurassique, entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur et surtout entre le Crétacé et le Paléogène. Ces faibles mouvements de bascule locale ont été accommodés sur des couloirs faillés qui s'enracinent dans les terrains du Paléozoïque mais sans vraiment entraîner leur rupture.

De tels mouvements d'accommodation locale répondent à des besoins d'ajustement consécutifs à des sollicitations aux limites de la plaque eurasiennne (Vrielynck, 2014). Durant le Jurassique supérieur, la Téthys entre en communication avec l'océan Atlantique central. Le futur territoire de l'Europe occidentale, en position tropicale, est largement marin mais de faible profondeur. Le rifting de l'Atlantique nord qui commence, bloque celui de la Mer du Nord à tel point que des structures faillées s'inversent (*in* Meilliez, 2016). Corrélativement un rift s'amorce dans le futur Golfe de Gascogne. Son ouverture durant le Crétacé inférieur entraîne la rotation antihoraire de l'Ibérie ; la déformation pyrénéenne va commencer. Au Crétacé supérieur, l'expansion de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne justifie la montée eustatique du niveau marin et le contexte transgressif sur la plate-forme. La grande sensibilité des faciès de la craie aux variations de profondeur et de courants permet de reconstituer une géodynamique du Bassin parisien (Amédéo et Robaszynski, 2014) : le Turonien supérieur est marqué par une grande baisse



eustatique entre deux montées bien marquées (Turonien moyen et Campanien) ; L'amplitude de la variation atteint les 150m.

En revanche le système de sollicitations aux limites change complètement avec le Cénozoïque. Au nord, l'océan Arctique commence sa phase de rifting. Au sud, l'Afrique pousse l'Ibérie contre l'Europe tout en achevant sa rotation. Le volcanisme thuléen commence, de même que celui de l'Eifel. La subduction de l'océan ligure au sud-est comprime aussi l'Europe occidentale et fait émerger des reliefs dont l'érosion fournit les argiles et sables du Paléogène. Transgressant depuis le nord, la trilogie marine dite landénienne, et les séries continentales qui lui sont associées recouvrent en discordance cartographique les dépôts sous-jacents. Les sables des Marquises, de Sévigny-la-forêt, en sont des témoins continentaux. La compression pyrénéenne provoque l'inversion de failles synsédimentaires antérieures faisant émerger des structures anticlinales dans le Pays de Bray et en Artois. Il s'ensuit une érosion des dépôts clastiques qui venaient de s'y accumuler, ainsi que la karstification des zones où la craie est sous l'effet du climat toujours tropical. Dans quelle mesure la partie occidentale de l'Ardenne a-t-elle été affectée par l'anticlinal de l'Artois ? La question reste ouverte (Meilliez, 2015, 2018).

C'est alors qu'au sud-est la collision entre les plaques africaine et eurasienne s'affirme. La compression nouvelle à laquelle la plaque eurasienne est confrontée semble ne pas permettre le dépôt de sédiments d'âge Eocène terminal sur la Champagne, la Lorraine, l'Ardenne ni l'Artois. De rares traces de dépôts yprésiens à lutétiens subsistent, comme sur la butte de Marlemont, ou sous forme d'éléments remaniés dans des sédiments plus récents en Thiérache, Cambrésis, Artois, Hainaut.

On peut penser que la croûte terrestre atteint sa limite de rupture à la compression à la fin de l'Éocène. De nombreuses dépressions méridiennes s'ouvrent dès le début de l'Oligocène : les graben du Rhin supérieur, du Rhin inférieur, de la Hesse (**fig. 1C**), les Limagnes et d'autres très nombreuses petites dépressions, jusqu'en Bretagne. Cette multiplication de fractures n'est sans doute pas étrangère au fort développement du volcanisme sur le Massif Schisteux Rhénan. Pourquoi pas sur l'Ardenne ?

Alors, de la Mer du Nord à la Méditerranée le Rift de l'ouest-européen (ECRIS : voir plus haut) s'individualise (Dèzes *et al.*, 2004). Ce qui provoque un relâchement des contraintes et permet à la convergence des plaques africaine et eurasienne de reprendre. La transgression de la mer oligocène sur le nord de l'ensemble Ardenno-Rhénan est facilitée par le relâchement temporaire des contraintes. Mais tout se passe comme si l'ensemble Ardenne-Champagne-Lorraine restait bien soudé et cohérent. Aucun dépôt ne permet de préciser ce qui se passe sur ces territoires. Durant l'Oligocène et le Miocène, une très large « gouttière » se forme au cœur du Bassin parisien, mais elle n'affecte pas l'axe Lorraine-Ardenne. Du moins, il n'en reste aucun témoin. Toutefois puisque plusieurs auteurs envisagent que les plus anciennes esquisses du réseau hydrographique actuel puissent remonter à la fin du Miocène, je trouve cette idée cohérente avec le schéma de rigidité ardenno-lorraine que je propose ici. Il est parfaitement compatible avec le schéma de retrait de la mer de la fin de l'Oligocène au Miocène. L'ensemble ardenno-lorrain joue alors le rôle d'avant-pays rigide tandis que se déforment le Jura et chaînons analogues, et que se remplissent les fosses molassiques péri-alpines.

