

UN NŒUD STRUCTURAL MOBILE A LA JONCTION DU CAMBRÉSIS, DE LA THIÉRACHE ET DU VERMANDOIS

A mobile structural crux underneath Cambrésis, Thiérache and Vermandois lands

Par Francis MEILLIEZ*

Résumé. – A l’affleurement, le massif varisque de l’Ardenne s’ennoie à l’ouest sous une couverture méso-cénozoïque très lacunaire, plus ou moins altérée selon les périodes de submersion marine versus d’émersion avec altération météorique. Les données disponibles conduisent à l’identification de failles synsédimentaires modestes (Jurassique inférieur à Crétacé supérieur). Sont ensuite discutées : leur relation avec les structures géologiques voisines, leur influence sur la morphologie et le réseau hydrographique actuels. Leur lien avec les structures varisques sous-jacentes est à rechercher.

Abstract. – *The Ardenne variscan massif plunges westwards below an incomplete meso-cenozoic sedimentary cover. This is more or less weathered depending on successive periods of marine versus aerial exposure. Available data have led to identify synsedimentary faults (lower Jurassic to upper Cretaceous). Their relationships with neighbour structural features are discussed, as with water network and present morphology. Links with old variscan structures are still to be re-examined.*

Mots-clés. – Varisque, Ardenne, post-varisque, failles synsédimentaires, réseau hydrographique

Key words. – *Variscan, Ardenne Massif, post-variscan, synsedimentary faults, hydrographic network*

I. – INTRODUCTION

L’Ardenne est un massif ancien dont la signification est double : c’est le relief résiduel d’un segment de l’avant-pays de la chaîne varisque, et en même temps un effet d’ajustements intraplaques, résultant des interactions entre trois processus tectoniques et magmatiques de long terme, en cours (Clothing *et al.*, 2005) :

- Un flambage crustal consécutif aux collisions entre Afrique et Eurasie, responsables de la surrection des Pyrénées et des Alpes ;
- L’intumescence du Massif Ardenno-Rhénan induite par des processus mantelliques qui restent à identifier ;
- La progression de l’ouverture océanique de l’Atlantique nord (dès le début du Crétacé supérieur), puis de l’Arctique (dès le début du Cénozoïque).

Les interférences entre ces trois processus, variables dans le temps et l’espace et dont les dynamiques paraissent à première vue indépendantes, ont contribué à la différenciation progressive du système de rift cénozoïque européen (ECRIS : Dèzes *et al.*, 2004 : Fig.9). Les travaux évoqués ci-dessus renouvellent les approches cinématique et historique du contexte géologique du territoire examiné ici qui couvre des cicatrices structurales varisques (Raoult & Meilliez, 1987).

Je désignerai comme *Ardenne alpine* la partie occidentale (à l’ouest du Rhin) du bombement morphologique ardenno-rhénan. Ce bombement amène à l’affleurement des terrains paléozoïques et se manifeste au travers d’une frange d’influence au travers des dépôts post-varisques qui en constituent la couverture méso-cénozoïque. Et, par commodité, je désignerai comme *Ardenne varisque* le tronçon de l’avant-pays orogénique qui affleure partiellement entre le Rhin et la Sambre puis se prolonge sous le Nord – Pas-de-Calais. Cet article identifie diverses structures dans la couverture de l’Ardenne alpine qui peuvent être lues comme ré-

vélant certains épisodes de réactivation tectonique depuis la fin de la collision varisque. Il en appelle un autre qui, ultérieurement, révisera l’interprétation structurale de l’Ardenne varisque.

Après avoir résumé ce contexte, il sera nécessaire de montrer les raisons pour lesquelles, sur le territoire examiné ici, l’organisation du réseau hydrographique actuel révèle une quasi indépendance par rapport à la morphologie et à la structure géologique sous-jacente. Par ailleurs, ce territoire se comporte actuellement comme un véritable château d’eau du nord-ouest européen, sans pour autant en être un point haut. Il est pourtant de plus en plus menacé par une pénurie de la ressource en eau. L’évolution climatique plio-quaternaire interfère avec les mécanismes évoqués ci-dessus pour enclencher des processus qui contribuent encore à modeler la morphologie régionale, et contrôler la répartition spatiale des zones d’érosion/sédimentation. Mais elle ne suffit pas à expliquer les orientations divergentes des bassins versants.

II. – LE CONTEXTE GEOLOGIQUE POST-VARISQUE

Après la consolidation varisque, les futurs territoires français et espagnols, soudés avant la rotation relative antihoraire de l’Espagne durant le Crétacé inférieur, ont figuré en bordure méridionale du supercontinent Pangée, baigné au sud-est par le paléocéan Téthys (Vrielynck, 2014). Durant les quelques 50 millions d’années qu’a duré le Permien, les reliefs de la Chaîne Varisque – qui avaient probablement dépassé les 5000 m – ont été largement altérés et émousés. Une subsidence active a individualisé de vastes bassins entre lesquels ont subsisté des reliefs résiduels très aplanis, comme l’Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan (Ziegler *et al.*, 2004). Dans ce contexte, au nord-ouest, ont été submergés une bonne part des Iles Britanniques, de la Mer du Nord et de la Manche, tandis que, le futur Bassin parisien commençait à se différencier à partir de l’est (Guillocheau *et al.*,

* Université de Lille, UMR 8187 CNRS/LOG, francis.meilliez@univ-lille.fr

2000). L'accumulation sédimentaire s'y est poursuivie par intermittences jusqu'au Miocène. Le maximum est localisé à l'est de Paris, dépassant les 3000 m dans la région de Château-Thierry (Gély & Hanot, 2014). De là, vers le nord-est, la série diminue de puissance d'abord progressivement, puis de façon assez brutale à l'aplomb d'une ligne qualifiée ici de flexure sud-ardennaise (Fig. 1) qui est, comme on le verra plus loin, une ligne de partage des eaux majeure. Une analyse de l'accommodation de la pile sédimentaire a conduit les auteurs à distinguer successivement : une période de croissance régulière du Trias au Crétacé supérieur (Campanien), suivie d'une période de faible croissance jusqu'à la transition Oligocène-Miocène durant laquelle, à un bref accroissement de l'accommodation, succède jusqu'à présent une période de réduction (Guillocheau *et al.*, 2000, fig.7).

Sur la carte géologique au millionième (Fig. 1), la ligne isopaque 500 de la série sédimentaire méso-cénozoïque est interrompue vers l'ouest, au nord de la Somme. Ceci rend compte d'un brusque amincissement, connu cartographiquement de longue date (Mégnien, 1980 ; Guillocheau *et al.*, 2000), en rive droite de l'Oise, au travers d'une bande rectiligne de 20 à 30 km de large, qui s'évase au sud entre la Somme et le Pays de Bray. Au nord-ouest de l'Oise, entre les Collines d'Artois et le Pays de Bray, la succession sédimentaire est plus réduite et lacunaire

qu'au centre du Bassin parisien. Elle est principalement constituée de carbonates, secondairement intercalés de pélites, et datés du Jurassique moyen au Crétacé supérieur ; elle est recouverte de pustules détritiques, témoins de dépôts paléocènes à éocènes. Sa puissance passe de 150 à 1500 m environ du nord au sud, avec un sur-épaississement sensible à la traversée de quelques failles (Somme, Eu, Bray, ...), qui témoigne de la réactivation synsédimentaire de failles plus anciennes durant le Mésozoïque (Gosselet, 1908 ; Mascle & Cazes, 1988).

Au nord des Collines d'Artois, une série limitée du Crétacé inférieur terminal à l'Eocène, très lacunaire et peu épaisse (moins de 300 m en France) recouvre le Front Varisque et se prolonge vers le nord par le Bassin de Bruxelles. Cette couverture méso-cénozoïque s'amincit vers l'est, où elle est imbriquée avec les altérites qui couvrent le Massif de l'Ardenne (Voisin, 1981).

III. – OBSERVATIONS RÉGIONALES

Une première publication (Meilliez, 2016) analysait le profil en long de l'Escaut supérieur, et redécouvrait les travaux antérieurs décrivant une évolution karstique du Cambrésis, responsable d'un réseau hydrographique fantôme assez important. De nos jours, ce territoire, parmi d'autres, recherche une eau ap-

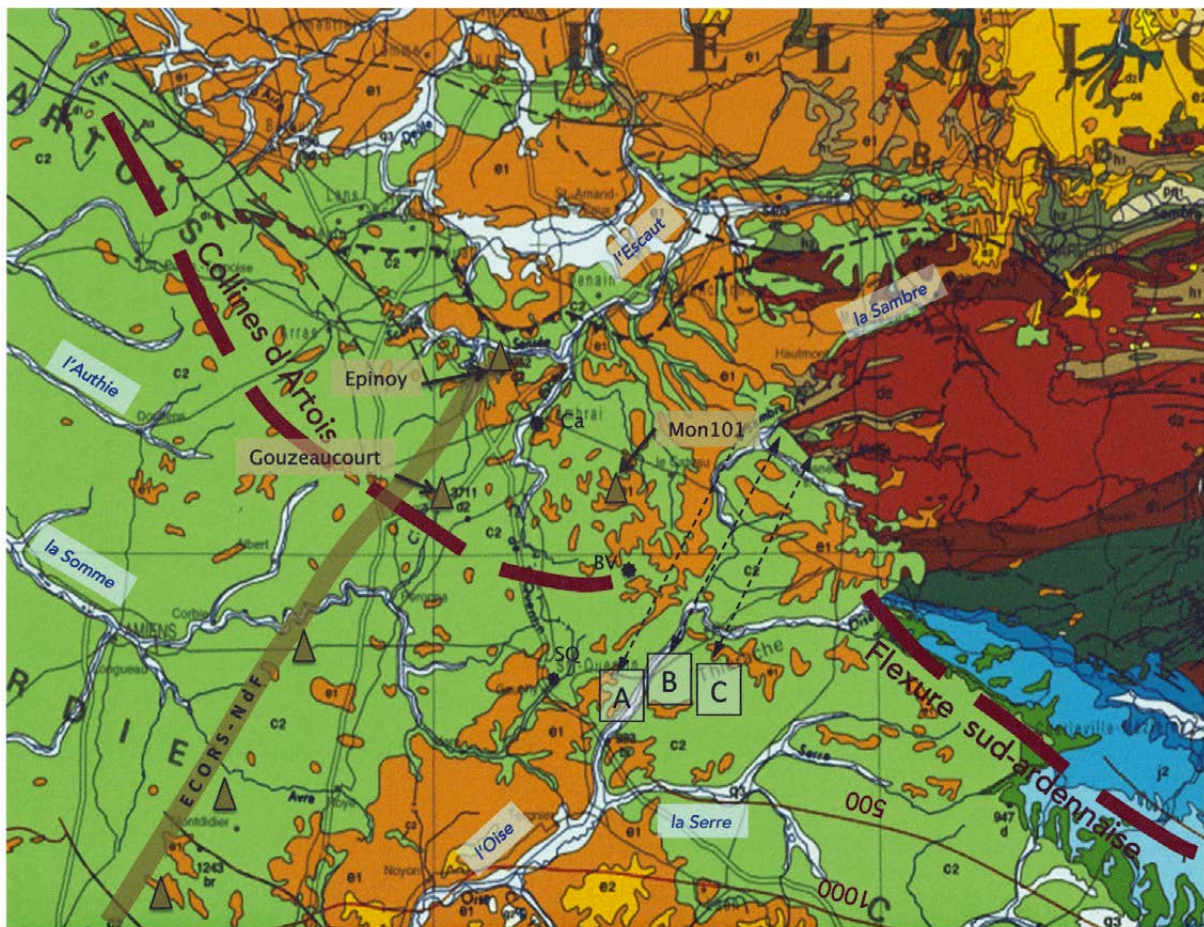


Fig. 1. – Extrait de la carte géologique de la France au millionième, et positionnement des données profondes disponibles : la trace du profil ECORS-Nord de la France (Cazes & Torreilles, 1988) et localisation de quelques sondages, dont trois profonds autour de Cambrai (Gouzeaucourt, Epinoi, Montigny-en-Cambrésis) ; la trace des trois coupes géologiques présentées dans cet article. Deux traits morphologiques majeurs : les collines d'Artois et la flexure sud-ardennaise.

