

50376
2007
297

N° d'ordre : 4131



UNIVERSITE DES SCIENCES
ET TECHNOLOGIES
DE LILLE

THESE

Présentée pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE
DE L'UNIVERSITE DES SCIENCES
ET TECHNOLOGIES DE LILLE
PAR

Bruno MINGUELY

**CARACTERISATION GEOMETRIQUE 3-D DE LA COUVERTURE
SEDIMENTAIRE MESO-CENOZOIQUE ET DU SUBSTRATUM VARISQUE
DANS LE NORD DE LA FRANCE :**

Apports des données de sondages et des données géophysiques

Soutenue le 17 décembre 2007 devant la commission d'examen

Olivier Averbuch (Université de Lille, encadrement scientifique)

Françoise Bergerat (Université de Paris VI, rapporteur)

Werner Fielitz (Université d'Heidelberg, examinateur)

Dominique Frizon de Lamotte (Université de Cergy-Pontoise, rapporteur)

Franck Hanot (BRGM, encadrement scientifique)

Francis Meilliez (Université de Lille, directeur)

Jean-Rémi Mossmann (BRGM, examinateur)

Bruno Vendeville (Université de Lille, président du jury)

SCD LILLE 1



D 030 278272 0



*« L'intelligence, c'est pas sorcier,
il suffit de penser à une connerie
et de dire l'inverse »*

Coluche



Remerciements

Je tiens en premier lieu à remercier Jean-Louis Mansy qui m'a fait confiance depuis mon arrivée à Lille et sans qui cette thèse n'aurait pas vu le jour. Il a su éveiller en moi la critique scientifique ainsi que l'amour de la région Nord – Pas-de-Calais. Il est malheureusement parti trop tôt pour voir la fin de cette thèse. Ce manuscrit lui est en partie dédié.

Merci à Franck Hanot d'avoir, lui aussi, cru en moi, en me fournissant les moyens, autant financiers qu'humains, pour la bonne réalisation de ce travail.

Merci à Francis Meilliez d'avoir repris la direction administrative de la thèse.

Je tiens aussi tout particulièrement à remercier Olivier Averbuch d'avoir repris la direction scientifique de cette thèse, et de quelle manière ! Eternel optimiste, il a toujours répondu présent dans les bons moments, comme dans les mauvais, trouvant (presque) toujours les mots pour relancer « la machine Bruno » et lui redonner confiance. Je pense, que je n'oublierai jamais cet aphorisme, qu'il m'a dit tenir d'un Grand Sage Taoïste: « *Le Mieux est l'Ennemi de Bien* » Je n'ai plus qu'à essayer de le comprendre maintenant...

Merci à Pascal Barchi, qui a suivi les premiers instants de cette thèse. Du stade d'encadrant de stage, il est passé au stade de pote. Je n'oublierai jamais les folles soirées au stade Bollaert. Allez Lens !!!

Merci à Michel Everaerts et Geoffrey Manby que j'ai pu côtoyer durant ce travail. Merci de leur soutien et de leurs conseils.

Merci à Jacky Ferrière d'une part pour sa relecture avisée du manuscrit mais aussi pour tous les *moments culturels* vécus, le midi, au restaurant universitaire. C'est avec lui que j'ai compris qu'il fallait prendre les choses en riant. Je n'ai qu'une chose à ajouter : Quel beau métier, Professeur !

Merci à François Guillot pour ses blagues du midi, souvent incomprises des autres et ses conseils. Continu comme ça papy...

Merci à Brigitte Van-Vliet – Lanoë pour son soutien continu et ses conseils.

Merci à Marie, ma meilleure pote, à Vincent... huitième kyu, à Thomas, à Laurent (en vous remerkian !), à Idrissa, notre Claude Makélélé, à Catherine, à Aurélien et aux deux Nicolas. Pour tous les autres, je ne vous aime pas... non je déconne ! Merci évidemment à tous les étudiants que je n'ai pas cité précédemment et qui ont participé à ma vie au SN5, dans la joie et la bonne humeur.

Merci aussi à tous les résidents (perpétuels ?) de la cafet' d'avoir supporté mes *blagues culturellement douteuses*, au café ou le midi. Je suis sûr qu'ils garderont en mémoire certains moments qui sont, à mes yeux, inoubliables. J'espère aussi qu'ils auront compris que « *l'humour c'est de voir la même chose que les autres mais d'une manière différente* »

Merci encore à l'équipe administrative du SN5 et notamment à Monique et Marie.

Je souhaite aussi remercier Françoise Bergerat et Dominique Frizon de Lamotte d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail.

Je remercie aussi Bruno Vendeville, Jean-Rémi Mossmann et Werner Fielitz d'avoir accepté d'être les examinateurs de cette thèse.

Merci à mes parents de m'avoir permis d'accéder à la connaissance. C'est, je crois, le plus beau cadeau qu'ils m'ont fait. Merci enfin à ma nana, ma meuf, ma concubine, ma chérie, ma doudoute, Virginie de m'avoir soutenu et supporté durant toutes ces années.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	15
CHAPITRE I. CONTEXTE GEOLOGIQUE	19
1. GRANDES LIGNES DE LA GEOLOGIE DU NORD DE LA FRANCE.....	19
1.1. <i>Description géologique d'ensemble.....</i>	<i>19</i>
1.2. <i>Aspects géomorphologiques.....</i>	<i>24</i>
2. LES PRINCIPALES FORMATIONS RENCONTREES : ASPECTS STRATIGRAPHIQUES.....	27
2.1. <i>Le substratum Paléozoïque.....</i>	<i>27</i>
2.2. <i>La couverture méso-cénozoïque.....</i>	<i>27</i>
3. CONTEXTE STRUCTURAL.....	30
3.1. <i>Structures superficielles.....</i>	<i>30</i>
3.2. <i>Structures profondes : le front de chevauchement nord-varisque.....</i>	<i>33</i>
3.2.1. <i>Aperçu général.....</i>	<i>33</i>
3.2.2. <i>Géométrie et cinématique du front chevauchant entre Valenciennes et Lens.....</i>	<i>37</i>
CHAPITRE II. MODELISATION GEOMETRIQUE 3-D DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	43
1. PROGRAMME REFERENTIEL GEOLOGIQUE DE FRANCE DU BRGM.....	43
2. CREATION DE LA BASE DE DONNEES DE SONDAGES	43
2.1. <i>Lexiques.....</i>	<i>43</i>
2.2. <i>Extraction et choix des sondages.....</i>	<i>46</i>
2.3. <i>Saisie des sondages sous GDM®.....</i>	<i>47</i>
2.4. <i>Répartition des sondages.....</i>	<i>49</i>
2.5. <i>Limites de la base de données.....</i>	<i>63</i>
3. CONSTRUCTION DU MODELE SOUS MULTILAYER®.....	64
3.1. <i>Principes généraux.....</i>	<i>64</i>
3.1.1. <i>Multilayer.....</i>	<i>64</i>
3.1.2. <i>Principes de la modélisation.....</i>	<i>65</i>
3.2. <i>La pile stratigraphique et les sondages.....</i>	<i>67</i>
3.2.1. <i>Définition.....</i>	<i>67</i>
3.2.2. <i>Pile stratigraphique du modèle.....</i>	<i>67</i>
3.2.3. <i>Correspondance avec les sondages.....</i>	<i>69</i>
3.3. <i>Paramètres de la modélisation et contrôle de données.....</i>	<i>71</i>
3.3.1. <i>La grille de modélisation.....</i>	<i>71</i>
3.3.2. <i>Seuil de précision et seuil de fusion.....</i>	<i>71</i>
3.3.3. <i>Contrôle des altitudes par rapport au MNT.....</i>	<i>73</i>
3.4. <i>Construction des isovaleurs et du modèle préliminaire.....</i>	<i>74</i>

3.4.1.	Méthodologie de construction.....	74
3.4.2.	Contraintes d'inégalités et points de contraintes.....	74
3.4.3.	Interpolation des différentes surfaces	75
3.4.4.	Combinaison des surfaces et premier modèle	77
3.5.	<i>Contrôle des cartes et ajout de contraintes au modèle</i>	<i>77</i>
4.	MODELISATION DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	81
4.1.	<i>Cartes isohypses et isopaques</i>	<i>81</i>
4.1.1.	Yprésien (YPRE)	81
4.1.2.	Thanétien (THAN).....	82
4.1.3.	Sénonien – Turonien Supérieur (SETU)	83
4.1.4.	Turonien Moyen et Inférieur (TUMI)	85
4.1.5.	Cénomaniens (CENO)	87
4.1.6.	Albien – Aptien (ALBN).....	89
4.1.7.	Jurassique (JUR).....	90
4.1.8.	Paléozoïque (PZ).....	91
4.2.	<i>Discussion sur les cartes d'isovaleurs.....</i>	<i>123</i>
4.2.1.	Influence structurale	123
4.2.2.	Le début de la surrection de l'Artois : Cénozoïque ou Crétacé ?.....	123
4.2.3.	La « ride » entre l'Artois et le Mélançois.	131

CHAPITRE III. ANALYSE GEOMETRIQUE 3-D DES STRUCTURES PROFONDES DU FRONT NORD VARISQUE..... 135

1.	OBJECTIFS	135
2.	PROFILS SISMIQUES DU NORD – PAS-DE-CALAIS	135
2.1.	<i>Localisation des profils sismiques.....</i>	<i>135</i>
2.2.	<i>Description et interprétation des profils.....</i>	<i>137</i>
2.2.1.	Profil transverses	137
2.2.2.	Un profil longitudinal	146
3.	DONNEES GRAVIMETRIQUES	148
3.1.	<i>Quelques rappels de base</i>	<i>148</i>
3.2.	<i>Anomalie de Bouguer</i>	<i>149</i>
3.3.	<i>Gradients de l'anomalie de Bouguer.....</i>	<i>150</i>
3.3.1.	Gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer	151
3.3.2.	Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer	151
3.4.	<i>Cartes gravimétriques du Nord de la France.....</i>	<i>152</i>
3.4.1.	Anomalie de Bouguer	152
3.4.2.	Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer	156
3.4.3.	Gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer	159
3.5.	<i>Modélisation gravimétrique des profils sismiques</i>	<i>162</i>
3.5.1.	Le logiciel GRAVMAG	162
3.5.2.	Description des anomalies gravimétriques sur les profils sismiques.....	163