Voisin (1982) considérait que le soulèvement ardennais s'est produit en deux temps donnant d'une part la surface enveloppe supérieure actuelle, avec une première phase d'incision hydrographique, puis une autre période reprenant l'incision à partir des larges vallées taillées au cours de la première phase. Un schéma en deux temps paraît obtenir l'assentiment des auteurs (discussion dans Demoulin & Hallot, 2009). Le premier épisode pourrait être pliocène, sans contrainte précise dans le territoire examiné ici. Le second pourrait intervenir durant le Pléistocène. Parmi ses effets, la capture au profit de l'Aisne d'une part du bassin amont de la Meuse (0,9 millions d'années), puis celle d'une autre part au profit de la Moselle (0,25 millions d'années). Sans doute d'autres captures pourraient affiner le schéma, dès lors qu'elles sont bien identifiées.

Cette hypothèse ne met en avant que l'aspect mécanique de l'affrontement entre plaques africaine et eurasienne. Mais un autre mécanisme intervient également : le gonflement mantellique, source du volcanisme eifélien (García-Castellanos *et al.*, 2000). Enfin, vu à une échelle locale, l'analyse très fine des terrasses alluviales de l'Yonne, de la Seine et de la Somme permettent de montrer qu'une part importante de l'incision hydrographique est due aux variations climatiques glaciaire/interglaciaire qui se succèdent depuis le début du Pléistocène (Antoine *et al.*, 2007). Les faits observés, selon leur contexte, témoignent plutôt de l'un ou de l'autre de ces phénomènes.

## 5. Bibliographie et sitographie

- Alexandre J., (1976) – Les surfaces de transgressions exhumées et les surfaces d'aplanissement. *In Géomorphologie de la Belgique.*, A. Pissart éd., Liège : 75-92.
- Amedro F. et Robaszynski F., (2014) – Le Crétacé du Bassin parisien. *In* Gély et Hanot, dir., Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série, **9** : 75-84.
- Antoine P., Limondin Lozouet N., Chaussé C., Lautridou J.-P., Pastre J.-F., Auguste P., Bahain J.-J., Falgueres C. & Galehb B., (2007) – Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme) : synthesis, and new results from interglacial deposits. *Quat. Sc. Rev.*, **26** : 2701-2723.
- Barale G., Meilliez F. & Voisin L., (1989) – Sur une flore du Jurassique Inférieur en bordure méridionale de l'Ardenne française (La Grandville, Ardennes). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **26** : 41-48.