Fig. 1. – Geological map (scale 10-6) and location of deep data : geophysical ECORS-NdF track (Cazes & Torreilles, 1988), and location of a few boreholes, three of them near by Cambrai (Gouzeaucourt, Epinoi, Montigny-en-Cambrésis) ; three geological sections as discussed in this paper. Two important geomorphological features : Artois Hills and the south-Ardenne flexure.

- La Somme et ses affluents supérieurs qui rejoignent directement la Manche.

Pourquoi, depuis quand, et jusque quand, ce territoire restreint, connu sous le nom de Massif de l'Arrouaise (Leriche, 1923) peut-il être un château d'eau d'aussi grande importance ?

Les géologues et géomorphologues qui ont sillonné ce territoire ont beaucoup publié. Il suffit de consulter, en ligne par exemple, les *Annales de la Société Géologique du Nord* (<http://iris.univ-lille1.fr/handle/1908/32/browse>). Mais tous ont publié sur un territoire trop petit pour s'interroger sur cette organisation structurale entre la Manche et la Meuse. L'enjeu ici est de comprendre ce qui différencie les quadrants. A première vue (Fig. 1), le quadrant oriental constitue la terminaison occidentale du massif ardennais, recouvert d'une série méso-cénozoïque très parcellaire et altérée. Aussi, en examinant de plus près la composition et la structure de cette couverture, et par comparaison avec les quadrants voisins, il doit être possible de déceler des périodes de mobilité relative ayant induit une différenciation sédimentologique et stratigraphique entre quadrants.

Tout se passe comme si le territoire considéré était organisé en fait en trois secteurs, discriminés par le plan de leur réseau de drainage (Fig. 2). Au pied de la ligne de partage des eaux de Pi-

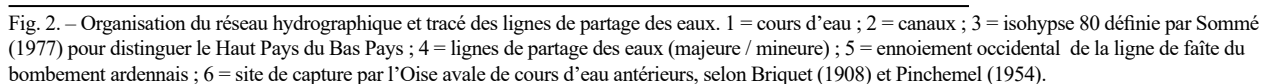


Fig. 2. – Catchment organization and divide tracks. 1 = rivers ; 2 = canals ; 3 = hypsometric lines as defined by Sommé (1977) for discrimination High vs Low Lands ; 4 = water divides (minor : major) ; 5 = western plunge of the Ardenne dome crest ; 6 = piracy location of ancient rivers by downstream Oise, according to Briquet (1908) and Pinchemel (1954).

cardie, en aval de Vadencourt, l'Oise collecte en rive gauche des affluents qui eux-mêmes drainent, sur leur rive droite, des ruissellements depuis la ligne de partage des eaux d'Auvilliers. En amont de Vadencourt, une vallée étroite et profonde est incisée dans le prolongement de l'Oise aval ; y coule le Noirieux. Dans l'angle droit formé par les lignes de partage des eaux de Picardie et du Vermandois, plusieurs cours d'eau en éventail convergent vers Amiens. De là, la Somme rejoint la Manche à l'issue d'un parcours très rectiligne et au profil longitudinal très plat, comme tous les autres fleuves côtiers entre la Seine et le Boulonnais. Au nord-est des lignes de partage des eaux d'Artois, du Vermandois et d'Auvilliers, les cours d'eau majeurs que sont la Sambre, le haut Escaut, la Scarpe et la Deûle s'écoulent globalement vers le nord-est, mais à des altitudes diverses.

Sommé (1977) avait déjà souligné l'incongruité du réseau hydrographique par rapport au relief ; le constat est identique avec la géologie de surface.

Au sud, l'Oise collecte les ruissellements de la couverture méso-cénozoïque dont la disposition en cercles concentriques caractérise le nord et l'est du Bassin parisien (Gély & Hanot, 2014). Mais la Serre, par exemple, s'écoule depuis la craie de Champagne au travers des couches cénozoïques pour rejoindre l'Oise à Tergnier, suggérant que ce système de drainage s'est surimposé à une structure déjà préalablement basculée (Fig. 1). Au sud-ouest, Pinchemel (1954) s'est étonné du fait que la ligne de partage des eaux de Picardie (Fig. 2), coure de façon continue depuis l'est de Saint-Quentin jusqu'aux environs d'Yvetot, dans le Pays de Caux, indépendamment de la géologie de surface, notamment à la traversée de l'anticlinal du Pays de Bray. A l'ouest, la ligne de partage des eaux de l'Artois coïncide avec la crête anticlinale de l'Artois depuis les environs de Fruges jusque Bapaume, point bas de cette ligne. Au sud-est de Bapaume, elle se prolonge par la ligne de partage des eaux du Vermandois qui remonte sur le Massif de l'Arrouaise, vers Bohain-en-Vermandois.

Les lignes de partage des eaux d'Artois, du Vermandois et d'Auvilliers sont quasiment alignées. Mais la première coïncide avec un anticlinal faillé à vergence nord, et la dernière avec une cuesta à regard nord, déterminée par les craies du Crétacé supérieur à l'ouest, la gaize oxfordienne à l'est. Quant à celle du Vermandois, sa signification est implicitement questionnée dans cette publication.

Au nord de cette ligne composite, les cours d'eau majeurs s'écoulent régulièrement vers le nord-est, que leur substrat soit d'âge cénozoïque, crétacé ou paléozoïque. Entre les lignes de La Capelle et d'Auvilliers, le dôme de l'Ardenne s'estompe à l'ouest de Rocroi dans un paysage très aplani, couvert de marais intermittents (les rièzes), dont les eaux se rassemblent en aval de Couvin avant de rejoindre la Meuse. La ligne de partage des eaux d'Auvilliers sépare ce dôme du Bassin parisien, tandis que celle de La Capelle le sépare d'un glacis qui descend régulièrement vers le nord-ouest jusqu'à l'Escaut. Ce glacis draine un réseau en peigne, en rive droite de chacun des deux cours d'eau majeurs orthoclinaux que sont la Sambre et l'Escaut, distants verticalement de 100 m et horizontalement de 20 km. Sommé (1977) a estimé qu'une telle inclinaison ne pouvait s'expliquer par le seul jeu de l'érosion ; il fallait faire intervenir de la tectonique. Plus loin vers l'ouest, la Scarpe, la Marque, la Deûle et la Lys moyenne s'écoulent vers le nord-est sur des terrains plats, indépendamment de leur composition géologique. La Marque a même commencé l'entaille d'une cluse dans un bombement des marnes turoniennes à Bouvines (Meilliez, 2014). L'Ostrevent est un territoire plutôt plat, encadré par l'Escaut et la Scarpe (Gosselet, 1897a), dont les quelques reliefs résiduels sont dus à des niveaux gréseux dans la couverture cénozoïque, qui ont large-

ment alimenté la production et l'exportation de pavés routiers (Dormard, 2013) et de pierres de construction (Gosselet, 1897a). La Pèvéle est un relief surbaissé taillé dans les dépôts détritiques fins du Paléogène, et dont la ligne de crête culmine à Mons-en-Pèvéle, et détermine une ligne de partage des eaux quasi rectiligne, très facile à déterminer. Les Weppes sont un bourrelet topographique formé par un monoclin (craie du Crétacé supérieur et détritique fin Thanétien) faiblement penté vers l'ouest, ennoyé sous les alluvions plio-quaternaires de la Lys et de ses affluents (Deschodt, 2015).

Une attention particulière doit être portée à la Scarpe, dont le cours affiché sur toutes les cartes officielles n'est pas le cours naturel (Ladrière, 1888 a et b, Louis & Collette, 2009). Le cours supérieur de l'actuelle Scarpe a été dévié vers Douai par un court canal creusé en travers d'un seuil crayeux de très faible amplitude et dépourvu d'alluvions. Avant la période médiévale, « la Scarpe d'Arras » rejoignait le cours actuel de la Sensée à Lécuse. On peut donc s'intéresser à la signification d'une disposition en peigne des affluents de rive droite de la Sensée complète, drainés sur une pente inclinée au nord. Le même dispositif caractérise la Lys supérieure (en amont d'Estaires), la Sensée naturelle (incluant la Scarpe d'Arras) et la Warnelle qui, au sud de Cambrai reçoit entre autres le Torrent d'Esnes (Leriche, 1932, 1933 ; Meilliez, 2016 : fig. 3)). Ces cours secondaires, qui descendent du Haut Pays (Deschodt, 2015 : fig.3), sont facilement responsables d'inondations brutales autant que passagères en cas de précipitations à caractère orageux.

2) La série méso-cénozoïque entre l'Artois et la Thiérache

L'influence de l'anticlinal faillé de l'Artois sur la répartition des dépôts méso-cénozoïques et leurs faciès, a été soulignée par tous les auteurs antérieurs. Complétant l'analyse de Cayeux (1890) par un travail de terrain très détaillé durant la première moitié du XX^{ème} siècle, Leriche (1909a et b, 1923, 1933, 1936, 1939, 1943, 1944) l'a particulièrement argumentée. Ses conclusions ont été intégrées dans les levés cartographiques à 1/50 000 : Le Cateau (Delattre & Mériaux, 1967), Cambrai (Celet & Charvet, 1968), Bohain-en-Vermandois (Celet & Monciardini, 1972), Péronne (Celet, 1978), Guise (Pomerol *et al.*, 1978), Saint-Quentin (Pomerol *et al.*, 1980) ; elles sont résumées dans le schéma de la Fig. 3. De plus, une intense activité d'exploitation de craies phosphatées, destinées à la fabrication d'engrais, s'est déroulée en de nombreux sites de Picardie durant le XIX^{ème} siècle et s'est doucement éteinte durant l'Entre-deux-Guerres (Gosselet, 1893, 1896, 1897b, entre autres). Une liste presque complète de ces sites, a été dressée avec description sommaire, pour constater de façon réglementaire l'arrêt définitif des travaux d'extraction (DRIRE-Picardie, 1994). Les gisements se présentent sous trois aspects : des surfaces durcies, des bancs congloméroïdes avec nodules à patine verte phosphatée, un sable phosphaté résidu d'altération, ce dernier faciès étant le plus riche en phosphates (effet placer : Foucault *et al.*, 2014). Quelques-unes des observations réalisées lors de l'exploitation de ces carrières n'ont jamais reçu d'explication satisfaisante jusqu'à présent, mais pourraient trouver place dans le scénario proposé ici.