3.5.3. Modèles gravimétriques	166
3.5.4. Conclusions sur les modèles.....	170

CHAPITRE IV. LE FRONT DE CHEVAUCHEMENT VARISQUE DANS LE NORD DE LA FRANCE : ACTIVATION ET REACTIVATION 173

1. LES EPISODES D'INVERSION TECTONIQUE DU FRONT VARISQUE EN ARTOIS	173
1.1. <i>Mise en évidence</i>	173
1.2. <i>Inversions tectoniques</i>	178
1.2.1. Coupes dans la couverture sédimentaire.....	178
1.2.2. Les failles de l'Artois en profondeur	180
1.3. <i>Age de l'inversion tectonique positive</i>	185
1.4. <i>Conclusion</i>	185
2. GEOMETRIE DU FRONT VARISQUE EN PROFONDEUR : IMPLICATIONS SUR LA GEODYNAMIQUE GENERALE DE LA CHAINE DANS LE NORD DE LA FRANCE.....	186
2.1. <i>Rappel des éléments mis en évidence</i>	186
2.2. <i>Structures profondes en Artois</i>	187
2.2.1. Âge des structures.....	187
2.2.2. Influence des structures profondes sur le front varisque en Artois.	187
2.2.3. Limite latérale des structures profondes.	192
2.3. <i>Evolution vers l'Est des structures profondes</i>	197
2.4. <i>Influences des structures profondes sur la géométrie du front Varisque dans le Nord de la France</i>	200
2.4.1. Disparition du houiller en Artois : limite du Bassin Houiller à l'Ouest.....	200
2.4.2. L'inversion tectonique : Seulement en Artois ?	203
2.4.3. La forme du front de chevauchement Nord-varisque.....	205

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 211

ANNEXES 215

TABLE DES FIGURES 217

BIBLIOGRAPHIE 223

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Du point de vue géologique, le Nord de la France correspond à la bordure septentrionale du Bassin de Paris (Mégrien, 1980). On y observe la transgression graduelle vers le Nord, des dépôts sédimentaires méso-cénozoïques sur le substratum Paléozoïque fortement pré-structuré du Brabant à l'ouest et des Ardennes à l'est (Avesnois). Cette très forte anisotropie du bâti paléozoïque est liée à l'existence de nombreux chevauchements profonds au sein du front de déformation de la chaîne Varisque. Les relations entre le socle varisque plissé-faillé et sa couverture méso-cénozoïque ont fait l'objet d'études ponctuelles dans les principales zones d'exhumation du socle (par exemple le Boulonnais, e.g. (Mansy *et al.*, 2003b)) mais elles restent encore peu connues dans la majeure partie de la région, car masquées sous la couverture sédimentaire. Il est cependant probable que cette pré-structuration du substratum paléozoïque joue un rôle majeur dans le contrôle des aires de sédimentation de la couverture au cours des différents épisodes de développement du bassin. Depuis le début des années 1980, il a, en effet, été montré que la réactivation des failles héritées de déformations antérieures, était un processus extrêmement fréquent dans la croûte supérieure, dès lors que les discontinuités pré-existantes présentaient une orientation et un pendage adéquat. Ceci a conduit au développement du concept d'inversion tectonique (Cooper & Williams, 1989), mécanisme par lequel le mouvement sur une faille s'inverse au cours du temps. Ce concept, reconnu initialement en Mer du Nord, à proximité de notre région d'étude, a été particulièrement développé dans les bassins sédimentaires (Buchanan & Buchanan, 1995) qui montrent très fréquemment des indices de reprise tardive en compression des failles ayant contrôlé leur individualisation. La reconnaissance des interactions entre la structure du substratum et ces mêmes failles est un phénomène nettement moins bien contraint, principalement en raison du manque de données en profondeur sur la géométrie du socle.

Dans un système géologique très hétérogène, tel que celui du Nord de la France avec un substratum plissé et découpé par de nombreuses surfaces de chevauchements dont la géométrie peut évoluer latéralement, on est en droit de s'interroger sur les paramètres qui vont potentiellement induire un rejeu ou non de ces chevauchements. Contrôlent-ils de façon systématique la géométrie et la structuration des dépôts de la couverture sédimentaire? Le pendage et la vergence de ces chevauchements influencent-ils ces relations? La variabilité latérale de la géométrie du front chevauchant joue-t-elle un rôle dans le développement et l'évolution du bassin? Les changements latéraux délimitent-ils des domaines structuraux bien précis dans la couverture influençant la sédimentation? Ce sont, de notre avis, des questions importantes, cependant, assez difficiles à préciser dans la grande majorité des bassins.

D'autres questions, plus spécifiques au Nord de la France, concernent les interactions potentielles entre deux fronts chevauchants au sein du substratum: le front Varisque à vergence nord dont l'émergence majeure limite au sud le bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais et le front Calédonien à vergence sud, reconnu dans le massif du Brabant en bordure nord de la région. A-t-on des marqueurs montrant l'existence potentielle de ce dernier en profondeur? Ce front a-t-il, lui-même, une influence sur la géométrie et la cinématique du front varisque? Dès lors, influence-t-il, lui aussi la structuration de la bordure nord du bassin de Paris?

Pour avoir des éléments de réponse à ces différentes questions, nous avons mené une caractérisation géométrique 3-D de la couverture sédimentaire et du substratum paléozoïque.

La caractérisation de la géométrie de la couverture sédimentaire est rendue possible par la réalisation d'une base de données de sondages sur toute la région Nord – Pas-de-Calais. À partir de ces sondages, on construit un modèle géologique et géométrique 3-D de la couverture méso-cénozoïque. Les cartes isohypses, isopaques et les coupes, issues de ce modèle, permettent de montrer et d'interpréter les relations entre les différents ensembles sédimentaires. La géométrie du front Hercynien en profondeur est quant à elle soulignée à partir du pointé et de l'interprétation de plusieurs profils sismiques, localisés le long du front hercynien depuis l'Artois jusqu'à l'Avesnois. L'analyse combinée des profils transverses et longitudinaux permet de contraindre la géométrie du front en 3-D et donc de faire ressortir l'évolution latérale du front de chevauchement. Enfin, les données gravimétriques et en particulier le filtrage de ces données amènent des éléments supplémentaires, parfois invisibles sur les autres types de données. Les cartes de l'anomalie de Bouguer, du gradient vertical et horizontal de l'anomalie permettent ainsi de suivre les structures superficielles et profondes en carte. Ces données autorisent de plus la réalisation de modèles gravimétriques, permettant de contrôler la géométrie mise en évidence en sismique.

Les outils SIG (Système d'Information Géographique), c'est-à-dire la cartographie dans un espace géoréférencé, offrent de nouvelles opportunités pour la visualisation et l'interprétation combinées de ces données. L'utilisation de ces outils constitue aussi une partie importante du travail présenté dans ce manuscrit.

Après une brève introduction sur la géologie régionale du Nord de la France, nous présenterons dans une deuxième partie les principaux aspects méthodologiques relatifs à réalisation de la base de données de sondages et la construction du modèle 3-D de la couverture sédimentaire méso-cénozoïque. Les cartes et les coupes extraites de ce modèle seront, dans un deuxième temps, décrites et interprétées. La troisième partie sera axée sur la description des données géophysiques (sismique et gravimétrie). Nous insisterons sur les éléments nouveaux mis en évidence au niveau de la géométrie du front Hercynien. Enfin, dans la quatrième et dernière partie, nous rassemblerons et discuterons les éléments apportés par ces différentes données. Nous verrons que grâce à leur analyse combinée, il est possible d'apporter des éléments de réponse aux questions posées.

CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Chapitre I. Contexte géologique

1. Grandes lignes de la géologie du Nord de la France

Dans ce paragraphe introductif à la géologie du nord de la France, nous allons dans un premier temps décrire les caractéristiques géologiques des différents secteurs étudiés en commençant par ceux, pour lesquels les relations socle - couverture sont observables à l'affleurement. Il s'agit là de faire le point, à l'orée de ces travaux de thèse, sur les connaissances accumulées depuis la fin du 19ème siècle en insistant particulièrement sur les avancées significatives faites depuis une vingtaine d'année sur la compréhension des processus profonds et superficiels gouvernant l'évolution géologique du Nord de la France. Puis, dans une deuxième partie, nous insisterons sur les relations entre la géologie et la morphologie du Nord de la France à partir de l'analyse du modèle numérique de terrain régional.

1.1. Description géologique d'ensemble

Le Boulonnais

Le Boulonnais correspond certainement au site géologique le plus étudié dans le Nord de la France. Comme le montre la carte géologique simplifiée de la Figure 1, on y a en effet accès à l'ensemble sédimentaire le plus complet en bordure Sud du Massif du Brabant avec, en particulier, une série de couverture beaucoup plus épaisse qu'ailleurs dans la région. Cet épaissement (plusieurs centaines de mètres) est lié à l'existence de dépôts jurassiques d'âge Bathonien à Tithonien localisés par un système de failles normales de direction N110-120 et N030 délimitant un golfe subsidant en connexion à l'Ouest avec le bassin du Weald-Wessex (Figure 2) (Auffret & Colbeaux, 1977, Lamarche *et al.*, 1996, Mansy *et al.*, 2003b, Minguely *et al.*, 2005). Ces dépôts disparaissent aussi bien vers le Nord (Calais) que vers le Sud (Montreuil) et l'Est (Saint-Omer) et ne réapparaissent qu'en sondages à l'extrémité Sud de la région se calquant ainsi sur la disposition cartographique en boutonnière du massif du Boulonnais (Sommé, 1991, Colbeaux *et al.*, 1993). Dans les zones de lacune des dépôts jurassiques, on retrouve directement sur le substratum les séries crétacées reposant sur une surface d'érosion majeure à l'échelle du bassin, d'âge fini-jurassique. Celle-ci fait place localement aux dépôts continentaux à faciès wealdiens du Crétacé Inférieur. Ces derniers présentent de très fortes variations d'épaisseur, variations dont on peut penser qu'elles sont localisées par la présence de failles (par exemple, au niveau de la retombée Nord de l'anticlinal du Cap Gris-Nez). L'ensemble est surmonté, en discordance, par la séquence marine de l'Aptien-Albien (sables et argiles à glauconie) et du Crétacé Supérieur (faciès crayeux), séquence mise en place lors d'une phase de transgression généralisée sur les bordures du bassin.

Comme le montre la coupe synthétique à travers le Boulonnais de la Figure 3, la géométrie actuelle du Boulonnais peut être interprétée comme un demi-graben inversé, initialisé lors des périodes de rifting stéphan-permien (événement tardi-varisque) et jurassique moyen-supérieur (rifting Nord Atlantique et Mer du Nord) puis surélevé et plissé en antiforme, lors de la phase d'inversion alpine paroxysmale à l'Eocène Supérieur – Oligocène (Van Vliet-Lanoe *et al.*, 1998, Mansy *et al.*, 2003b). C'est l'érosion de cette structure d'inversion tectonique positive qui a permis l'exhumation des séries jurassiques syn-rift (comme c'est également le cas pour l'anticlinal du Pays de Bray plus au sud) ainsi

que des séries paléozoïques affleurant au sein d'un paléo-relief au Nord de la ville de Marquise, le Massif Paléozoïque de Ferques.