- Bergerat F.**, (2014) – Traits structuraux et déformations méso-cénozoïques du Bassin parisien et du Fossé rhénan. In Gély et Hanot, dir., Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série, **9** : 33-37.
- Bonte A.**, (1941) – Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du Bassin de Paris. Thèse et *Bull. Serv. Carte Géol Fr.*, **42** (205) : 439 p. + 67 fig. et 12 pl. h-t.
- Camelbeeck T. & Megrahoui M.**, (2004) – Geological and geophysical evidence for large palaeoearthquakes with surface faulting in the Roer graben (northwestn Europe). *Geophys. J. Int.*, **132** : 347-362.
- Cazes M. & Torrelles G. [coord.]**, (1988) – *Étude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS – Profil Nord de la France*. Technip, Paris : T1 (260 p.), T2 (15 pl.).
- Cloethings S., Burov E., Matenco L., Beekman F., Roure F. & Ziegler P.A.**, (2013) – The Moho in extensional settings : insights from thermo-mechanical models. *Tectonophysics*, Elsevier éd., **609** : 558-604.
- Demoulin A.**, (1995a) – L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. In Demoulin éd., *L'Ardenne, Hommage au Pr. Pissart*, Univ-Liège : 68-93.
- Demoulin A.**, (1995b) – L'Ardenne bouge toujours. In Demoulin éd., *L'Ardenne, Hommage au Pr. Pissart*, Univ-Liège : 110-135.
- Demoulin A.**, (2006) – La néotectonique de l'Ardenne-Eifel et des régions avoisinantes. *Acad. R. Belg., Mém. Classe Sci.* **25** : 252 p.
- Demoulin A. & Hallot E.**, (2009) – Shape and amount of Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). *Tectonophysics*, **474** : 696-708.
- Dézes P., Schmid S.M. & Ziegler P.A.**, (2004) – Évolution of the European Cenozoic Rift System : evolution of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, Elsevier éd., **389** : 1-33.
- Dubar G.**, (1922) – Note sur le Lias des environs de Renwez (Ardennes). – *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **XLVI** : 30-35.
- Foucault A., Raoult J-F., Cacca F. & Platevoet B.**, (2008) – Dictionnaire de Géologie. *B.R.G.M. édit.*, Dunod, 8<sup>e</sup> édition : 396 p.
- Fuchs K, Gehlen (von) K., Mälzer H., Murawski H. & Semmel A., [coord.]**, (1983) – Plateau uplift ; the Rhenish shield, a case history. Springer-Verlag éd. 411 p.
- Garcia-Castellanos D., Cloething S. et Van Baelen R.**, (2000) – Modelling the Middle Pleistoceneuplift in the Ardennes-Rhenish Massif : thermo-mechanical weakening under the Eifel ? *Glob. Planet. Change*, **27** : 39-52.
- Gely J-P. et Hanot F., (dir.), Amedro F., Bergerat F., Debeglai N., Delmas J., Deroin J.-P., Doligez B., Dugué O., Durand M., Edel J-B., Gaudant J., Hanzo M., Houel P., Lorenz J., Robaszynski F., Robelin T., Thirry J., Vicelli J., Violette S., Vreilynck B., Wynns R. et coll.**, (2014) – Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série, **9** : 228 p. + 1 pl.
- Grimbérieux J., Laurant A. & Ozer P.**, (1995). – Les rivières s'installent. In Demoulin ed., *L'Ardenne, Hommage au Pr. Pissart*, Univ-Liège : 94-109.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friendenberg R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., Le Strat P., Mettraux M., Nalpas T., Prijeac C., Rigollet C., Serrano O. & Grandjean G.**, (2000) – Meso-cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, **13** : 189-245.
- Gosselet J.**, (1888) – L'Ardenne. *Mém. serv. Carte géol. France*, Paris : 881 p.
- Hatrival J-N.**, (2015) – Compte rendu de la sortie du 25 avril : travaux de l'autoroute A304 entre Le Tremblois et Le Cheval Blanc. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ard.*, **105** : 10-15.
- (de) La Vallée Poussin C.**, (1875) – Excavation de la vallée de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **3** : LV-LIX.
- Lefavrais-Raymond A., Mouterde R. & Rioult M.**, (1980) – Hettangien (carte L1), Sinémurien basal (carte L2). In Debrand-Passart S. (coord.), *Atlas de la synthèse géologique du Bassin de Paris*, vol. II.
- Leriche M.**, (1923) – Révision de la feuille de Cambrai : le massif tertiaire de l'Arrouaise. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 146, **XXVI** : 158-164.
- Maillot H., Debey M., Di Cola F., Remy P., Verweirde C. & Meilliez F.**, (1983) – Prospection géophysique appliquée à la reconnaissance de gisements de matériaux sur le plateau de Rocroi (Ardennes). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **CII** : 175-182.
- Mastrangelo A.**, (1984) – Les formations de la base de la transgression liasique sur le socle ardennais (Renwez – 1 :50 000). *Mém. D.E.A.*, Univ. Sc. Tech. Lille : 50 p. + 2 pl. h-t.
- Meilliez F.**, (2015) – Paléoaaltérations et paléomorphologies, des observations éphémères – Exemples autour de Fourmies (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **22** (2<sup>e</sup> série) : 101-107.
- Meilliez F.**, (2016) – Le Cambrésis masque-t-il un lien ou une discontinuité structurale entre l'Artois et l'Ardenne ? *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **23** (2<sup>e</sup> série) : 17-30.
- Meilliez F.**, (2018) – Un nœud structural à la jonction du Cambrésis, de la Thiérache et du Vermandois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **24** (2<sup>e</sup> série) : 56-70.
- Meyer W. & Stets J.**, (2002) – Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). *Neth. J. Geosci.*, **81** : 217-221.
- Muller A.**, (1987) – Structures géologiques et répartition des faciès dans les couches méso- et cénozoïques des confins nord-est du Bassin Parisien. *Mém. h-s.*, n°6, *Bull. Inf. Géol. B. Paris* : 87-103.

- Pénisson J.-P.**, (2009) – La Houillère : mise au jour récente du Sinémurien inférieur. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ard.*, **98** : 52-55.
- Van Balen R., Houtgast R. Van Der Wateren F., Vandenberghe J. & Bogaart P.**, (2000) – Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardenne and the Roer Valley Rift System. *Glob. Planet. Change*, **27** : 113-129.
- Voisin L.**, (1968) – Observations sur les formations superficielles aux Marquisades (de St-Nicolas (Ardennes)). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **CII** : 135-143.
- Voisin L.**, (1981) – Analyse géomorphologique d'une région-type : l'Ardenne occidentale. Serv. Reprod. Thèses, Univ-Lille III : 2 tomes, 884 p.
- Voisin L.**, (1982). – Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **LXXXVIII** : 203-207.
- Voisin L.**, (1987). – Quelques remarques à l'occasion des travaux routiers dans la région des Mazures en 1987. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ard.*, **77** : 53-56.
- Voisin L.**, (1995) – Le kaolin en Ardenne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ard.*, **85** : 64-70.
- Voisin L.**, (1996) – La butte de Regniowez. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ard.*, **86** : 21-27.
- Vrielynck B.**, (2014) – Géodynamique du Bassin parisien dans le contexte de la plaque eurasiennne. In Gély et Hanot, dir., Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série, **9** : 44-47.

#### Sites internet

- Bureau Central Sismologique Français : <http://www.franceseisme.fr/#>
- Geoportail : <https://www.geoportail.gouv.fr/>
- Infoterre : <http://infoterre.brgm.fr/>