a) Les dépôts du Crétacé supérieur

Bien que la base de la série datée du Crétacé supérieur n'affleure pas sur le territoire examiné ici il est nécessaire de se placer dans la dynamique transgressive qui ennoie progressivement le nord du Bassin parisien et l'Ardenne (Amedro & Robaszynski, 2014). Durant le Crétacé inférieur, un golfe marin venu de la Téthys avance vers le nord-ouest en rive gauche de l'Oise, qu'il dépasse au sud de la Somme. Après la régression de l'Aptien,

un nouveau cycle transgressif majeur commence. Dès l'Albien inférieur, le golfe s'accroît et établit une jonction avec la Mer du Nord, une montée eustatique générale effaçant les reliefs les plus bas. Les Sables Verts de l'Albien sont, par exemple, bien représentés dans la région de Fourmies (Meilliez, 2015), dans le secteur où s'estompe la ligne de partage des eaux de La Capelle (Fig. 2). L'installation de la mer de la craie se déploie ensuite, atteignant deux maxima eustatiques respectivement au Turonien inférieur et au Campanien, qui encadrent une chute eustatique sensible (Amedro & Robaszynski, 2014). Les faciès phosphatés congloméroïdes et les surfaces durcies sont également connus dans le Nord – Pas-de-Calais depuis longtemps sous le nom de tun, les auteurs s'accordant à considérer que le banc de tun le plus récent est très voisin de la limite du Turonien au Coniacien (Bonte *et al.*, 1964 ; Colbeaux *et al.*, 1975). Mais en Picardie tous les dépôts phosphatés enregistrés sont datés entre le Turonien supérieur et le Campanien (Fig. 3). Prenant pour un fait spécifique que les faciès phosphatés sableux sont répartis dans une bande large entre la Manche et l'Oise, au sud des Collines d'Artois, on peut proposer le scénario suivant : pendant la montée eustatique cénomano-turonienne, la tranche d'eau est restée suffisamment faible pour que les courants, les fortes tempêtes puissent balayer les points hauts qui deviennent des surfaces durcies, déstabiliser des sédiments peu consolidés et même libérer des coulées congloméroïdes intraformationnelles sur de très faibles pentes locales (Amedro & Robaszynski, 2014). Quelques séismes ont aussi pu contribuer à localiser les instabilités sédimentaires, rendant compte de failles synsédimentaires observées sur parois en exploitation, et figurées par Gosselet (1893, 1896, 1901). La descente eustatique du Coniacien a même pu provoquer çà et là des émergences temporaires des points hauts, y localisant les sables phosphatés par la dynamique des vagues. L'érosion ultérieure des hauts de l'Artois ne permet pas de préciser la limite septentrionale des émergences locales. Mais il semble qu'aucun gisement de sables phosphatés n'ait été signalé au nord des Collines d'Artois. Lors de la remontée eustatique qui a suivi jusqu'au Campanien, ces îlots temporaires ont pu être

recouverts de craie, fossilisant les sables. Si cette explication est recevable, alors elle implique qu'un bombement de la croûte supérieure, même modeste, se serait déjà formé entre la Somme et l'Artois, butant sur une discontinuité crustale qui fixera ensuite l'anticlinal dissymétrique de l'Artois. Au nord de ce butoir, la plate-forme constituant l'actuel Nord – Pas-de-Calais a pu être très faiblement gauchie en synforme, ne permettant pas d'autre émergence que sur les bordures du bassin, et donc pas de concentrations de sables phosphatés.

À l'occasion d'un travail, inédit à l'époque, effectué en 1991 pour l'Agence de Bassin Artois-Picardie, j'avais pu constater, en dressant des cartes en isohypses et isopaques des limites entre niveaux aquifères et non-aquifères, que la transgression du Crétacé supérieur est localement modulée dans l'espace par un jeu de failles synsédimentaires de directions WNW-ESE et SW-NE, fonctionnant en transtension ou en extension simple (Meilliez, 2016). Cette conclusion venait conforter, avec davantage de précisions, la synthèse générale de Colbeaux *et al.* (1977). Ce travail a ensuite été généralisé à l'ensemble du territoire sous-jacent au Nord – Pas-de-Calais (Minguely, 2007). La proposition avancée ci-dessus pour rendre compte de la répartition des faciès phosphatés est compatible avec la fragmentation contemporaine observée tant dans la région que de part et d'autre de la Manche (Duperret *et al.*, 2012).

b) Les dépôts cénozoïques

Sur ce territoire restreint, de transition entre l'Artois et l'Ardenne d'une part, entre le Bassin parisien et celui de Bruxelles d'autre part, les dépôts cénozoïques peuvent être décrits comme deux ensembles distincts. Du Paléocène moyen à l'Eocène supérieur, un ensemble encadré d'une transgression et d'une régression majeures couvre la craie de sédiments détritiques fins, dont la distribution met en lumière au moins deux cycles mineurs transgression/régression. Puis, à une longue période de lacune succèdent les dépôts éoliens de lœss périglaciaires qui scellent une paléomorphologie proche de l'actuelle, dont on peut suivre l'évolution subséquente (Sommé, 1977 ; Deschodt, 2015).

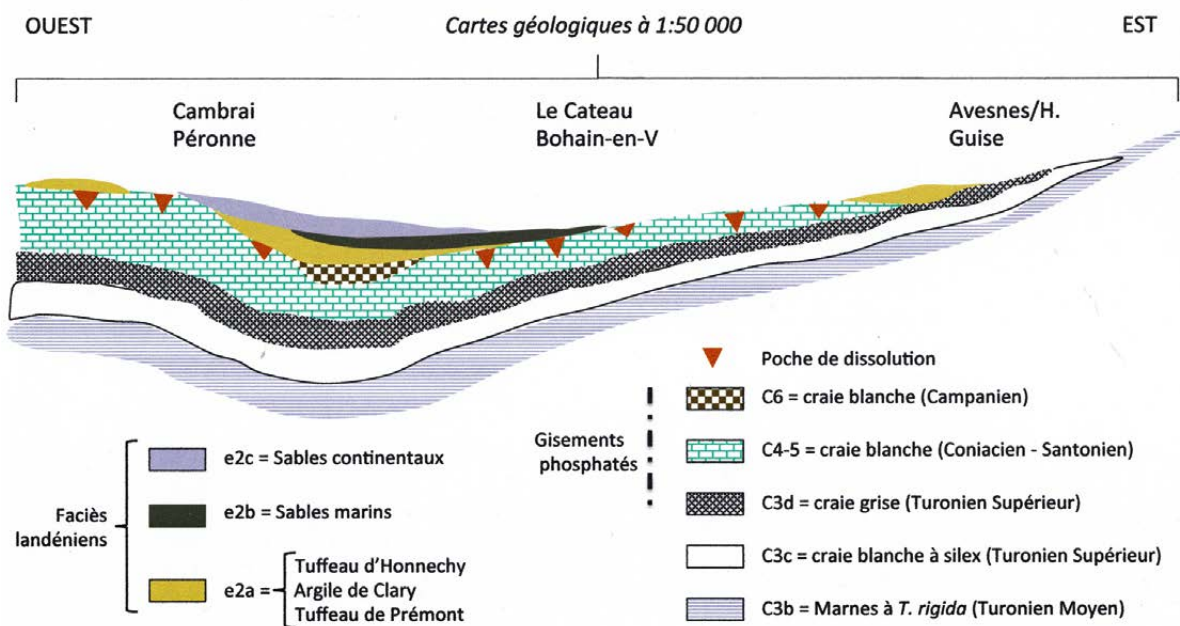


Fig. 3. – Schéma de la répartition spatiale des dépôts méso-cénozoïques entre l'Artois et l'Ardenne.

Fig. 3. – Sketch of the space distribution of the meso-cenozoic deposits between Artois and Ardenne.

La lacune constatée du Campanien supérieur au Thanétien inférieur est considérée comme un effet d'ajustements intraplaque, consécutifs à l'ouverture de l'Atlantique nord, de la rotation concomitante de l'Afrique qui induit la surrection des Pyrénées et des zones internes alpines (Dèzes *et al.*, 2004 ; Vrielynck, 2014 ; Wynns, 2014). Pour reprendre l'expression de ce dernier auteur, le territoire examiné ici est alors soumis à une altération soustractive le long de ce qui sera la ligne de crête de l'anticlinal de l'Artois. On peut comprendre aussi qu'un réseau hydrographique naissant descende de ces nouveaux reliefs et commence à inciser la craie, en s'immiscant préférentiellement dans les fractures nouvelles que ces ajustements ont provoquées sur la plate-forme. La craie est en effet un matériau très fragile, se fracturant très facilement en extension à l'extrados d'un dôme. Leriche (1909, 1923) a patiemment établi la trilogie qui transgresse ce nouveau paysage ; elle est aujourd'hui classique (Celet, 1969). La grésification partielle des sables continentaux qui la couvrent (Fig. 3), due à un batillement de nappe, est à l'origine d'un essor de l'économie régionale durant les XVIIIème et XIXème siècles (Gosselet, 1897a ; Dormard, 2013). L'Yprésien s'est probablement déposé presque partout, mais a aussi été très largement érodé puisqu'on ne le trouve qu'à l'état de blocs et galets parfois fossilifères, remaniés dans des loëss et limons divers, plio-quaternaires (Celet, 1969).

Il est admis que c'est pendant le Lutétien, probablement supérieur, que la compression d'origine pyrénéo-alpine a atteint son paroxysme et provoqué la compression de tout l'avant-pays jusqu'en Mer du Nord (Dèzes *et al.*, 2004). Cette sollicitation est diversement accommodée dans l'avant-pays en fonction des structures préexistantes. L'émergence de l'anticlinal de l'Artois date de

cette époque (Gosselet, 1908), comme celui du Pays de Bray (Wynns, 2014). Quelle épaisseur de dépôts (détritiques et craies) a été enlevée ? Nul ne le sait. Durant cette nouvelle période d'exondation, longue (Lutétien supérieur à Pléistocène, plus de 40 millions d'années) la craie a de nouveau été exposée aux intempéries. Les périodes chaudes et humides ont notamment amorcé une érosion karstique notable dont les traces sont observables tout le long de la crête de l'Artois (Leriche, 1923, 1932, 1933 ; Delay *et al.*, 1992 ; Bonnet *et al.*, 1996 ; Maqsooud *et al.*, 1996). Là où la craie était déjà dénudée, la dissolution a progressé et formé des poches dans lesquelles se sont invaginés, outre une pellicule noirâtre d'argiles de décalcification et des silex, quelques dépôts détritiques fins d'âge thanétien, mais aucun témoin d'âge yprésien ni lutétien (Richez & Bonte, 1953). Là où une couche argileuse thanétienne, protectrice, s'est maintenue, la dissolution n'a quasiment pas affecté la craie ; elle n'est devenue effective qu'en fonction des progrès de l'érosion, sous un dépôt perméable, sable ou limon, ou à l'air libre (Bonte *et al.*, 1955 ; Bonte, 1971). C'est pourquoi, aujourd'hui encore, de nombreux points hauts, couverts de bosquets dans le paysage, sont formés de sables aquifères dont le plancher est une couche d'argile thanétienne. Selon la pluviométrie, ces aquifères relâchent leur eau de façon plus ou moins violente et durable dans le réseau karstique durant les semaines ou mois suivants, ce qui peut provoquer des inondations épisodiques locales (Leriche, 1932, 1933).

3) Les coupes géologiques le long de la haute vallée de l'Oise

La succession temporelle des dépôts en place étant établie, il reste à préciser leur disposition spatiale. Pour cela il faut s'attacher à suivre quelques surfaces suffisamment bien connues au