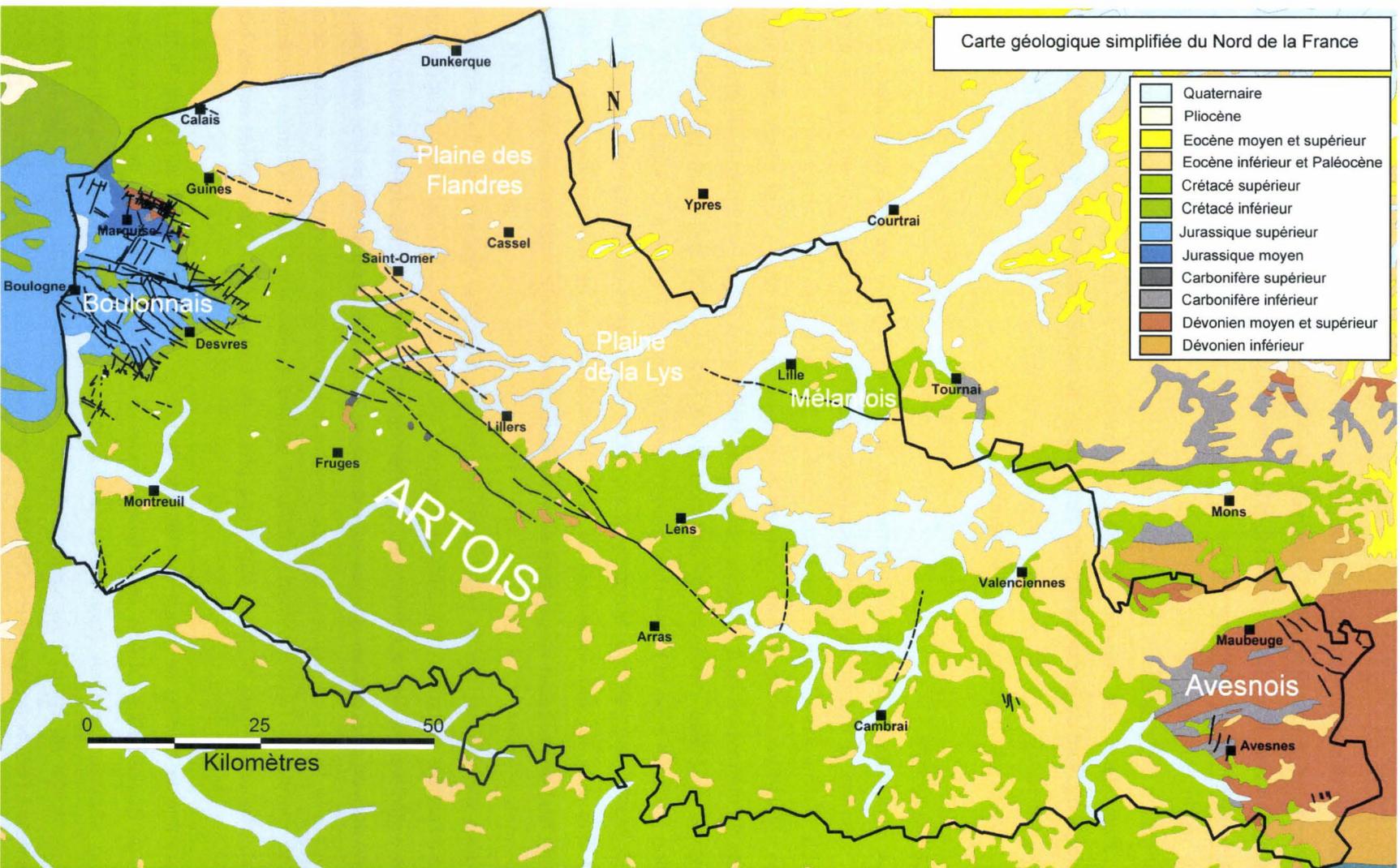


Figure 1 : Carte géologique simplifiée du Nord de la France (modifiée de Lacquement et al., (2004)).

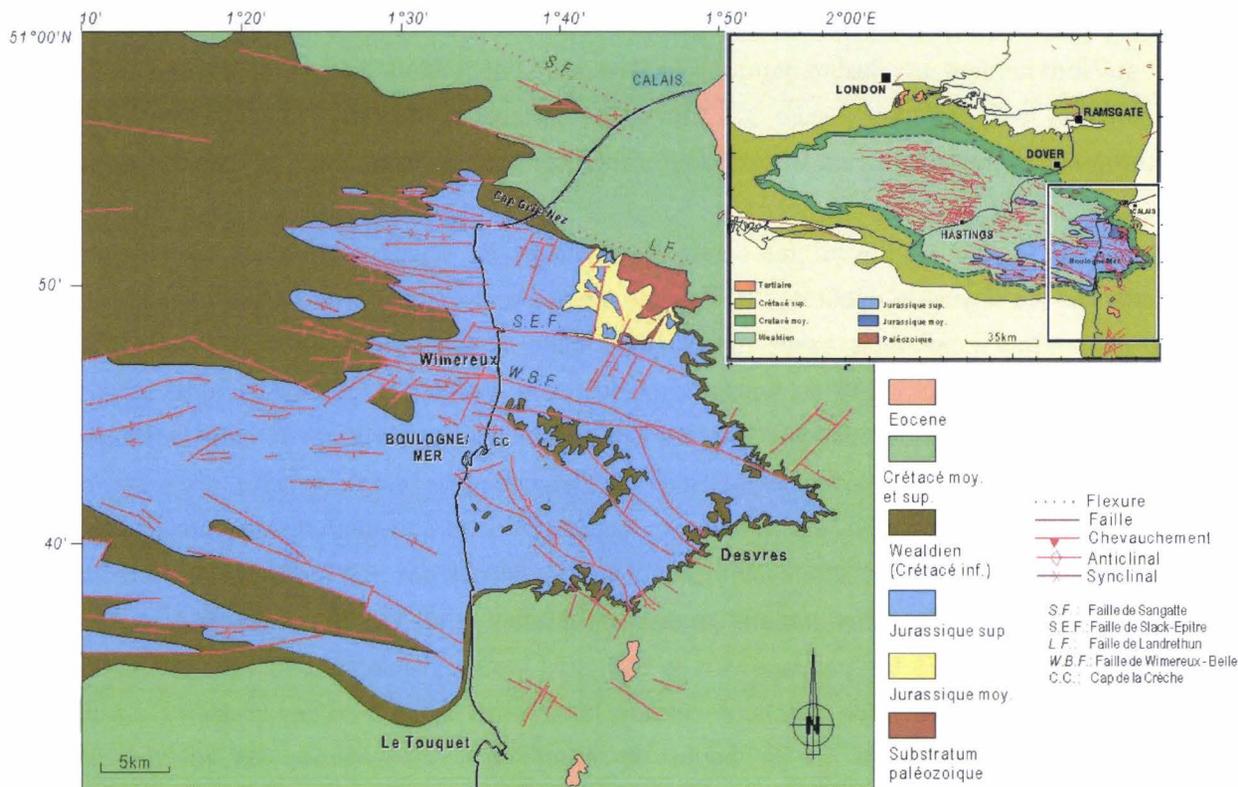


Figure 2 : Cartes géologiques du Boulonnais et de son extension en Manche et au Sud de l'Angleterre. D'après Mansy et al., (2003b).

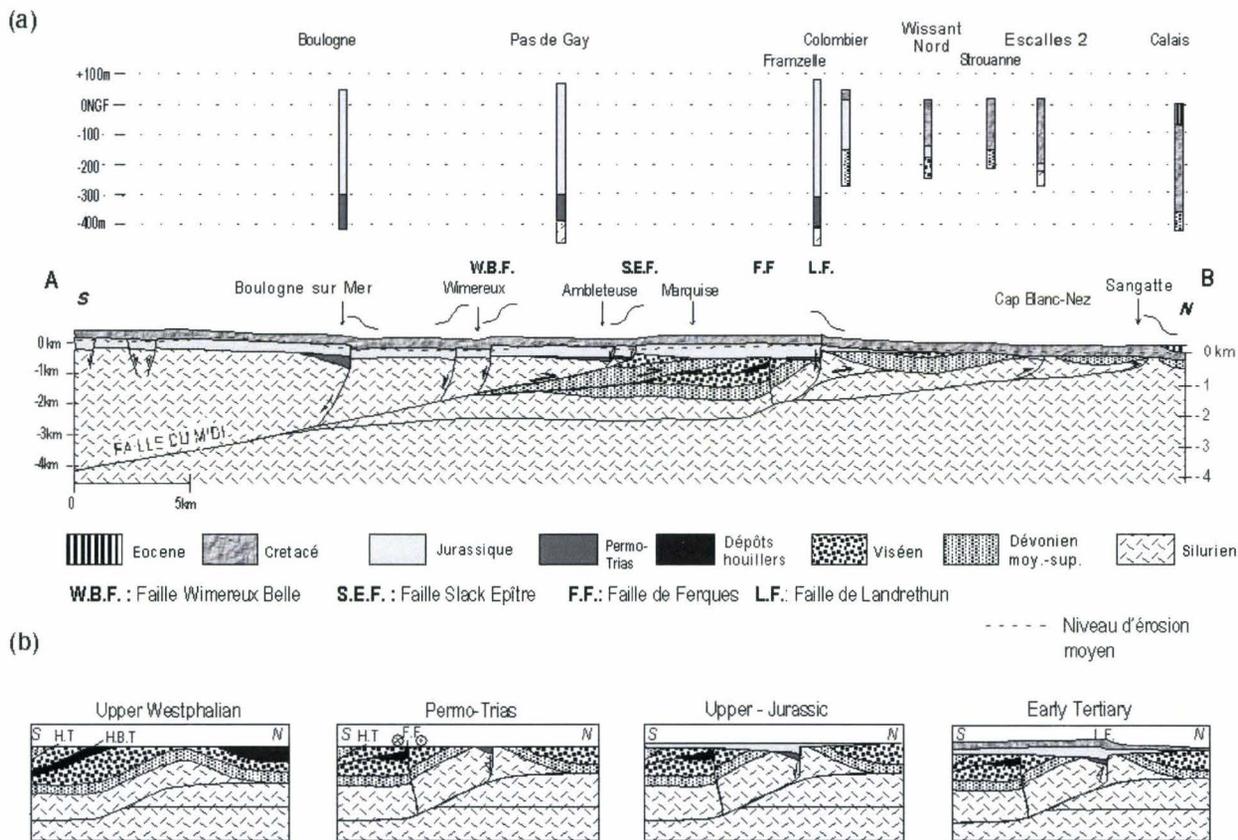


Figure 3 : Coupe interprétative et schéma synthétique d'évolution tectono-sédimentaire du Boulonnais. D'après Mansy et al., (2003b).

Dans cette zone, le Paléozoïque du massif, au sud, est directement en contact avec le Crétacé Inférieur, au Nord formant une flexure marquée (la flexure de Landrethun) interprétée comme un pli forcé à l'aplomb d'une faille profonde (Figure 3a). Les séries crétacées, impliquées dans la retombée de la flexure, plongent graduellement vers le Nord pour s'enfoncer sous la Plaine des Flandres, à remplissage tertiaire.

Au sud de la zone de flexure, les séries paléozoïques du massif de Ferques ont fait l'objet de nombreuses études depuis le début du 20^{ème} siècle, notamment en raison de l'exploitation des dépôts houillers, d'épaisseur néanmoins assez réduite dans cette zone (Bouroz, 1962, 1969). Ces dépôts molassiques namuro-westphaliens du bassin d'avant-chaîne Varisque reposent sur une série argilo-carbonatée d'âge Paléozoïque supérieur relativement réduite (Givétien à Viséen), caractéristique de la marge proximale du massif calédonien du Brabant. Cet ensemble parautochtone, situé au mur du chevauchement frontal hercynien, est affecté par un système de chevauchements, principalement à vergence Nord, dont les rampes sont systématiquement réactivées par des failles normales, contrôlant ainsi la subsidence tectonique des grabens jurassiques (Mansy *et al.*, 2003b, Averbuch *et al.*, 2004). Il est à noter que ces failles, à fort pendage vers le Sud, sont vraisemblablement activées dès le Permien ainsi que le suggère l'existence de dépôts de cet âge, localisés à l'aplomb de ces accidents. Le schéma d'évolution tectono-sédimentaire de la figure 3b illustre ces mécanismes de réactivation des chevauchements varisques dans le Boulonnais.

Il est à noter, pour finir, que le massif paléozoïque de Ferques est, globalement, dans le prolongement des collines de l'Artois et plusieurs auteurs et notamment Bonte (1969) ou Auffret (1977) ont tenté de corréliser les failles observables en Artois avec celles du Boulonnais. Il semble, cependant, que de telles corrélations soient difficiles et qu'il faille plutôt considérer un système de failles se relayant de façon complexe d'ouest en est (Averbuch *et al.*, 2001, Everaerts & Mansy, 2001). Par ailleurs, la disparition des dépôts jurassiques vers l'est du Boulonnais et la remontée associée du substratum implique un jeu majeur selon les failles d'orientation N030 transverses à la direction du front chevauchant varisque, jeu impliquant l'affaissement du bloc occidental de ces failles.

L'Artois

Comme nous venons de la voir, les structures de l'Artois prolongent vers l'Est celles du Boulonnais avec cependant une différence majeure : la séquence transgressive du Crétacé moyen-supérieur repose ici directement en discordance sur le substratum et donc, la phase d'extension du Jurassique supérieur, si active dans le Boulonnais, ne semble pas avoir eu d'impact majeur sur les failles en Artois. Les formations sédimentaires à l'affleurement, sous les sédiments quaternaires, intéressent des séries allant du Dévonien inférieur du substratum (les grès-schistes rougeâtres de type « Old Red Sandstones »), localisés en petits affleurements restreints, à l'Eocène supérieur (Delattre, 1969).

Du point de vue morphostructural, la région est découpée en deux parties séparées par un réseau de failles (les failles de l'Artois) de direction WNW-ESE (Figure 1). Ces failles, à fort pendage vers le Sud, séparent les collines de l'Artois, formées des séries crayeuses du Crétacé supérieur, de l'ensemble Plaine des Flandres - Plaine de la Lys au Nord comprenant des sédiments du Paléocène à l'Eocène. Au sud de ce système de failles, les dépôts cénozoïques sont encore présents mais de façon éparse, dans la partie sommitale de différentes buttes témoins. On les retrouve, par ailleurs, plus au Sud en Ile de France, au centre du Bassin de Paris. Ceci tend à suggérer qu'ils aient pu se déposer sur la zone

surélevée actuellement au niveau de l'Artois mais qu'ils aient, par la suite, été érodés lors du soulèvement. La répartition des différents faciès sédimentaires montre, cependant, une paléogéographie calquée sur la zone en soulèvement dès le Paléocène-Eocène inférieur (Dupuis, 1979) induisant une ébauche de surrection dès cette période.

Comme dans le cas de la flexure de Landrethun, on remarque, sur le compartiment Sud des failles, la présence de petits affleurements de substratum (Carbonifère terminal - Permien et Dévonien inférieur) remonté au contact du Crétacé. Cette disposition montre que les failles de l'Artois ont subi un jeu inverse postérieurement au Crétacé, illustrant le concept, bien connu dans la région, de failles épicrotées de l'Artois (Gosselet, 1908, Bonte, 1936a, Bouroz, 1956). Cette zone surélevée, matérialisée par les failles inverses post-crétacées, a une incidence paléogéographique importante au Cénozoïque puisqu'elle est considérée comme le bord septentrional du Bassin de Paris, l'individualisant ainsi du grand Bassin Cénozoïque des Flandres qui s'étend jusqu'en Mer du Nord.

Le Mélantois

Au nord-est de la région, suivant un axe grossièrement Lille - Tournai, on observe une remontée du Crétacé supérieur et de son substratum paléozoïque (Tournaisis) au sein des dépôts cénozoïques. Cette configuration traduit la présence d'une structure anticlinale faiblement accentuée, l'Anticlinail faillé du Mélantois - Tournaisis. Cette structure, quoique de faible ampleur, a été étudiée depuis longtemps (Bonte, 1957, Waterlot, 1969a) en raison de son influence sur les ressources en eau de la métropole lilloise. Les dernières études menées dans les affleurements paléozoïques de la région de Tournai (calcaires du Tournaisien) semblent pointer l'existence d'une déformation tardi-varisque transpressive (structure en fleur) au sein du substratum (Hennebert, 1998), structure qui aurait été réactivée postérieurement au Crétacé pour donner naissance à l'anticlinal du Mélantois – Tournaisis.

Le Cambrésis et l'Avesnois

A l'Est de la région, on retrouve à l'affleurement les séries paléozoïques déformées de l'Avesnois, qui forment le prolongement occidental des Ardennes belges (Figure 1). Localement, quelques affleurements de sédiments cénozoïques reposent directement en discordance sur le Paléozoïque suggérant le non-dépôt des séries transgressives du Crétacé moyen-supérieur sur une partie du substratum de l'Avesnois. L'existence, néanmoins, de ces dépôts crétacés plus au Nord dans le bassin de Mons suggère une paléogéographie assez complexe du bassin à cette époque et la limite précise d'extension des dépôts sur la bordure Sud-Ouest des Ardennes reste pour l'instant mal connue. Quoiqu'il en soit, le massif paléozoïque s'enfonce progressivement vers l'Ouest sous les séries crétacées moyen-supérieur et cénozoïques du Cambrésis. Cette dernière zone forme ainsi, au Cénozoïque, une sorte de seuil, relativement affaissé, entre les zones en soulèvement de l'Artois et de l'Avesnois (Dupuis, 1979).

Concernant le substratum de l'Avesnois, la série paléozoïque intègre des dépôts silico-clastiques et carbonatés de plate-forme s'étalant globalement entre le Dévonien inférieur et le Dinantien, séquence caractéristique de la série allochtone au toit du chevauchement frontal varisque. Les relativement bonnes conditions d'affleurement des terrains paléozoïques en ont fait un terrain d'étude majeur tant au niveau stratigraphique qu'au niveau structural. Parmi la multitude d'études concernant cette zone, on peut citer les travaux récents de Mansy et al. (1988), Khatir (Khatir, 1990), Meilliez (1991), Lacquement (2001). En

carte, l'Avesnois apparaît comme une vaste structure synclinale (l'équivalent de ce qu'on nomme en Belgique, « synclinorium » de Dinant) dont le cœur est constitué de calcaires carbonifères du Dinantien. Cet ensemble correspond à une vaste unité charriée vers le Nord sur le Parautochtone brabançon via une grande zone de chevauchement matérialisée par la Faille du Midi (Briart & Cornet, 1876).

1.2. Aspects géomorphologiques

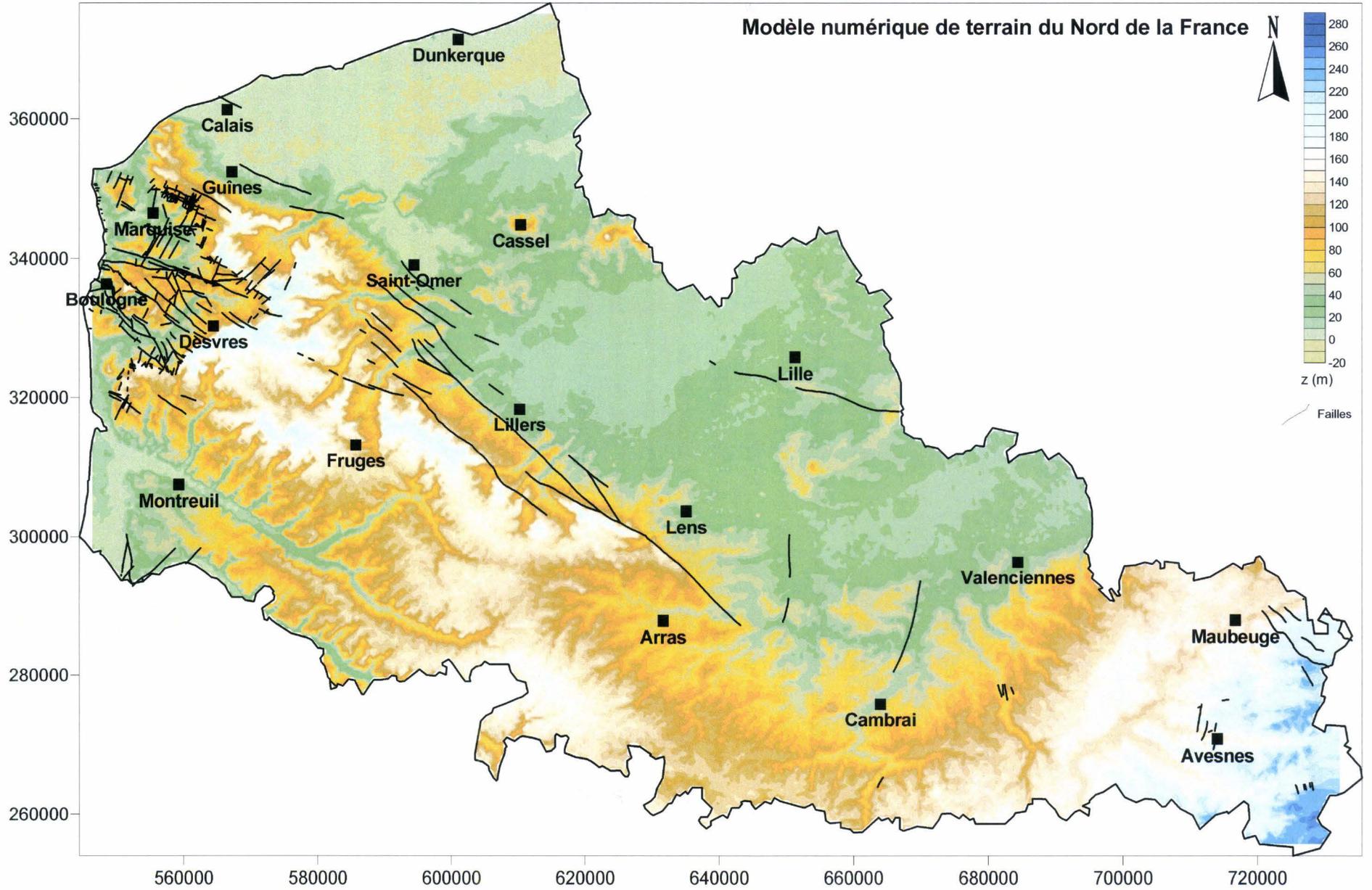
Le modèle numérique de terrain (MNT) (Figure 4) a été compilé à partir des données récupérées sur internet et représenté sous Surfer. Les failles de la carte géologique simplifiée, présentée en Figure 1, ont été superposées aux données topographiques.