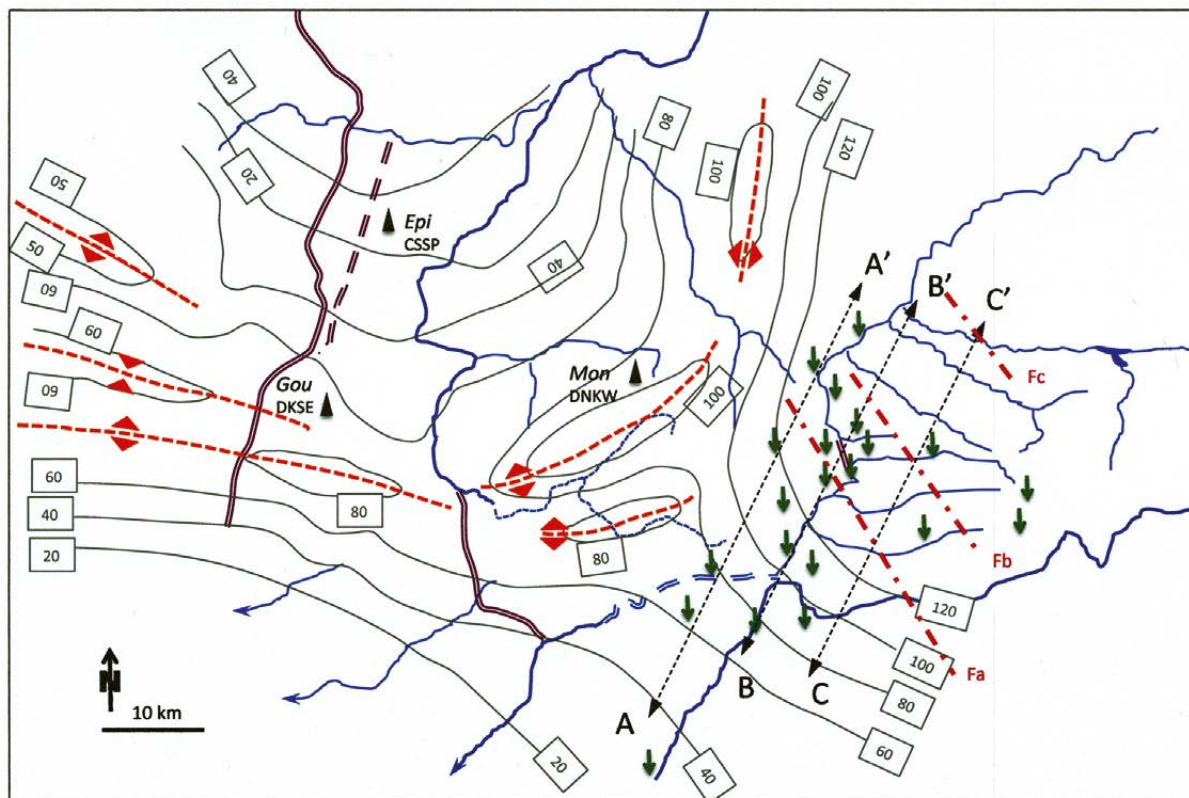


Fig. 4. – Même fond de carte qu'en Fig. 2, mais avec les isohypses du toit des marnes turoniennes (c3b) selon Celet (1956, 1969). Les trois forages profonds sont accompagnés du code permettant de les retrouver dans la Banque du Sous-Sol (BSS du site Infoterre). Les sondages ayant permis d'instruire les coupes A, B et C (Fig. 5) sont localisés par une flèche.

Fig. 4. – Same map as in fig. 2. However hypsometric lines for the roof of Turonian marls (c3b) are added, according to Celet (1956, 1969). The three deep boreholes are indicated with their BSS code (see Infoterre internet site). Boreholes that were used for drawing cross-sections A, B, C (Fig. 5) are located with an arrow.

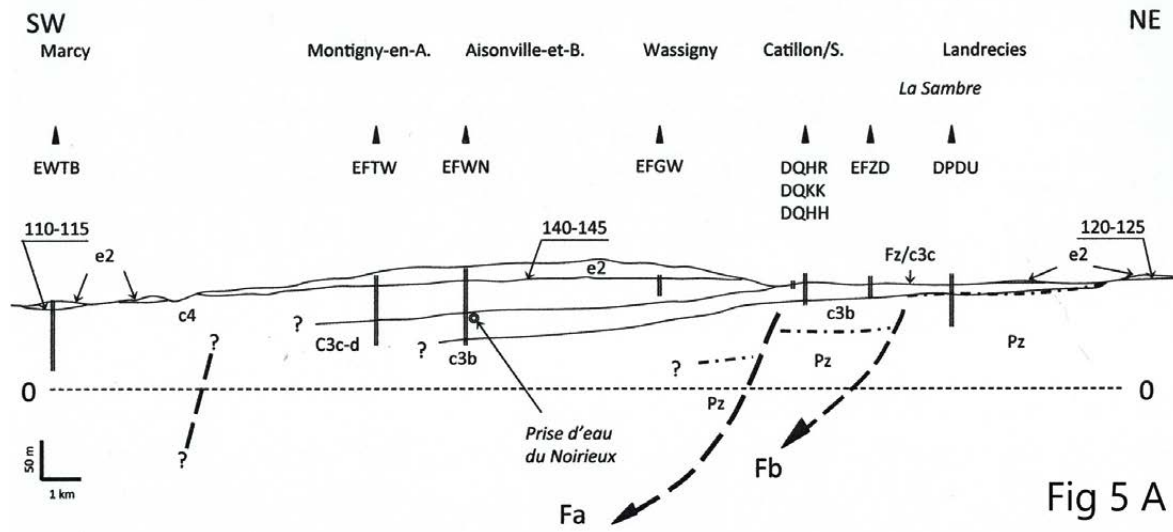


Fig 5 A

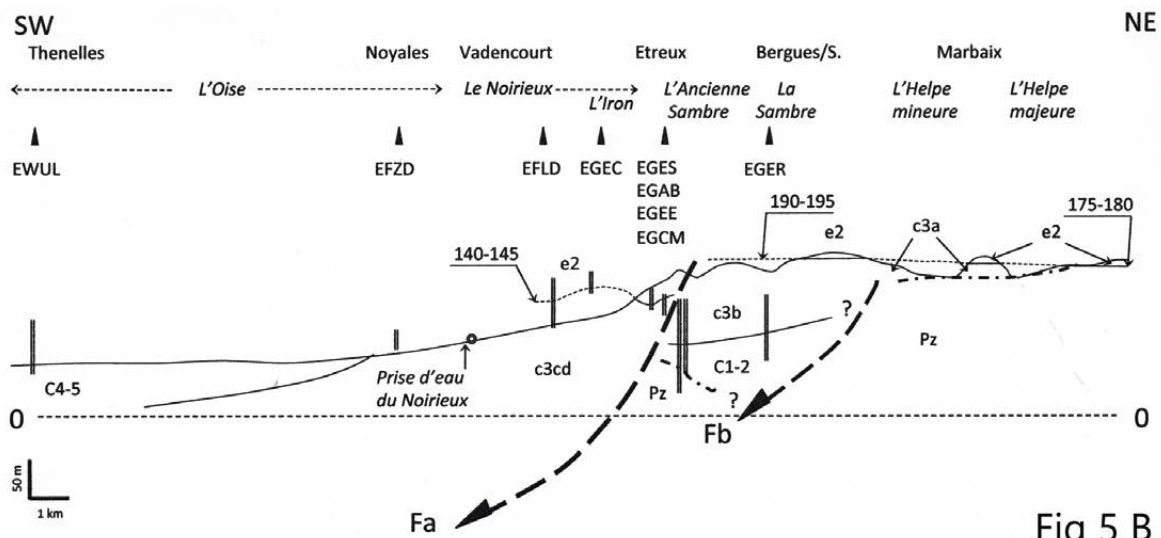


Fig 5 B

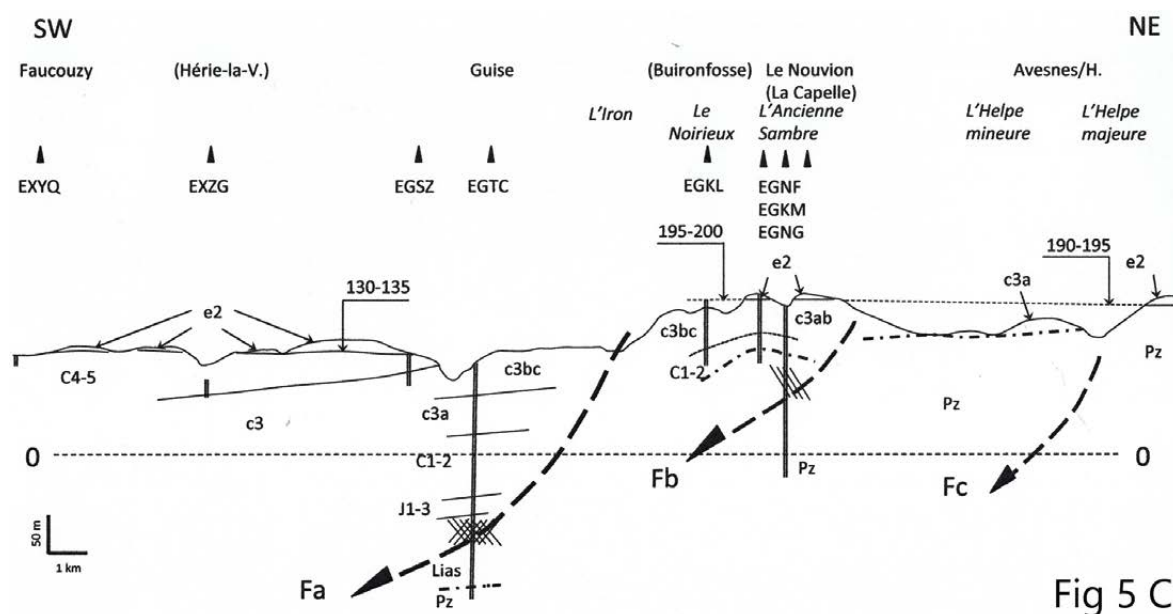


Fig 5 C

Fig. 5a, b et c. – Coupes géologiques positionnées en Fig. 4 et construites à partir de sondages renseignés dans la BSS (localisés en Fig. 4). Exagération verticale : x 20.

Fig. 5a, b, c. – Cross-sections as located on fig. 4. Utilized boreholes are all extracted from BSS (Infoterre).

travers du territoire, après avoir validé leur signification. Ce travail a été réalisé sur la base de trois coupes géologiques parallèles, proches l'une de l'autre (Fig. 1 et 4). La coupe centrale est calée sur la vallée de l'Oise moyenne et du Noirieux qui la prolonge ; l'une est située 5 km à l'ouest, traversant le massif de l'Arrouaise ; l'autre est située 8 km à l'est, traversant l'extrémité occidentale de la flexure ardennaise (Fig. 1). Toutes sont calées sur des sondages renseignés dans la Banque du Sous-sol (BSS : site internet Infoterre).

a) Les surfaces repères

Trois surfaces ont été particulièrement retenues, car elles sont potentiellement présentes sur l'ensemble du territoire : le toit du Paléozoïque, le toit des marnes turoniennes qui est un plancher d'aquifère, la base des dépôts cénozoïques.

Le toit du Paléozoïque est connu à l'affleurement à la périphérie du massif de l'Ardenne (Hatrival *et al.*, 1969). Dans le détail, la surface est irrégulière, altérée partout dans ce secteur comme le met en évidence le hasard des travaux (Meilliez, 2015). Elle a aussi été reconnue par diverses méthodes de géophysique profonde sous la large bande balayée par le projet ECORS-Nord de la France (Cazes & Torreilles, 1988). Elle est enfin traversée par divers sondages anciens (CFP *et al.*, 1965 ; Mascle & Cazes, 1988, BSS du site Infoterre) et divers travaux occasionnels, notamment pour la recherche d'eau dans le secteur des sources de l'Oise et de la Sambre d'une part, de la Somme et de l'Escaut d'autre part (Fig. 4). Dans les trois sondages profonds, réalisés pour la recherche d'hydrocarbures, le toit du Paléozoïque a été traversé vers la cote +10 à Montigny-en-Cambrésis, 0 à Gouzeaucourt, -100 à Epinoy (Fig. 4).

Le toit des marnes turoniennes (c3b) est aisé à identifier car c'est le plancher d'un niveau aquifère, dont l'affleurement est proche de sources permanentes ou épisodiques dans toute la région (Leriche, 1909a, 1923). Pour cette raison, cette surface affleure dans la partie basse de presque tous les versants de vallées. D'où le choix de Celet (1956, 1969) pour en tracer une carte en isohypses (Fig. 4).