La région Nord – Pas-de-Calais présente deux types de morphologies. La première représentée au SW de notre région, montre des collines (Desvres, Fruges, Arras jusqu'au sud de Cambrai) dont l'altitude maximale est comprise entre 160 et 200 m. Ces collines présentent un alignement WNW-ESE qui se poursuit depuis les contreforts du Boulonnais jusqu'au Cambrésis. Cette disposition est particulièrement nette entre Desvres et Arras au niveau de ce que l'on appelle les Collines de l'Artois. Il est à noter que cette morphologie semble être directement corrélable au réseau de failles d'orientation WNW-ESE. Nous avons vu que les compartiments Sud de ces failles sont systématiquement surélevés par rapport à ceux du Nord. Il y a donc de prime abord, des interactions évidentes entre la topographie et ces accidents.

Un autre élément important à noter est que la direction de l'incision de la Canche, rivière passant à Montreuil, est également parallèle à la direction structurale majeure WNW-ESE. De plus la vallée est assez rectiligne. Ceci dénote d'une incision rapide de la rivière probablement liée à une surrection tout aussi rapide, cette dernière pouvant être contrôlée par les structures géologiques (Sommé, 1969a). On observe aussi ce phénomène sur l'Authie ainsi que sur la Somme plus au sud. Si un contrôle structural est possible, il ne faut pas oublier que ces rivières sont, à plusieurs endroits canalisées. Il est donc peut-être normal que leurs directions soient aussi rectilignes.

Le dernier élément notable est que si les corrélations entre les failles de l'Artois et celles du Boulonnais n'ont pas vraiment été mises en évidence, la géologie de terrain n'apportant aucun élément dans ce sens, au niveau du MNT, on remarque quand même que les collines de l'Artois se prolonge jusqu'au contour du Boulonnais. D'après Sommé (1969a), entre l'Artois et le Boulonnais, les irrégularités des Talwegs et les versants dissymétriques des collines impliquent une influence structurale qui correspond à la continuité des structures entre ces deux pays. Des études récentes, utilisant des méthodes indirectes comme la gravimétrie, ont permis de montrer que les failles depuis le Boulonnais jusqu'en Artois semble s'organiser dans un système en relais (Everaerts & Mansy, 2001). Ces deux zones sont donc intimement liées.

Figure 4 : Modèle numérique de terrain dans le Nord de la France.



Le Boulonnais

Les contours de la boutonnière du Boulonnais ressortent bien sur le MNT. Ceci est dû à l'escarpement continu de sa bordure (Sommé, 1969a). Globalement, le Boulonnais est plus bas que l'Artois. L'altitude maximale est de 180 m pour une altitude minimale de quelques mètres. On note cependant qu'il semble découpé en plusieurs blocs, bien délimités et incisé par les failles majeures (Faille de Slack-Epitre, Faille de Wimereux-Belle). Certains de ces blocs sont surélevés par rapport aux autres (à l'Est de Boulogne par exemple). Cet élément est intéressant puisqu'il montre un jeu différentiel des failles majeures soulevant ou affaissant certaines zones (Sommé, 1969a). Les mouvements compressifs ou extensifs liés à l'évolution géologique de la région ne sont donc pas accommodés de la même manière le long de ces failles. Au niveau du Massif de Ferques (NE de Marquise), le MNT montre une zone de hautes altitudes (180 mètres). Ce haut correspond aux dépôts les plus vieux du Boulonnais. Il est donc clair qu'il y a aussi un fort contrôle structural de la zone juste au sud de la Flexure de Landrethun (Lamarche *et al.*, 1996).

Plaine des Flandres

La plaine des Flandres présente des altitudes faibles, la plupart du temps inférieures à 30 mètres vers l'intérieur des terres. La partie côtière montre quant à elle des altitudes plus faibles encore et parfois négatives (1 ou 2 mètres en dessous du niveau marin). L'élément frappant dans le relief est la présence de plusieurs monts ressortant très nettement de la plaine faiblement ondulée. Ces monts (Mont Cassel à l'aplomb de la ville du même nom, puis Mont des Cats, Mont de Boeschepe et Mont Kokereel) semblent alignés suivant une direction quasiment Est-Ouest. D'un point de vue stratigraphique, ces monts sont les témoins du dépôt des couches cénozoïques (Eocène moyen et supérieur, et pliocène) disparues partout ailleurs de la région Nord - Pas-de-Calais (Briquet, 1906). Plusieurs hypothèses ont été formulées quand à leur conservation ou leur formation. Il semblerait qu'une érosion différentielle contrôlée structuralement par le jeu récent (cénozoïque) de failles parallèles et perpendiculaires aux structures régionales puisse expliquer la préservation et l'alignement des monts (Briquet, 1906, Celet, 1969, Sommé, 1969a).

Le Cambrésis

Le Cambrésis (alentour de Cambrai) est dans une position particulière. Il est coincé entre l'Avesnois, dont les altitudes dépassent les 260 mètres, et les collines de l'Artois. L'altitude de la zone est comprise entre 40 mètres environ (au Nord de Cambrai) et monte jusque 160 m dans sa partie la plus haute (Sud de Cambrai). Cette ride d'orientation E-W sépare le bassin de l'Escaut au Nord de celui de la Somme et de l'Oise au Sud (Celet, 1969). Elle semble, d'après Celet (1969), relayer les collines de l'Artois. En coupe, les sédiments forment un large pli déprimé dans sa partie médiane et dont le flanc sud est plus fortement incliné qu'au nord (Waterlot, 1969b). Ce qui est intéressant c'est la forme arquée de l'ensemble Artois – Cambrésis – Avesnois. Quand on regarde plus en détail, on remarque que les vallées incisant l'anticlinal ont des directions NNE - SSW à l'Ouest de Cambrai et change d'orientation pour passer NNW – SSE à l'Est de Cambrai. Ce changement d'orientation s'effectue quasiment au même endroit que celui plus global de la chaîne hercynienne.

Conclusion

Le Nord de la France est dans une position clé puisque c'est ici qu'est localisé le front principal nord de la déformation Varisque. Les structures sont cependant masquées par la couverture sédimentaire méso-cénozoïque. Ce qui est frappant dans la région c'est qu'au niveau de la géologie régionale, c'est-à-dire de la répartition stratigraphique comme au niveau de la morphologie, il y a un fort contrôle structural que l'on ressent partout.

2. Les principales formations rencontrées : aspects stratigraphiques

Le but de cette partie n'est pas de donner une stratigraphie complète pour la région mais plutôt de fournir les éléments litho-stratigraphiques qui nous ont permis, lors de la réalisation de la base de données, d'interpréter ou de découper les sondages.

2.1. Le substratum Paléozoïque

Le log litho-stratigraphique simplifié de la Figure 5 synthétise les caractéristiques principales des séries paléozoïques que l'on rencontre dans le Nord de la France. Il a été volontairement simplifié, le but n'étant pas d'en fournir un descriptif complet mais de donner un aperçu assez juste des lithologies principalement rencontrées ainsi que de leurs épaisseurs. Il est évident que les séries ne sont pas homogènes et qu'elles peuvent présenter des variations latérales de faciès parfois importantes.

2.2. La couverture méso-cénozoïque

De la même manière que pour les séries paléozoïques, la Figure 6 est un log litho-stratigraphique simplifié des séries mésozoïques et cénozoïques rencontrées dans le Nord de la France. Il a aussi été fait abstraction des variations latérales au sein de ces séries. Elle a été compilée à l'aide d'une série de publications dont les plus importantes sont : Gosselet (1904, 1905, 1911, 1913) ; Bonte (1969) ; Caulier (1974) ; Monciardini (1978) ; Mégnien et al. (1980) ; Robaszynski et al. (1980) et les notices des cartes géologiques de la région.

Quelques précisions sont à apporter notamment au niveau du Trias et du Jurassique inférieur. Le Trias n'a pas été inclus dans la colonne stratigraphique car il n'existe que très localement dans des poches karstiques sous forme d'argiles noires ligniteuses (Corsin, 1950). Ces argiles sont réunies dans la Formation de la Vallée Heureuse datée du Rhétien d'après la faune et la flore présente. Le Jurassique inférieur n'est aussi pas mentionné car il ne semble pas exister dans le Nord de la France. Il a peut-être été rencontré dans le sondage de Frametzelle (n° BRG M 5-2-8) sous forme d'argile ou d'argilite à lignite, de calcaire blanc ou encore d'argile « schisteuse ». Cependant, comme aucune datation n'a été effectuée, il semble difficile de répondre avec précision.

Il faut aussi noter que des séries plus récentes existent dans la Plaine des Flandres. Il s'agit des séries de l'Eocène moyen et supérieur, et du Pliocène qui sont préservées au sommet des Monts des Flandres que nous avons cités plus haut. Nous avons choisi de ne pas ajouter ces séries au log stratigraphique du fait de leur caractère très localisé.

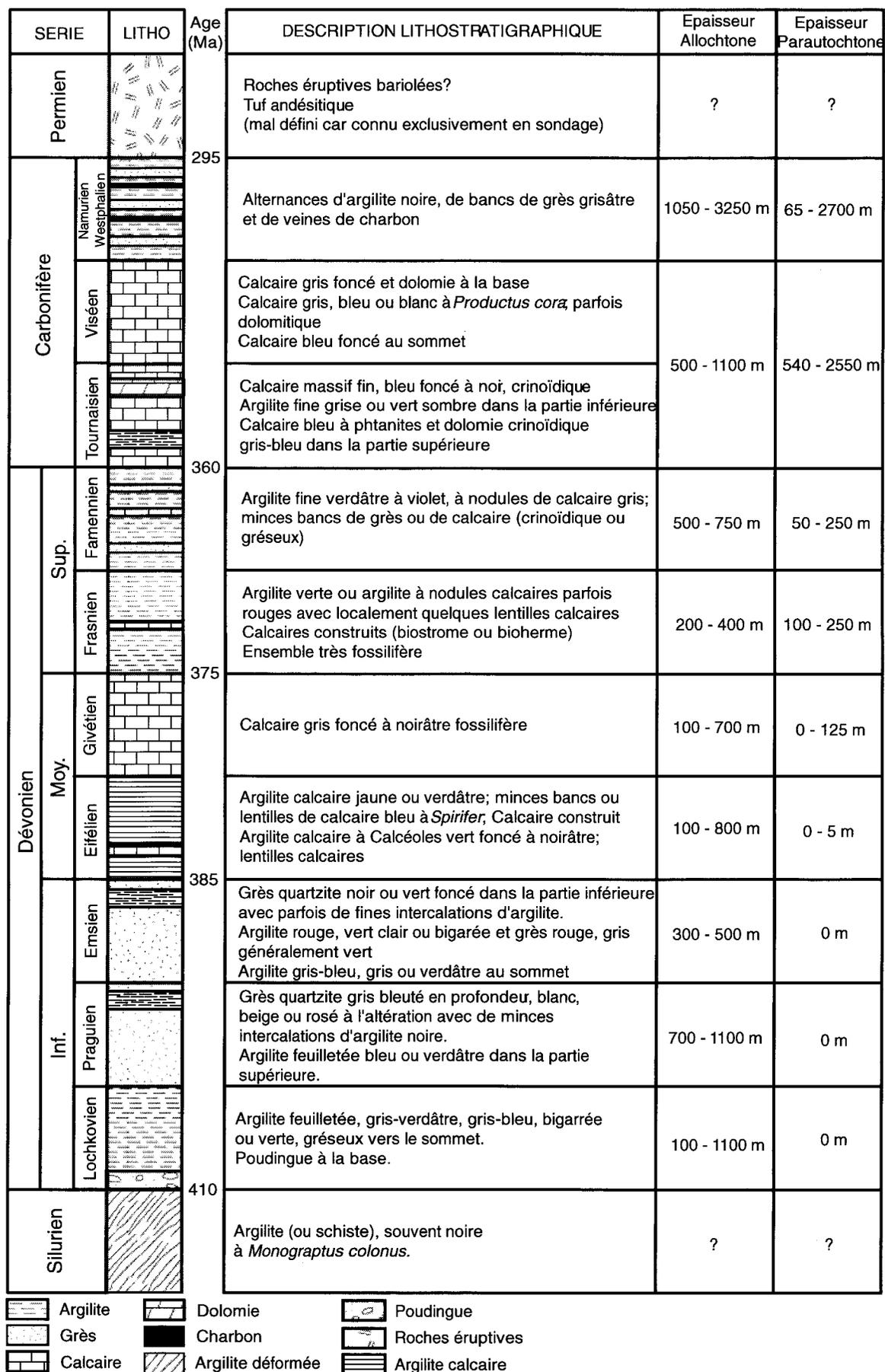


Figure 5 : Log lithostratigraphique simplifié et épaisseurs des séries Paléozoïque dans le Nord de la France (d'après Waterlot (1969) ; Bouroz (1999) ; Boulvain et al. (1999), Bultynck et al. (1991) ; Bultynck et al. (2002) ; Lacquement (2001)).

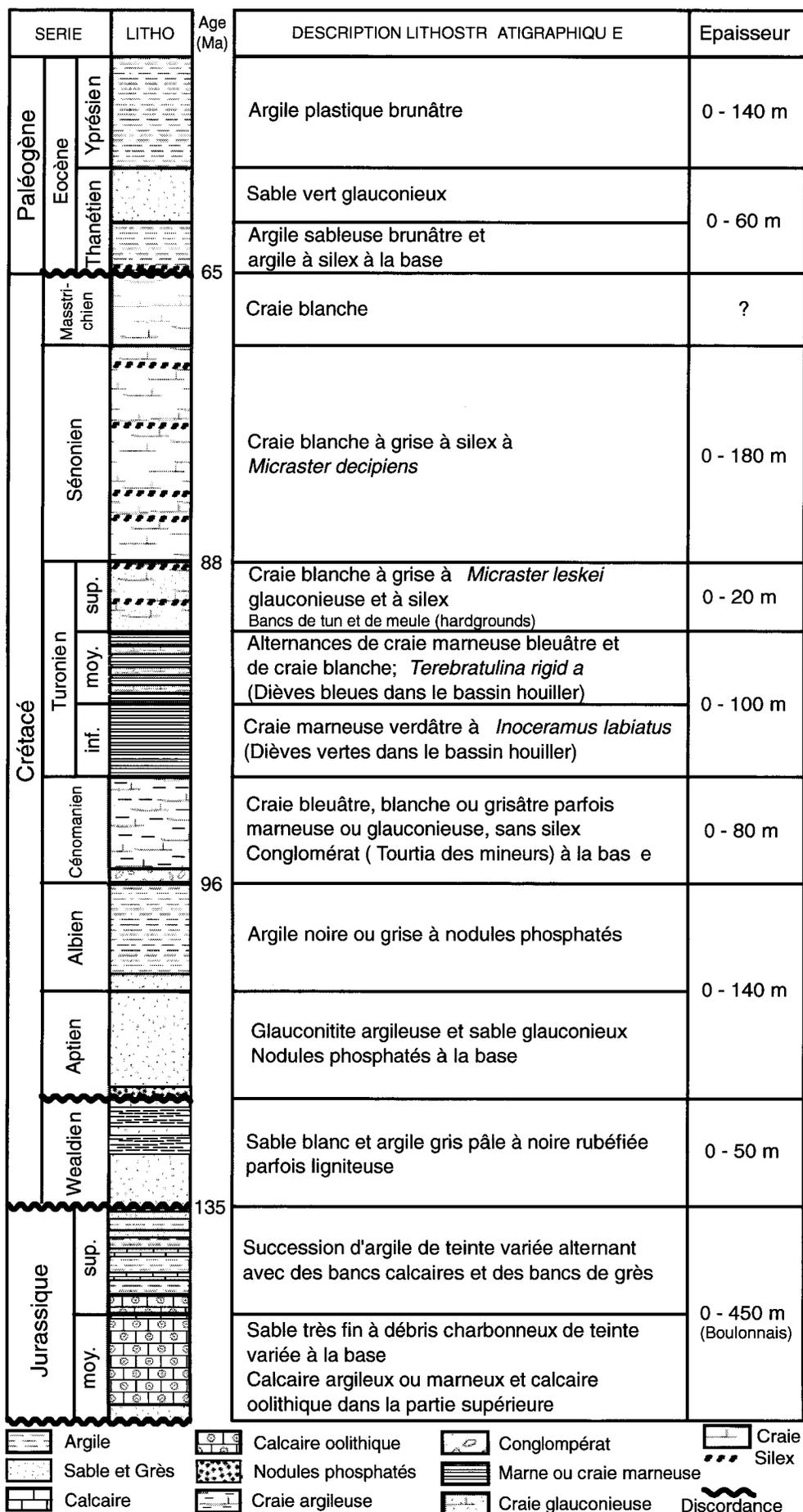


Figure 6 : Log litho-stratigraphique simplifié et épaisseurs des séries mésozoïques dans le Nord de la France

3. Contexte structural

Cette partie a pour objectif de présenter les traits majeurs de la tectonique du Nord de la France à la fois en ce qui concerne ces aspects superficiels que ceux plus profonds affectant le socle paléozoïque.

3.1. Structures superficielles

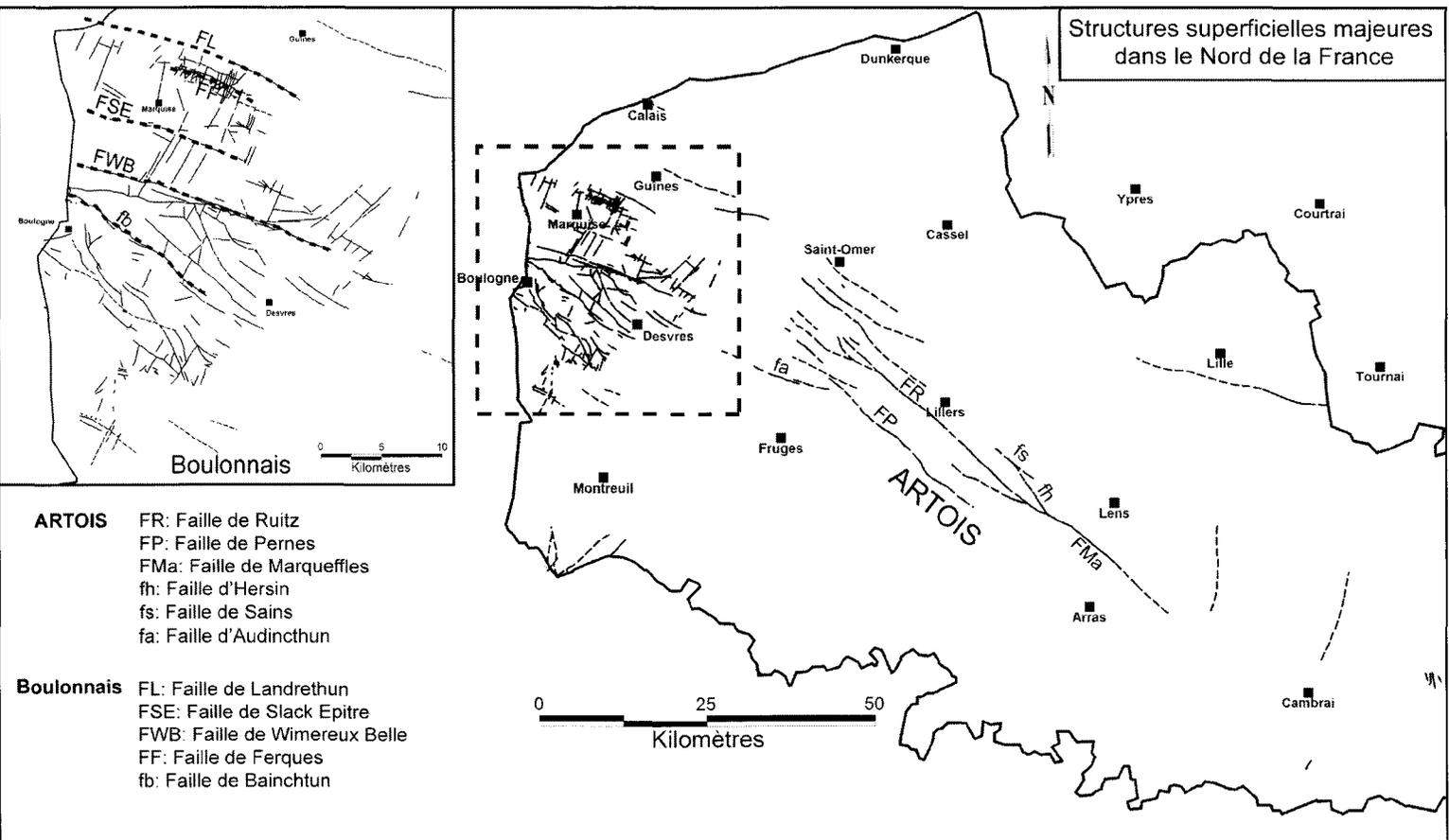


Figure 7 : Distribution des principales failles superficielles dans le Nord de la France.