Le plancher des dépôts cénozoïques n'est pas un repère stratigraphique mais uniquement structural. Il matérialise la paléomorphologie qui a été progressivement ennoyée par la transgression thanétienne, aux retouches postérieures près. La trilogie tuffeau / argile / tuffeau définie par Leriche (Fig. 3) permet de distinguer le territoire protégé par la couche d'argile de celui qui, plus élevé en altitude, ne l'était pas. La dissolution a été plus longtemps active sur le second que sur le premier. Et, comme signalé plus haut, dans le territoire protégé de la dissolution par l'argile, les sommets de buttes actuelles sont couverts de bosquets, et l'habitat s'est historiquement implanté à proximité des lignes de sources. C'est le cas de Bohain et Busigny par exemple (Fig. 2).

b) Les coupes géologiques

Sur la coupe occidentale (Fig. 5A : AA'), le plancher des dépôts cénozoïques esquisse un vaste dôme dont le faite est situé vers 140-145 m au sud de Wassigny, alors qu'il est 20 m plus bas à environ 11 km au nord, et 30 m plus bas environ 11 km au sud. L'absence ou la présence du Tuffeau de Prémont à la base de la série (Fig. 3) ne justifie pas un tel écart. Le dôme plus marqué qui module la topographie d'aujourd'hui se superpose donc à un dôme de la base de la série cénozoïque acquis, lui, lors de déformations intervenues à partir du Lutétien (§ II). Les sondages contraignent au décalage par failles du toit du Paléozoïque. Le toit de la craie marneuse à *T. rigida* (c3b) est cohérent sur l'ensemble des sondages disponibles et ne nécessite pas d'être dé-

calé par l'une ou l'autre des failles rendues nécessaires dessous. Ceci suggère que le c3b ait scellé ici les effets de la tectonique distensive.

Sur la coupe orientale (Fig. 5C : CC'), la base de la série cénozoïque est quasi horizontale jusqu'au Noirieux supérieur. Au sud de Guise, elle est très faiblement pentée vers le sud où elle couvre directement les craies du Coniacien-Santonien. Un rejet apparent vertical de l'ordre de 60 à 70 m la décale sans que l'on puisse, sur cette coupe caractériser l'action d'une ou plusieurs failles entre Guise et le cours de l'Iron. En-dessous, le toit du Paléozoïque est bien renseigné et révèle la présence de failles normales non décrites sur les cartes géologiques. Le sondage de Guise (Gosselet, 1879) démontre la présence du Jurassique et l'accumulation différentielle du Crétacé supérieur (Sables Verts notamment). Dans ce sondage, à 197 m de profondeur, sur près de 40 m de hauteur, « on ne retire plus rien du curage que de l'eau blanchâtre, toute la matière pulvérisée disparaît dans les fissures du sol », puis « l'eau jaillit ». Ce hiatus correspond probablement au passage d'une faille comblée de matériau finement pulvérisé et imperméable, dont la charge hydraulique a été libérée par le sondage. Le Dogger est identifié au-dessus, et le Lias au-dessous. La coupe suggère, mais ne démontre pas, que cette faille pourrait émerger à peu près sous le lit de l'Iron. Les sondages EGKL, EGNF, EGKM et EGNL esquissent une structure d'apparence antiforme du toit du Paléozoïque. C'est peut-être vrai, mais c'est peut-être aussi le résultat de distorsions dues à la projection orthogonale de trois des quatre sondages sur la ligne de coupe. En effet, les sondages effectués à La Capelle et Buirfosse ont paru importants à rapporter car ils sont bien renseignés. Le dessin donne priorité à celui du Nouvion (EGKM de la BSS) situé sur la coupe CC' (Fig. 4 et 5C). Là, des terrassements pour une recherche d'eau en 1952, ont permis à Gérard Waterlot de décrire plusieurs couches de Calcaire Carbonifère, altérées et fracturées. Je suggère d'y voir passer une faille, et d'imputer à celle-ci également le décalage constaté du toit du Paléozoïque.

Enfin la coupe centrale (BB' : Fig. 5B) confirme le décalage du toit du Paléozoïque et celui de la base des dépôts cénozoïques par des failles normales. Il semble que l'on puisse y retrouver les failles Fa et Fb proposées sur la coupe CC'. Si cela devait être vérifié, alors il apparaît qu'en aval d'Etreux la base des dépôts cénozoïques aurait été ployée contre le plan de la faille Fa servant de butoir, ce qui trahirait une sollicitation de la faille en inversion. La forte exagération verticale de l'échelle rend caduque toute spéculation sur les pendages apparents. Le fait que cette coupe soit principalement localisée le long du fond de vallée très encaissé, fait que la plupart des sondages, localisés sur le plateau, sont projetés au-dessus du profil topographique. Ces sondages sont précis et nombreux. Et tous ceux qui sont répertoriés dans la BSS n'ont pas été représentés, par raison de lisibilité.

En résumé, ces coupes suggèrent que :

- Le dépôt des sédiments jurassiques a été accommodé par un système faillé de type normal décalant le toit du Paléozoïque. Cela n'avait pas encore été démontré objectivement dans ce secteur.

- L'Albien (Sables Verts) a bien atteint et recouvert la bordure sud-ouest de l'Ardenne. Les divers faciès marneux puis crayeux leur ont succédé, toujours en contexte distensif, encore sensible jusque dans le Campanien en Picardie-Artois-Flandre, en s'atténuant ici durant le Turonien, sans doute à cause de la proximité d'un socle rigide.

- L'ensemble de la série crétacée et son substrat ont légèrement basculé vers le sud avant la transgression thanétienne, discordante sur des terrains de divers âges. Cette apparente bascule pourrait être rapportée autant à la compression et la

baisse eustatique de la fin du Crétacé qui ont aussi exondé l'Artois, qu'à la subsidence continue du centre du Bassin parisien (Briaïs *et al.*, 2016).

- Toutefois, le gaufrage de la base des terrains cénozoïques (coupe AA') ou leur ondulation contre une faille synsédimentaire (coupe BB') suggèrent d'y voir une déformation sous l'effet d'une composante compressive nord-sud, accompagnant sans doute l'émergence de l'Eocène supérieur.

- Enfin, à la précision des reports près, en postulant que les trois failles indiquées sur les coupes aient une trace horizontale rectiligne, leur direction est à peu près NNW-SSE. Direction que l'on retrouve en surface dans la linéarité du cours de la Selle et dans l'orientation de la ligne de partage des eaux d'Auvilliers (Fig. 2 et 4).

Il n'est guère possible d'en dire davantage à partir des données présentées ici. En multipliant les sites d'études très détaillées, les archéologues vont peu à peu préciser les mouvements relatifs intervenus durant le Plio-Quaternaire (Antoine *et al.*, 2014 ; Deschodt, 2015). C'est ainsi que l'empilement des terrasses alluviales de la Somme n'est plus vu comme l'effet du simple soulèvement par à-coups de l'ensemble du territoire, mais plutôt comme les effets prépondérants de dix cycles glaciaire-interglaciaire qui se sont produits durant le dernier million d'années tandis que l'ensemble du territoire se soulevait légèrement (Antoine *et al.*, 2007). Le territoire manque donc de marqueurs géologiques en capacité d'éclairer la compréhension des événements durant le Néogène. Pour l'instant, on ne peut que spéculer à partir d'événements bien connus dans les régions limitrophes, en prenant en compte les comportements rhéologiques des matériaux constitutifs du territoire examiné ici.

IV. – DISCUSSION SUR LA CINÉMATIQUE RÉGIONALE

L'objectif est d'examiner si les résultats qui viennent d'être dégagés (§ III) sont compatibles avec les éléments d'un scénario intraplaque tel qu'il a pu être résumé en introduction.

1) Un scénario possible du Jurassique au Lutétien

L'individualisation du Bassin parisien au détriment du paysage post-varisque dont l'Ardenne est alors le témoin local est alors le premier marqueur. Le sondage de Guise marque une limite septentrionale à l'extension du Lias dans la région. Au-dessus, le Bathonien transgressif est connu à l'affleurement à l'est de Guise (vallée du Ton, Fig. 4), en sondages à Gouzeaucourt, et au sud de l'Authie (Mégny coord., 1980, II, carte JM6). Le Jurassique n'est mentionné ni dans le sondage de Montigny, ni dans celui d'Épinoy.

Un deuxième épisode tectonique est révélé par la discordance cartographique du Crétacé sur les divers terrains jurassiques, tant en bordure sud de l'Ardenne (Fig. 1) que dans le Boulonnais et le Pays de Bray (Guillocheau *et al.*, 2000). Cette discordance n'est pas perceptible dans les sondages étudiés ici.

Les grands cycles sédimentaires du Crétacé supérieur ne sont pas clairement identifiés dans le Bassin parisien (Guillocheau *et al.*, 2000). Des sédiments attribuables à la série du Gault (Aptien) et peut-être plus anciens ont été reconnus seulement dans le sondage d'Épinoy (Fig. 4). Ils sont surmontés des marnes et craies qui se succèdent du Turonien à la fin du Crétacé, présentes dans tous les sondages. Les analyses de cartes en isopaques et isohypses ont démontré l'activité d'une tectonique distensive durant le Turonien, s'estompant durant le Campanien (*cf.* II.2.a ci-dessus). Les coupes géologiques présentées ici illustrent les effets de cette activité tectonique (Fig. 5). Ils ont aussi été observés

sur les falaises côtières de part et d'autre de la Manche (Duperret *et al.*, 2012). Les divers événements locaux sont d'autant mieux calés dans le temps qu'une activité volcanique explosive, opérant en Mer du Nord a été révélée par les dépôts de cendres mêlées de sédiments en de nombreux endroits (Deconinck, 2014). C'est durant cette période que s'est inversée la sollicitation tectonique crustale générale : à la distension induite par l'ouverture de l'Atlantique nord a succédé une mise en compression due à la rotation de l'Afrique et au début de l'émergence des Pyrénées, suivie de peu d'une mise en compression alpine (Dèzes *et al.*, 2004 ; Vrielynck, 2014). L'intensité de cette phase a provoqué une redistribution du champ de contraintes en Europe, se traduisant par un basculement crustal de l'avant-pays péri-alpin et la vidange corrélative du Bassin parisien vers le nord, ainsi que quelques inversions tectoniques ressenties jusqu'en Mer du Nord (voir par exemple Huyghe & Mugnier, 1995). Il est donc compréhensible que de tels changements aient induit des ajustements variables selon la géométrie des structures crustales anciennes, comme la réactivation des failles de l'Artois (Gosselet, 1908). La combinaison de ces mouvements avec les variations eustatiques signalées (Amedro & Robaszynski, 2014) peut expliquer d'une part la genèse des gisements phosphatés sur des hauts fonds balayés de vifs courants, ainsi que l'évolution de certains d'entre eux en sables enrichis en phosphate par altération (*cf.* §II.2.a). Les émergences des anticlinaux du Pays de Bray et de l'Artois en sont une autre conséquence, à l'origine d'une première érosion partielle de la craie sur les points hauts (Wynns, 2014). Guillocheau *et al.* (2014, p. 218) parlent même de plis à courte longueur d'onde. Cela me semble difficile par raison rhéologique ; en surface, les sollicitations dans ce contexte général sont plutôt cassantes, donnant de minuscules horst et graben (métriques à décamétriques), comme Gosselet (1896, 1901) en a illustrés. Une couverture sédimentaire non consolidée a pu facilement glisser et se mouler sur de telles structures, donnant des plis métriques, vus comme des anomalies par les premiers observateurs. En revanche, des ondulations à grande longueur d'onde sont possibles (Briaïs *et al.*, 2016).

Le cycle sédimentaire du Paléogène engendre des accumulations sédimentaires différenciées de part et d'autre de l'antyclinal d'Artois, même si les faciès sont proches. À l'échelle de l'Europe, la croûte continentale est prise en étau entre la collision avec la plaque africaine au sud et le début de l'ouverture de l'océan Arctique au nord associé à un volcanisme abondant. Cette compression générale pourrait être responsable de l'amorce de l'intumescence du Massif Ardenno-Rhénan, par association de flambage crustal et de la fusion partielle du manteau supérieur par décompression locale (Clothing *et al.*, 2005), les deux processus étant capables de s'auto-entretenir par interactions. Ce qui expliquerait l'étendue des activités volcaniques sous cette partie du globe dès l'Eocène, et dont des traces sont encore perceptibles aujourd'hui dans le manteau (Rickers *et al.*, 2013).