Comme le montre la Figure 7, les principales failles superficielles, détectables à partir de l'analyse des cartes géologiques, concernent principalement les régions de l'Artois et du Boulonnais. En Artois, le trait structural majeur est, comme nous l'avons déjà vu dans les grandes lignes de la géologie du Nord de la France, l'axe surélevé de l'Artois. La surrection des collines de l'Artois, qui s'est produit au Cénozoïque s'est accompagnée du jeu, en sens inverse de failles, d'orientation N130, ayant affecté auparavant le socle Paléozoïque (Delattre, 1969) (Figure 7). Ces failles ont été désignées par Gosselet (1908) sous le nom de failles épicrotées du fait de leur héritage paléozoïque. Plus tard, Bouroz (1956) précise le tracé et les mouvements de ces failles. Il montre d'abord un jeu en normal (extensif) au cours d'une phase post-varisque créant de petits bassins localisés sur le bord sud des failles puis, il propose une reprise en sens inverse de ces mêmes failles (compressif) au Cénozoïque, générant la surrection des collines de l'Artois. Ce n'est qu'en 1961 que Mériaux (1961) propose la première datation des séries post-varisques déposées durant la phase extensive, les Conglomérats rouges de l'Artois. Le mouvement normal serait fini Carbonifère à Permien.

Sur la figure 7, on peut distinguer, en Artois, du Nord au Sud, les failles de Sains, d'Hersin, de Ruitz, de Marqueffles et de Pernes. Ce sont ces failles qui sont considérées comme épicrotées par Gosselet. Il faut tout de même noter que la faille d'Audinchtun semble d'après les dernières études, faire aussi partie de ces failles inversées ainsi que nous le verrons plus tard. Comme nous l'avons présenté dans le paragraphe précédent, des corrélations entre les failles du Boulonnais et celles de l'Artois ont été proposées (Bouroz, 1962, Bonte, 1969). Cependant, on observe un très léger changement d'orientation des failles dans le Boulonnais avec des directions plutôt N110-N120. Selon ces études, la faille de Landrethun correspondrait à la Faille de Sains ; La faille de Ferques à la faille de Ruitz ; la faille de Slack-Epître à la faille de Marqueffles et la faille de Wimereux-Belle à la faille de Pernes. Cependant, aucun élément cartographique ne permet de confirmer ces relations. Le seul élément en faveur de ces correspondances est la présence de collines, presque continues depuis l'Artois jusqu'au Boulonnais (voir Figure 4). Les données gravimétriques suggèrent cependant une autre interprétation. Les failles boulonnaises et artésiennes semblent s'amortir latéralement en une dizaine de kilomètres. Elles ne constituent donc pas une zone faillée continue mais plutôt un réseau en échelons (Everaerts & Mansy, 2001).

Si les jeux successifs et l'héritage paléozoïque de ces failles sont reconnus et admis par tous les auteurs cités plus haut, leur géométrie en profondeur est moins clairement établie. Pour ces auteurs, comme ces failles sont postérieures aux structures majeures du front de déformation varisque, elles doivent les recouper. C'est ce qui est imagé sur les coupes de Delattre (1969) et sur les coupes présentées sur la carte du bassin houiller réalisées par les HBNPC (Bouroz *et al.*, 1963) par exemple. Cependant, les concepts concernant les relations entre les failles normales post-orogéniques et les chevauchements ont grandement évolué depuis ces premières interprétations. En effet, depuis le début des années 1980, il a été montré de façon générale que les failles normales tardives avaient plutôt tendance à se greffer sur les chevauchements préexistants, réactivant partiellement les chevauchements en profondeur (préférentiellement au niveau des rampes chevauchantes) et recoupant les retombées anticlinales superficielles suivant une géométrie caractéristique de « short-cut » (Figure 8 a et b) (Williams *et al.*, 1989, Tavarnelli, 1999). Ce type de géométrie associé à une inversion tectonique négative a été observée au sein de différents systèmes orogéniques, aussi bien récents (par exemple les Apennins ou le front septentrional des Pyrénées orientales, (Gorini *et al.*, 1991, Averbuch *et al.*, 1993, Averbuch *et al.*,

1995, Tavarnelli, 1999)), que plus anciens (le front Sud-varisque dans le sud du Massif central (Legrand *et al.*, 1991)). Les études, menées récemment dans le Boulonnais, ont également suggéré l'enracinement des failles normales tardi-paléozoïques et jurassiques sur les rampes chevauchantes varisques (Averbuch *et al.*, 2001, Mansy *et al.*, 2003b). Dans le cas du Boulonnais et de l'Artois, nous sommes amenés à considérer une double inversion tectonique : l'une négative, les failles venant en « short-cut » sur les chevauchements réactivés en extension, et l'autre positive (Williams *et al.*, 1989) postérieurement au Crétacé impliquant la reprise des chevauchements en compression (Figure 8 c). Ce deuxième type d'inversion, impliquant le rejeu en faille inverse d'une faille normale délimitant un bassin, a été beaucoup étudié ces dernières années, que ce soit du point de vue de la modélisation analogique (McClay, 1995) ou de l'analyse structurale (Vially *et al.*, 1994). De nombreux exemples de ces structures ont été décrits, en particulier dans des domaines proches du Nord de la France, que ce soit en Mer du Nord (Badley, 1985, Badley *et al.*, 1989), dans le sud de l'Angleterre (Underhill & Paterson, 1998) ou dans le sud de la Hollande (Gras, 1995).

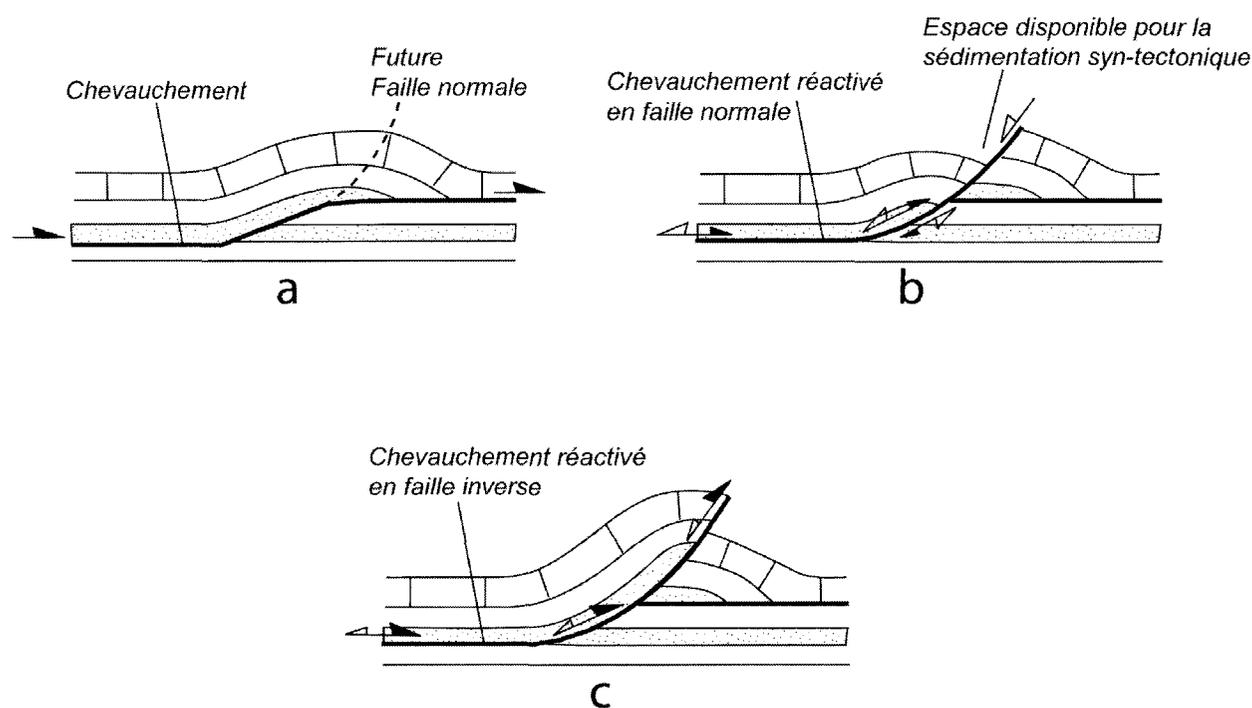


Figure 8 : Schéma de l'inversion tectonique. (a) Etat initial. (b) Inversion tectonique négative. (c) Inversion tectonique positive.

L'âge de la première phase extensive, considéré globalement fini Carbonifère-Permien, a été précisé récemment grâce à de nouvelles données stratigraphiques sur les dépôts syntectoniques continentaux, les Conglomérats rouges de l'Artois. Des *microcodium* remaniés dans les couches supérieures de ces niveaux montre un âge Permien inférieur-moyen pour le sommet de la séquence conglomératique (Mansy *et al.*, 2003a). Par ailleurs, la grande similitude de ces dépôts avec ceux de la série inférieure post-varisque d'Exeter dans le Devon (Angleterre) pourrait suggérer un âge globalement Stéphanien supérieur - Permien moyen pour l'ensemble de la série conglomératique.

La seconde phase d'inversion, en compression, est plus dure à préciser. Les sondages, et notamment le Puits n°10 de Noeux (Bouroz, 1956), montrent que l'inversion majeure est clairement

postérieure au Crétacé supérieur. Dans le Boulonnais, Lamarche et al (1996) propose une phase d'inversion depuis l'Eocène jusqu'au Miocène montrant plusieurs pulsations (Eocène moyen, Miocène inférieur). Ce scénario est également considéré par Van Vliet – Lanoë et al (1998) dans le détroit du Pas-de-Calais avec néanmoins, la définition d'une phase paroxysmale au passage Oligocène – Miocène. Concernant la cinématique de cette inversion, il a été proposé que le jeu des failles majeures de l'Artois et du Boulonnais ne soit pas purement inverse mais intègre une composante décrochante dextre (Auffret & Colbeaux, 1977, Mansy *et al.*, 2003b) comme le suggère, par exemple, la géométrie de la retombée de la flexure du cap Gris-Nez au toit de la faille profonde de Landrethun (Lamarche *et al.*, 1996). Il est à noter que ces grandes phases de déformation se retrouvent également dans le sud de l'Angleterre (le bassin du Weald-Wessex, (Underhill & Paterson, 1998, Mansy *et al.*, 2003b) et s'intègrent totalement, à plus grande échelle, dans la dynamique d'évolution du Bassin de Paris (Colbeaux *et al.*, 1993, Lamarche *et al.*, 1996).