Revenant au territoire régional exploré ici, les dépôts cénozoïques sont discordants sur tous les terrains sous-jacents. Les coupes ont montré que cette discordance pouvait être aussi décalée par faille normale (ou transtensive) en bordure de l'Ardenne (fig. 5c). Le début de la surrection ardennaise est bien établi par ailleurs, conduisant au façonnage d'une surface d'aplanissement éocène très bien conservée dans l'ouest de l'Ardenne (Voisin, 1981 ; Demoulin, 1995a). La compression pyrénéo-alpine qui se fait sentir dans la région à compter du Lutétien moyen (Vrielynck, 2014) peut rendre compte des ondulations observées à la base des dépôts cénozoïques sur la coupe BB' (Fig. 5b). Enfin cette compression pyrénéo-alpine est depuis longtemps tenue

pour responsable de la différenciation définitive de l'anticlinal de l'Artois, de l'érosion et du recyclage des dépôts yprésiens, ultérieurement retrouvés dans des poches de dissolution et dans des limons d'origines diverses.

Au-delà de cette phase sévère, on ne peut rien dire venant de la région elle-même. Il faut reprendre les abondants travaux réalisés sur l'Ardenne et le Massif Schisteux Rhénan pour tenter de comprendre à quelles sollicitations ce territoire a dû faire face. C'est ainsi que le Rhin inférieur et la Meuse inférieure se sont implantés dans des graben qui s'ouvrent en éventail depuis l'Eocène, dans la partie septentrionale du système de rift européen (Dèzes *et al.*, 2004). Des observations restent à interpréter, comme par exemple une structure antiforme picarde en rive droite de l'Oise, mais traversée par la ligne actuelle de partage des eaux de Picardie (Fig. 2), et qualifiée de « môle Bray-Artois » (Dupuis *et al.*, 1984). De nombreux auteurs se sont aussi attachés à retracer le développement du réseau hydrographique ardennais, les uns voyant la prépondérance d'une surimposition, d'autres de captures multiples par érosion régressive (Grimbérieux *et al.*, 1995). Briquet (1908) voyait l'effet d'une capture du cours supérieur de la Sambre par l'Oise dans le cours actuel du Noirieux (Fig. 2). Pinchemel (1954) a même localisé l'endroit de la capture (Fig. 2), mais en la situant dans un contexte un peu différent. Bref, pour avancer sur la compréhension de ces observations il est impératif de se focaliser sur ce que les géologues appellent « formations superficielles », imbriquant altérites de divers âges et divers types de limons corrélatifs de l'érosion. Les dépôts éoliens périglaciaires contribuent à préciser l'histoire du dernier million d'années (Antoine *et al.*, 2007, 2014). Ils scellent une adaptation en cours à d'importants mouvements verticaux

qui ont débuté peut-être vers la fin du Miocène, mais se sont amplifiés au cours du Pléistocène, en interférence avec les effets induits par l'évolution climatique (Demoulin, 1995b ; Van Balen *et al.*, 2000 ; Demoulin & Hallot, 2009 ; Sougneux & Vanacker, 2011). Cette analyse fait partie d'un autre travail à venir.

2) Les failles affectant le socle sont-elles polyphasées ?

Comme l'illustrent les coupes géologiques (Fig. 5), le socle varisque a été découpé par des failles normales accommodant les dépôts sédimentaires du Bassin parisien dès le Lias. Dans cette première approche de leur tracé avec les données disponibles ici, nous admettrons que les failles notées **Fa** et **Fb** puissent effectivement se correspondre d'une coupe à l'autre. Si cette hypothèse est vérifiée, alors il faut constater qu'elles s'amortissent à leur extrémité nord-ouest où le toit du niveau c3b est à peine fléchi au-dessus de leur trace (Fig. 5A). Reportée sur carte (Fig. 6), leur direction est proche de N150 (NNW-SSE). La différence de rejet constatée entre les coupes AA' et CC' au niveau du toit du Paléozoïque implique un pitch (pendage apparent dans le plan de la faille) de l'ordre de 1°, ce qui est tout à fait recevable. Même s'il s'agit d'une simplification, on peut raisonner sur cette base. Ces failles ont-elles une signification par rapport à d'autres structures géologiques connues ?

En Fig. 6 sont reportées les trois failles identifiées dans un précédent travail (Meilliez, 2016), dont l'une avait été décelée sur le terrain par Leriche (1936), Celet & Charvet (1968). Elles semblent en étroite relation avec le tracé de cours d'eau actuels, qu'elles peuvent avoir contribué à drainer sur une certaine distance. Ce n'est pas le cas des failles mises en évidence cette fois, hormis le fait d'être localisées dans le prolongement de la flexure

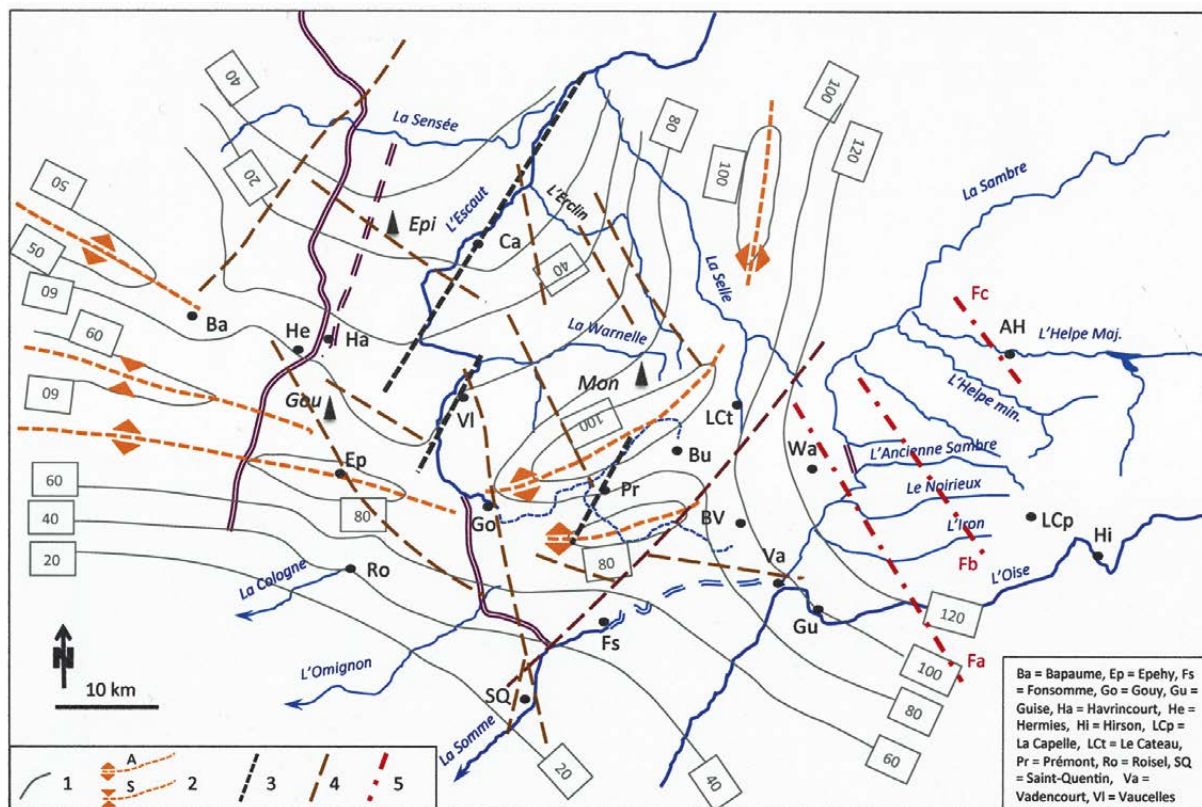


Fig. 6. – Carte de la Fig.4 sur laquelle ont été reportées : les failles (3) déterminées par Meilliez (2016), les failles (4) extraites de la carte de l'écorché infra-mésozoïque (CFP *et al.*, 1965), les failles (5) déterminées dans ce travail.

Fig. 6. – Same map as in Fig. 4. Have been added : faults (3) determined by Meilliez (2016), faults (4) extracted from the top-palaeozoic map (CFP *et al.*, 1965), faults (5) determined in this paper.

sud-ardennaise, qui est également une ligne de partage des eaux (Fig. 2). A noter aussi que le cours de la Selle est étrangement rectiligne par rapport aux autres affluents de rive droite de l'Escaut, et de même orientation que les failles **Fa** et **Fb**, lesquelles ne semblent pas être en rapport avec la morphologie du toit des marnes turoniennes (c3b) (Fig. 6).

La connaissance de la géologie du toit du Paléozoïque est essentiellement due aux cuttings récoltés lors de forages réalisés lors d'une campagne d'exploration (CFP *et al.*, 1965). L'âge des échantillons récoltés a été attribué sur la base de restes de macro-fossiles lorsqu'il y en avait, sinon au faciès, ce qui peut avoir été source d'erreurs d'interprétation. Le principal résultat de cette campagne a été la mise en évidence que sous la Picardie, l'Artois et la Flandre se retrouvait la même logique structurale que celle établie par les divers géologues ayant cartographié l'Ardenne. C'est sur ce constat qu'a été identifié le Synclinorium de Dinant sous la Picardie, mais avec une direction dite armoricaine (NW-SE). Pour la raccorder à la structure éponyme en Ardenne, de direction dite varisque (WSW-ENE), il fallait dessiner une double charnière, suggérant que l'ensemble du synclinorium fut affecté d'un pli dissymétrique plongeant très faiblement et approximativement vers le nord (Fig. 7). L'idée d'une telle continuité d'ouest en était guidée par la continuité du gisement houiller et des divers faciès de Calcaire Carbonifère depuis la région de Liège jusque dans le Boulonnais, argumentée par Gosselet (1874). Effectivement, plusieurs failles de direction NNW-SSE ont été

dessinées par les pétroliers, sans que le maillage de leurs forages donne l'impression de les justifier toutes. Elles sont localisées dans le prolongement de la flexure sud-ardennaise définie ici (Fig. 7). Leur carte mentionne une longue faille orientée SW-NE, passant par Saint-Quentin et Bohain-en-Vermandois, contre laquelle s'atténuent les failles reconstituées ici dans la couverture. Est-ce une coïncidence, ou cela a-t-il une signification ? C'est l'une des questions qui se posent maintenant.

V. – CONCLUSION

Sommé (1977) ayant attiré l'attention sur le désaccord entre la morphologie et le réseau hydrographique régional, il me fallait rechercher une explication structurale en ce qui concerne le passage de l'Ardenne aux plaines du Nord de la France. Voisin (1981), comme de nombreux autres géographes et géologues, belges et français, s'est beaucoup intéressé aux surfaces d'aplanissement et aux terrasses alluviales étagées (*résumé in* Demoulin, 1995a). Sur carte, comme sur le terrain, le passage de la vallée de l'Oise à celle de la Sambre étonne. Il est suffisamment surbaissé pour avoir permis l'implantation d'un canal de liaison (Fig. 2) en 1839 (site internet du projet Babel). De plus, sur ce bief, en 1684, le cours d'eau appelé Ancienne Sambre (Fig. 6) a été détourné pour soutenir le courant du Noirieux et de l'Oise afin de faciliter le flottage du bois destiné à Paris (Rabelle, 1900). Quels phénomènes naturels et

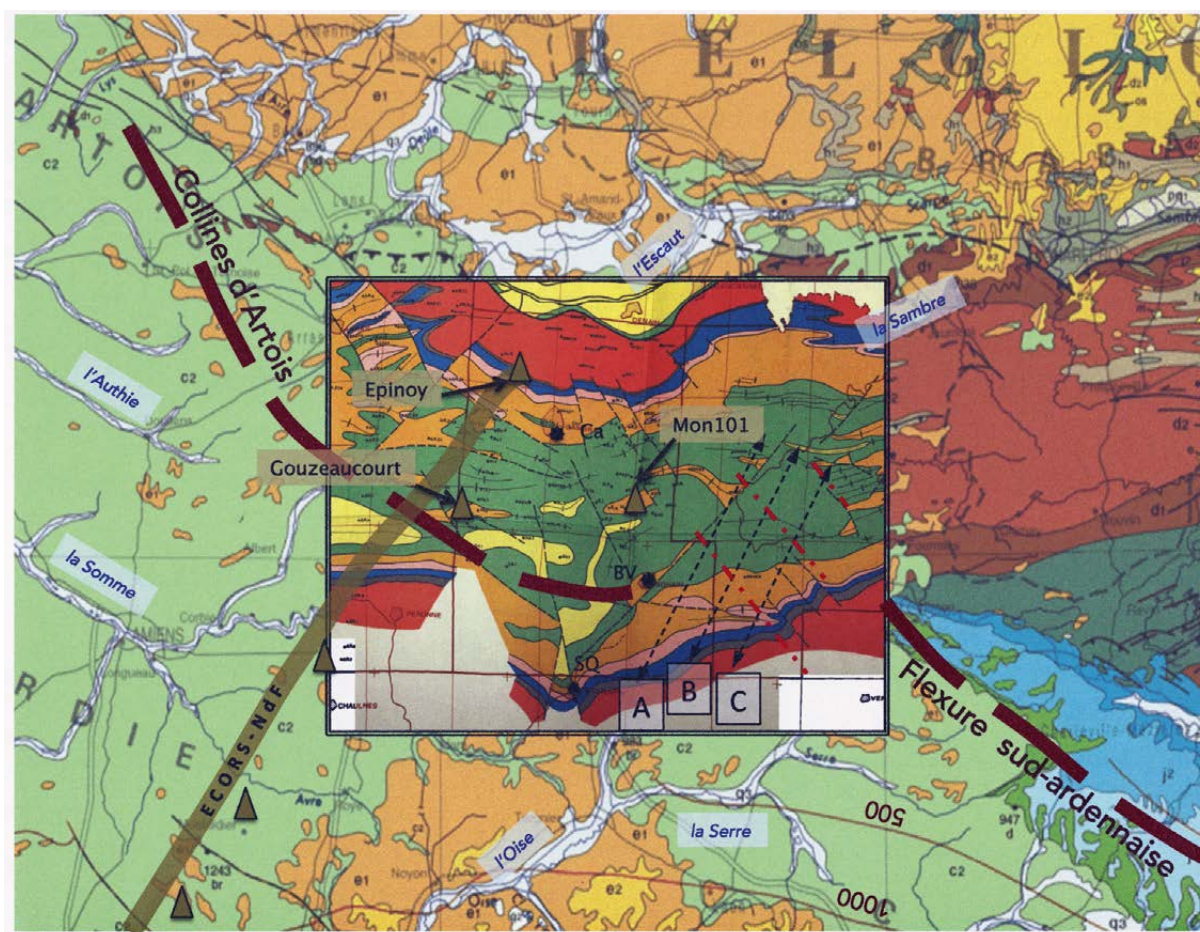


Fig. 7. – Carte de la Fig. 1, mise en légère transparence, sur laquelle ont été appliquées : les failles (en tiretés rouges) déterminées dans ce travail, et un extrait de l'écorché inframésozoïque (CFP *et al.*, 1965). Sans surprise on voit que les failles déterminées ici prolongent la flexure sud-ardennaise.

Fig. 7. – Weakly transparent map (Fig. 1) on which are reported : faults (red dashes) determined in this paper, and a piece of the top-palaeozoic map (CFP *et al.*, 1965). It can be seen that here-defined faults seem to be linked to the south-Ardenne flexure.

interactions humaines ont contribué au façonnement des paysages de ce territoire depuis la fin de la déformation varisque ? Quelles sont les parts respectives de la tectonique, de la dynamique sédimentaire (eustatisme, érosion, sédimentation), du climat (forte altération chimique lors de périodes chaudes et humides, forte incision sans altération lors des alternances glaciaire/interglaciaire) ?

Le profil ECORS – Nord de la France avait apporté des informations à l'échelle de la croûte et sur une bande large de plusieurs dizaines de kilomètres. Mais l'information manquait entre ce regard d'ensemble et le détail de la cartographie sur le terrain. D'où le recours aux sondages de faible profondeur (moins de 1000 m), plus ou moins bien renseignés dans la Banque du Sous-Sol (BSS : site internet Infoterre). Et le choix de coupes géologiques parallèles à cette « *vallée [...] qui s'étend presque en ligne droite depuis Liège jusqu'à Pontoise* » qui étonnait tant Gosselet (1900). L'analyse de ces coupes révèle des failles synsédimentaires fonctionnant dès le Jurassique inférieur jusque dans le Crétacé supérieur, décalant aussi le toit du socle varisque (Masclé & Cazes, 1988). Ces failles ont donc participé à l'accommodation de la différenciation du Bassin parisien. Ont-elles encore été actives par la suite ? Apparem-

ment pas, en tout cas, aucun des cours d'eau qui se sont mis en place durant le Plio-Quaternaire, selon les auteurs (résumé dans Cloething *et al.*, 2005) ne semble influencé par elles. Une seule exception : la Selle coule dans la même direction d'une façon très rectiligne, mais en aval du tracé des failles identifiées ici. Il reste à discuter d'un héritage possible de ces failles à partir de la réactivation du socle varisque. Ce qui demande une analyse rénovée des travaux d'exploration menés autrefois (CFP *et al.*, 1965). Ce travail est en cours et sera rapporté dans une prochaine communication.

Remerciements. – La volonté de confronter aux observations de terrain laborieusement acquises par les découvreurs, les modèles géologiques spatio-temporels qui, depuis quelques années, tentent de rendre compte de la dynamique géologique de l'Europe, a été stimulée par les lecteurs et relecteurs de la précédente publication (Meilliez, 2016). Qu'ils en soient tous remerciés ici. Merci aussi à Laurent Deschodt et Jean Sommé qui m'ont donné l'occasion d'approfondir cette réflexion. Merci à Pierre Dron dont la connaissance du terrain a permis d'énoncer de judicieuses améliorations. Merci à l'équipe rédactionnelle des Annales pour le travail sérieux qui y est mené.

BIBLIOGRAPHIE

- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (2014). – Le Crétacé du Bassin parisien. In Gély J.P. & Hanot F. (dir), Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série n° 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.
- ANTOINE P., GOVAL E., JAMET G., COUTARD S., MOINE O., HERISSON D., AUGUSTE P., GUERIN G., LA-GROIX F., SCHMIDT E., ROBERT V., DEBENHAM N., MESZNER S. & BAHAIN J.-J. (2014). — Les séquences loessiques Pléistocène supérieur d'Havrincourt (Pas-de-Calais, France) : stratigraphie, paléoenvironnements, géochronologie et occupations paléolithiques. *Quaternaire*, **25** : 321-368.
- BONNET T., COLBEAUX J.-P. & BRACQ P. (1996). – Analyse multicritères d'une région du Nord de la France (Bapaume). Importance du contexte morphostructural sur le débit des captages d'eau potable obtenu dans l'aquifère crayeux. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **T 4** (2ème série) : 91-98.
- BONTE A. (1971). – Poches de dissolution et argile résiduelle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XCI** : 39-46.
- BONTE A., DELATTRE C. & CELET P. (1955). – Observations sur les environs de Péronne et de Bapaume. (Feuille de Cambrai au 80 000è). *Bull. Carte géol. France*, n°246, fasc. A, **TLIII** : 11 p.
- BONTE A., BROQUET P., BELLERY B., DEZWARTE J.-M. & FENET B. (1964). – La craie phosphatée dans le Nord – Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXXIV** : 41-42.
- BRIAIS J., GUILLOCHEAU F., LASSEUR E., ROBIN C., CHATEAUNEUF J.-J. & SERRANO O. (2016). – Response of a low-subsiding intracratonic basin to long-wavelength deformations : the Palaeocene – early Eocene eriod in the Paris Basin. *Solid Earth*, EGU, **7** : 205-228.
- CAYEUX L. (1890). – ondulations de la craie sur la feuille de Cambrai et rapports de la structure ondulée avec le système hydrographique de cette carte. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XVII** : 71-90.
- CAZES M. & TORREILLES G. coord. (1988). — *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS – Profil Nord de la France*. Technip, Paris : 260 p.
- CELET P. (1956). – La surface des marnes grises à Terebratulina rigida (Turonien moyen) sur la feuille de Cambrai au 1/80 000. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXVI** : 14-24.
- CELET P. (1969). — Géologie du Cambrésis et des régions avoisinantes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXXIX** : 91-102.
- CELET P. (1978). — *Carte géologique de Péronne*. B.R.G.M. édit., Orléans, Feuille XXV-8.
- CELET P. & CHARVET J. (1968). — *Carte géologique de Cambrai*. B.R.G.M. édit., Orléans, Feuille XXV-7.
- CELET P. & MONCIARDINI C. (1972). — *Carte géologique de Bohain-en-Vermandois*. B.R.G.M. édit., Orléans, Feuille XXVI-8.
- C.F.P.(M.), COPESEP, R.A.AP. & S.N.P.A. (1965). — Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXXV** : 273-281.
- CLOETHING S., ZIEGLER P.A., BEEKMAN F., ANDRIENSSSEN P.A.F., MATENCOL., BADAG., GARCIA-CAS-TELLANOS D., HARDEBOL N., DÉZES P. & SOKOUTIS D. (2005). — Lithospheric memory, state of stress and rheology :

neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quat. Sc. vent.*, **24** : 241-304.

COLBEAUX J.-P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYNSKI F. & SOMME J. (1977). — Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XC VII** : 191-222.

DECONINCK J.-F. (2014). — Quelles nouveautés pour le Crétacé ? *Géologues*, S.G.F. édit., n°180 : 59-62.

DELATTRE C. & MÉRIAUX E. (1967). — *Carte géologique de Le Cateau*. B.R.G.M. édit., Orléans, Feuille XXVI-7.

DELAY F., BRACQ P. & COLBEAUX J.-P. (1992). — Cartographie numérique de linéaments morphostructuraux : exemple d'application à l'hydrogéologie de la craie du Nord de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **T.163** : 345-352.

DEMOULIN A. (1995a). — L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. In DEMOULIN A. ed., *L'Ardenne, essai de géographie physique*, Université de Liège, édit. : 68-93.

DEMOULIN A. (1995b). — L'Ardenne bouge toujours. In DEMOULIN A. ed., *L'Ardenne, essai de géographie physique*, Université de Liège, édit. : 110-135.

DEMOULIN A. & HALLOT E. (2009). — Shape and amount of Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes. *Tectonophysics*, **474** : 696-708.

DESCHODT L. (2015). — L'apport des opérations archéologiques à la connaissance du Pléistocène régional – Exemple des fonds de vallées de l'Escaut français. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **T22** (2ème série) : 41-56.

DÈZES P., SCHMID S.M. & ZIEGLER P.A. (2004). — Evolution of the European Cenozoic Rift System : interaction between the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, **389** : 1-33.

DORMARD S. (2013). — Les Etats de la Flandre wallonne et l'entretien du réseau routier : de la régie des grès à la liberté du commerce (1750 – 1790). Commission Historique du Nord, *Lettre d'Information* n° 26 : 2-4.

DRIRE-Picardie (1994). — Anciens travaux miniers en Picardie : état des connaissances. Rapport R 38 075, 17 p., 1 annexe.

DUPERRET A., VANDYCKE S., MORTIMORE R. & GENTER A. (2012). — How plate tectonics is recorded in chalk deposits along the eastern English Channel in Normandy (France) and Sussex (UK). *Tectonophysics*, **581** : 163-181.

DUPUIS C., de CONINCK J. & ROCHE E. (1984). — Remise en cause du rôle paléogéographique du horst de l'Artois à l'Yprésien inférieur. Mise en évidence de l'intervention du Môle transverse Bray-Artois. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, **298** : 53-56.

FOUCAULT A., RAOULT J.-F., CECCA F. & PLATEVOET B. (2014). — Dictionnaire de Géologie. 8ème édition, *Dunod*, 396 p.

GELY J.-P. et HANOT F., (dir.), AMEDRO F., BERGERAT F., DEBEGLAÏ N., DELMAS J., DEROIN J.-P., DOLIGÈZ B., DUGUÉ O., DURAND M., EDEL J.-B., GAUDANT J., HANZO M., HOUEL P., LORENZ J., ROBASZYNSKI F., ROBÉLIN T., THIERRY J., VICELLI J., VIOLETTE S., VRIELYNCK B.,

WYNNS R. et coll. (2014). — Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série n° 9. 228 p., 1 pl.

GOSSELET J. (1874). — Etudes sur le gisement de la houille dans le Nord de la France. *Bull. Soc. Indust. Nord Fr.*, n° **6** : 102-124.

GOSSELET J. (1878). — Sondage de M. Godin à La Capelle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **V** : 3-4.

GOSSELET J. (1879). — Sondage de Guise. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **VI** : 104-106.

GOSSELET J. (1893). — Note sur les gîtes de phosphate de chaux des environs de Fresnoy-le-Grand. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXI** : 149-159.

GOSSELET J. (1896). — Note sur les gîtes de phosphate de chaux d'Hem-Monacu, d'Etaves, du Ponthieu, etc. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXIV** : 109-134, 3 pl. h-t.

GOSSELET J. (1897a). — Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : VII – L'Ostrevant. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXVI** : 243-262.

GOSSELET J. (1897b). — Limites supérieures et latérales des couches de craie phosphatée d'Etaves et de Fresnoy. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXVI** : 119-125.

GOSSELET J. (1900). — Quelques réflexions sur les cours de l'Oise moyenne et de la Somme supérieure. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXIX** : 36-49.

GOSSELET J. (1901). — Plis dans la craie du Nord du bassin de Paris révélés par l'exploitation des phosphates. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXX** : 7-13.

GOSSELET J. (1908). — Note sur quelques failles communes aux terrains crétacique et houiller de l'Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXXVII** : 80-109, 1 pl. h-t.

GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG 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.

HATRIVAL J.-N., BEUGNIES A., BONTE A., DELATTRE C. & WATERLOT G. (1969). — Carte géologique d'Hirson. B.R.G.M. édit., Orléans, Feuille XXVIII-8.

HUYGHE P. & MUGNIER J.-L. (1995). — A comparison of inverted basins of the Southern North Sea and inverted structures of the external Alps. In BUCHANAN J.G. & BUCHANAN P.G. édit., *Basin inversion*, Geol. Soc. Sp. Pub. N°88 : 339-354.

LADRIÈRE J. (1888a). — Note sur la découverte d'un silex taillé et d'une défense de mammouth à Vitry-en-Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XV** : 108-112.

LADRIÈRE J. (1888b). — L'ancien lit de la Scarpe. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XV** : 217-238.

- LERICHE M. (1909a). — Observations sur la Géologie du Cambrésis. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXXVIII** : 372-411.
- LERICHE M. (1909b). — Observations sur la géologie du Cambrésis. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXXVIII** : 372-411.
- LERICHE M. (1923). — Révision de la feuille de Cambrai : le massif tertiaire de l'Arrouaise. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 146, **XXVI** : 158-164.
- LERICHE M. (1932). — Révision de la feuille de Cambrai au 80.000e : observations hydrologiques dans la haute vallée de l'Escaut. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 179, **XXXIV** : 271-272.
- LERICHE M. (1933). — Révision de la feuille de Cambrai au 80.000e : observations hydrologiques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 190, **XXXVIII** : 117-124.
- LERICHE M. (1936). — Le Turonien à Vaucelles (vallée de l'Escaut) et les « brèches » de Vaucelles. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXI** : 136-144.
- LERICHE M. (1939). — Révision de la feuille de Cambrai au 80.000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 199, **XL** : 309-312.
- LERICHE M. (1943). — Révision de la feuille de Cambrai au 80.000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 212, **XLIV** : 1-11, 1 pl h-t.
- LERICHE M. (1944). — Révision de la feuille de Cambrai au 80.000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 216, **XLV** : 1-13, 2 pl h-t.
- LOUIS E. & COLLETTE O. (2009). — Douai et les détournements de la Scarpe, IXe – XIe siècles. *Revue du Nord*, hors-série n°14 : 81-100.
- MAQSOUA D., BRACQ P., CRAMPON N. & COLBEAUX J-P. (1996). — La craie du Bassin Artois-Picardie peut-elle être karstifiée ?. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **T 4** (2ème série) : 99-109.
- MASCLE A. & CAZES M. (1988). — La couverture sédimentaire du Bassin parisien. In Cazes et Torrelles (coord.) - *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS – Profil Nord de la France*. Technip, Paris : 157-169.
- MEILLIEZ F. (2014). — Lecture géologique du site de Bouvines. *Pays de Pévèle, Société Historique du Pays de Pévèle*, n°76 : 45-47.
- MEILLIEZ F. (2015). — Paléoaaltérations et paléomorphologies, des observations éphémères – Exemples autour de Fourmies (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **T22** (2ème 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*, **T23** (2ème série) : 17-29.
- MINGUELY B. (2007). — *Caractérisation géométrique 3-D de la couverture sédimentaire méso-cénozoïque et du substratum varisque du Nord de la France : apports des données de sondages et des données géophysiques*. Thèse de Doctorat, Université de Lille : 231 p.
- PINCHEMEL A. (1954). — Les plaines de craie du nord-ouest du Bassin parisien et du sud-est du Bassin de Londres et leurs bordures. *Lib. Armand Colin*, Paris, 502 p.
- POMEROL C. coord., DUVAL O., SOLAU J-L., MAUCORPS J. & CELET P. (1978). — Carte géologique de Guise. *B.R.G.M. édit.*, Orléans, Feuille XXVII-8.
- POMEROL C. coord., BOUTTEMY R., SOLAU J-L., MAUCORPS J. RESENDE S. & HOLEF J. (1980). — Carte géologique de Saint-Quentin. *B.R.G.M. édit.*, Orléans, Feuille XXVI-9.
- RABELLE M. (1900). — Puits et sources du canton de Ribemont ; note additive de M. Melleville. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXIX** : 3-7.
- RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1987) – The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse river. *Journ. Struct. Geology*, Oxford, 9, pp. 473-479.
- RICHEZ E. & BONTE A. (1953). — Observations sur le Landénien continental de Noyelles-sur-Escaut. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXIII** : 197-202.
- RICKERS F., FICHTNER A. & TRAMPERT J. (2013). — The Iceland-Jan Mayen Iplume system and its impact on mantle dynamics in the North Atlantic region : evidence from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters.*, **367** : 39-51.
- SOMMÉ J. (1977). — Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. Thèse d'Etat, présentée devant l'Université de Paris-I (1975). *Atelier reproduction des thèses, Université de Lille-III*. 2 tomes, 810 p.
- SOUGNEZ N. & VANACKER V. (2011). — The topographic signature of Quaternary tectonic uplift in the Ardennes massif (Western Europe). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15** :1095-1107.
- VAN BALEN R.T., HOUTGAST R.F., VAN der WATEREN F.M., VANDENBERGHE J. & BOGAART P.W. (2000). — *Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. Global and Planetary Change*, **27** : 113-129.
- VOISIN L. (1981). — Le modèle schisteux en zones froide et tempérée. Analyse géomorphologique d'une région type de l'Ardenne occidentale. Univ. Lille3, édit., 2 t., 884p (thèse D.E., Univ. Paris, 1978).
- VRIELYNCK B. (2014). — Géodynamique du Bassin parisien dans le contexte de la plaque eurasiennne. In Gély J.P. & Hanot F. (dir), *Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie*. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série n° 9. : 44-47.
- WATERLOT G. (1969). — Carte géologique de Guise. *B.R.G.M. édit.*, Orléans, Feuille XXVII-7.
- WYNNS R. (2014). — Le Bassin parisien du Tertiaire à l'Actuel. In Gély J.P. & Hanot F. (dir), *Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie*. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série n° 9. : 85-93.
- ZIEGLER, P.A., SCHUMACHER, M.E., DÉZES P., van WEES, J.-D., CLOETINGH, S., (2004). — Post-Variscan evolution of the lithosphere in the Rhine Graben area: constraints from subsidence modelling. In: Wilson, M., Neumann, E.-R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M., Larsen, B.T. (Eds.), *Permo– Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*, *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, vol. 223, pp. 289– 317.

WEBOGRAPHIE

Géoportail : <http://www.geoportail.gouv.fr/accueil>

InfoTerre : <http://infoterre.brgm.fr/>

Projet Babel : http://projetbabel.org/fluvial/rica_oise-sambre-canal.html (consulté le 2017-11-27)

RÉSUMÉ TOUT PUBLIC

UN NŒUD STRUCTURAL MOBILE A LA JONCTION DU CAMBRÉSIS, DE LA THIÉRACHE ET DU VERMANDOIS

Le Massif de l'Ardenne est un « massif ancien » (plus de 300 millions d'années). L'érosion et la tectonique l'ont ensuite peu à peu « grignoté » et recouvert de sédiments plus jeunes (environ 115 à 40 millions d'années). La Sambre et ses affluents de rive droite ont façonné sur ce massif un glacis d'érosion par une alternance de phases de submersion marine avec dépôts sédimentaires, et de phases d'émersion avec altération météorique de ces dépôts. Curieusement, la Sambre ne suit pas la ligne de plus grande pente de ce glacis, mais s'écoule sur une pente plus douce en le contournant vers le nord. Plus bas, l'Escaut a le même comportement entre Cambrai et Condé/l'Escaut (Fig.2). Cette disposition pourrait être l'effet d'un soulèvement progressif de l'Ardenne dans son ensemble. La Sambre coulerait alors dans une « gouttière » qu'elle a elle-même taillée à la base de la pente (cuesta) formée par les dépôts de la couverture sédimentaire plus jeune. Ce scénario est cohérent avec l'enfoncement lent et progressif (subsidence) par lequel s'est différencié le Bassin parisien au sud de l'Ardenne (entre 270 et 40 millions d'années). Cette subsidence a été accommodée par des failles, le plus souvent révélées au gré de travaux divers (terrassements, recherche d'eau, sondages, explorations pour hydrocarbures). Quelques-unes sont décrites dans cet article, reconstituées à partir de coupes géologiques construites sur la base des observations sur le terrain et de données anciennes, déposées par leur propriétaire, dans la Banque du Sous-Sol (<http://infoterre.brgm.fr/>). Les mêmes failles ont pu être réactivées lors du soulèvement ardennais, consécutif à la collision des plaques Afrique et Europe, responsable de la formation des reliefs alpins et pyrénéens.

ALL AUDIENCE ABSTRACT

A MOBILE STRUCTURAL CRUX UNDERNEATH CAMBRÉSIS, THIÉRACHE AND VERMANDOIS LANDS

The Ardenne Massif is ancient (more than 300 millions years). Erosion and tectonics had progressively crunched it then, and covered it with young (roughly 115 to 40 millions years) sedimentary deposits. Then, alternating periods of marine flooding with subsequent deposits and aerial emergence with subsequent alteration have shaped a smooth erosion surface on which runoff waters have flowed for a long time along the direct slope. Part of this water is collected by the Escaut river at the slope foot, between Cambrai and Condé/l'Escaut (Fig. 2). However another part is collected in the middle of the slope by the Sambre river which flows northwards along a gently dipping direction, quasi orthogonal to the main slope. Sambre has carved its bed at the slope feet of the sedimentary cover (cuesta). Such an organization suggest that Ardenne massif would have been progressively tilted as a whole northwards. This interpretation is coherent with concomitant subsidence of center of the Paris basin (roughly between 270 and 40 millions years). Such a subsidence was accommodated by faults, as revealed by various investigations (boreholes, geophysical studies, water or hydrocarbon exploration campaigns, public works). This paper establishes a few of such faults from geological cross-sections. These are made with data coming from geological mapping and from a central database (<http://infoterre.brgm.fr/>). These faults might have been reactivated while Ardenne Massif rising, due to convergence of Africa and Europe lithospheric plates, with Alpes and Pyrénées mountains correlative effects.