Pour finir avec l'analyse des structures superficielles, quelques mots sur l'existence des failles orientée N030 particulièrement visibles en bordure orientale du bassin du Boulonnais (Figure 7). Comme nous l'avons vu, elles contrôlent l'affaissement vers l'ouest du substratum et l'individualisation du bassin jurassique sur sa bordure orientale puisqu'en Artois, les dépôts jurassiques sont absents. Si le jeu normal de ces failles est nécessaire pour expliquer cette disposition, il est probable qu'elles intègrent une composante transtensive nécessaire si on prend en compte le caractère globalement N-S de l'extension dans les séries jurassiques du Boulonnais (Mansy *et al.*, 2003b). Il est également fort probable que, comme les failles d'orientation ENE-WSW, elles soient contrôlées par des structures profondes dans le socle. Cependant la géométrie en profondeur de ces failles reste, à ce stade, peu connue.

3.2. Structures profondes : le front de chevauchement nord-varisque.

3.2.1. Aperçu général

La Figure 9 présente les données de base concernant les structures profondes dans le Nord de la France. La coupe de la Figure 9 a présente la géométrie à grande échelle du soubassement paléozoïque sous la bordure septentrionale du Bassin de Paris. Les failles répertoriées en Figure 9 b sont reprises de l'écorché géologique (Figure 10), établi pour la prospection pétrolière à partir d'une synthèse des données de forage (C.F.P. (M), 1965). Pour les structures affectant le bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais, elles ont été dessinées à partir de la carte des zones stratigraphiques à la côte -300m des HBNPC (Bouroz et al., 1963). Ces deux documents représentent, encore aujourd'hui, les synthèses les plus abouties sur la structuration profonde du Nord de la France. Sur la Figure 9 b, les failles du bassin houiller sont en trait plein car la structuration du bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais, est vraiment très bien contrainte suite aux nombreuses publications qui ont suivi l'avancée de l'exploitation houillère depuis la fin du 19ème siècle. Pour le reste de la carte, les pétroliers ont utilisés les outils géophysiques (notamment la gravimétrie) et les sondages pour mettre en évidence la structuration. Il est évident que la somme des informations est nettement moins importante que celles disponibles au niveau du bassin houiller et c'est pour cela que les tracés des failles apparaissent en pointillés et restent donc sujettes à discussion.

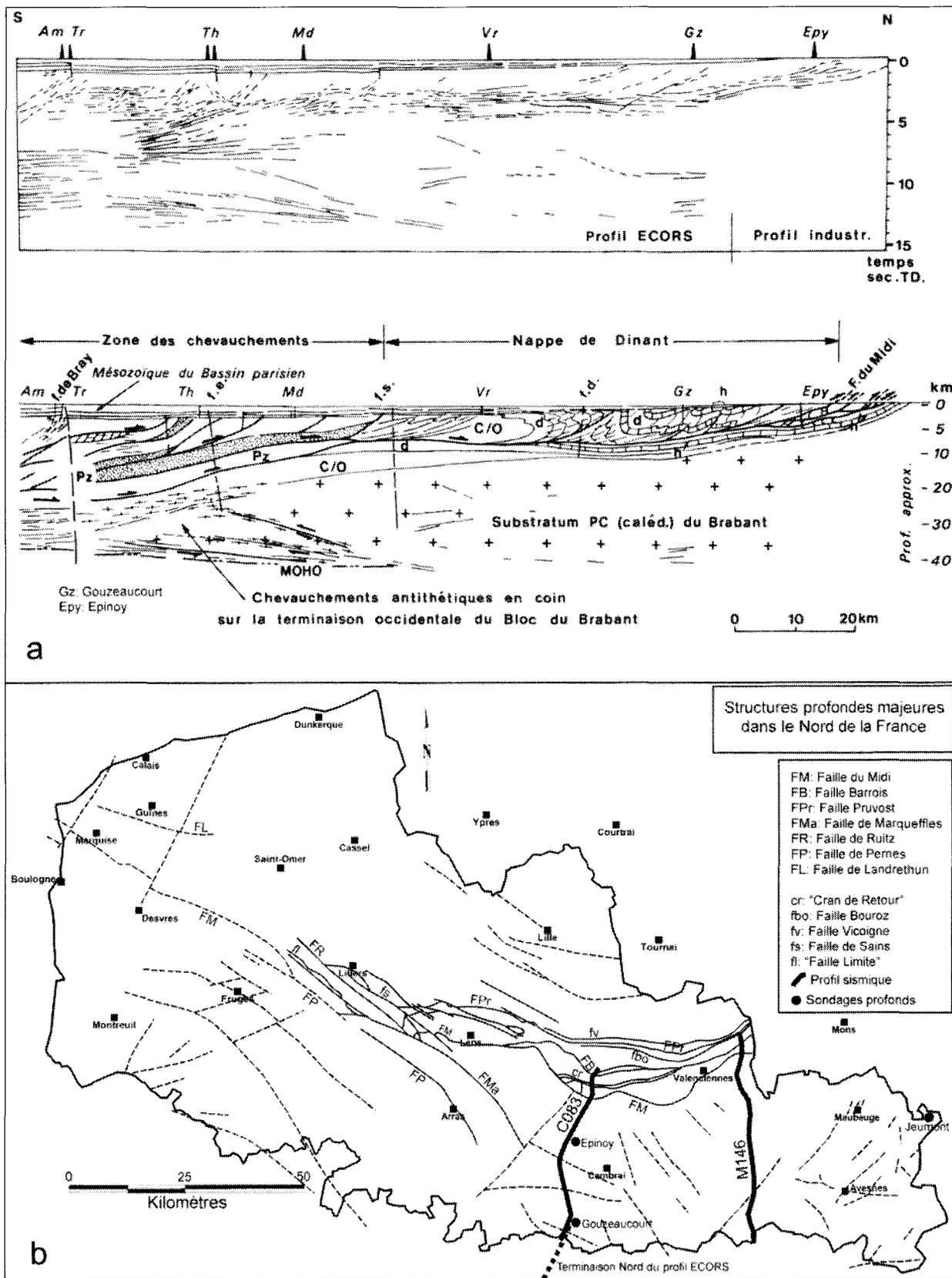


Figure 9 : (a) Coupe géologique générale à travers le Nord de la France à partir du profil sismique ECORS-Nord de la France (Cazes & Torreilles, 1988). (b) Distribution des failles profondes majeures dans le Nord de la France.

Ainsi que le montre la coupe géologique d'échelle crustale issue de l'interprétation du profil ECORS-Nord de la France (Figure 9 a), le soubassement du bassin de Paris est affecté dans notre région de nombreux chevauchements mis en place au cours de l'orogénèse varisque. Ces chevauchements dissèquent la marge sud du paleo-continent Laurussien (Continent des Vieux Grès Rouges), initialement en connexion avec un domaine océanique méridional dont les reliques jalonnent un domaine s'étendant du Cap Lizard au sud de l'Angleterre, la faille du Pays de Bray et les massifs de « phyllites » en bordure de la faille du Hunsrück (Allemagne) (Matte, 1986). L'écaillage progressif de ce bassin Lizard-Rhénohercynien au cours du Namurien et du Westphalien (320-305 Ma) est à l'origine d'un système chevauchant à vergence Nord dont le front traverse le nord de la France depuis globalement Boulogne sur Mer jusqu'à Valenciennes (Figure 9 b). A l'avant de ce front, s'individualise un bassin flexural d'avant-chaîne à remplissage de molasses continentales, riches en veines de charbon, le bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais. Sur la coupe interprétée suivant le profil ECORS (voir sa localisation en Figure 9 b), le trait majeur de ce front de chevauchement nord varisque est l'existence d'un chevauchement basal, faiblement penté, d'échelle crustale dont l'émergence principale correspond à un accident majeur à l'échelle du Nord de la France, la faille du Midi. Ce chevauchement majeur est particulièrement bien défini au niveau du bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais puisqu'il en constitue la limite Sud (d'où son nom). Celui-ci met en place une unité allochtone Dévono-Carbonifère, souvent appelée « Allochtone ardennais », sur une unité para-autochtone à sédimentation réduite au cours du Dévonien-Carbonifère (« Para-autochtone » du Brabant) surmontée des dépôts molassiques Namuro-Westphaliens d'avant-chaîne (Figure 10)(Meilliez, 1991). Le soubassement de l'unité para-autochtone du Brabant est constitué d'un socle sédimentaire paléozoïque inférieur (Cambrien-Ordovicien-Silurien) déformé au cours de l'orogénèse calédonienne (Debacker *et al.*, 2005).

Dans le détail, la Faille du Midi qui est assimilé au front principal de la chaîne, n'est pas une surface de chevauchement unique et continue latéralement, depuis Valenciennes jusqu'à Boulogne sur Mer. Il est clair que ce chevauchement frontal dénommé partout avec le même nom est, en fait, un système de chevauchements qui se relaient latéralement, parfois probablement de façon extrêmement complexe (Lacquement *et al.*, 2005). Le tracé en carte de ce chevauchement frontal présente un changement d'orientation conséquent qui donne cette forme caractéristique en V au front. Ce changement de direction a été attribué à la présence d'un « haut fond », « l'anticlinal de Marchiennes, sorte de relief probablement antérieur à l'orogénèse, qui joueraient le rôle de butées sur lesquelles viendraient se mouler les chevauchements (Becq-Giraudon *et al.*, 1982). Meilliez (1989), Marton (2000) et Lacquement (2001) proposent que ce soit la structuration précoce du bassin qui règle la localisation des déformations et permette l'acquisition de cette forme. Nous reviendrons ultérieurement sur ce problème tout en remarquant, néanmoins, que ces deux types d'interprétation ne sont pas incompatibles.

Le cœur du Bassin houiller est découpé par de grands chevauchements qui ont cette même forme en V que la Faille du Midi. C'est une zone extrêmement compliquée d'un point de vue structural car les chevauchements sont multiples, se relaient les uns aux autres, disparaissent pour réapparaître latéralement. Bouroz (1961) écrit que seules la Faille du Midi et les failles Barrois et Pruvost jouent un rôle primordial dans la structuration du bassin puisque ce sont les seules qui charrient le houiller sur de grande distance. Toujours d'après cet auteur les autres structures ou accidents ne sont, qu'une « conséquences du deuxième ordre des ruptures majeures » précédemment citées. Il faut quand même

noter, et nous le verrons sur les coupes du front dans le paragraphe suivant, qu'une unité renversée existe juste au mur de la Faille du Midi. Cette unité peut être suivie depuis la frontière belge jusqu'en Artois. La (ou les) faille basale limitant la partie inférieure de cette unité, le « Cran de Retour » dans le centre du bassin puis la « Faille Limite » en Artois, est à raccorder aux structures majeures puisqu'elle montre une évolution tectonique particulière.

Quand on se déplace vers l'Ouest, la Faille du Midi est nettement moins bien définie qu'au niveau du Bassin Houiller. Un peu à l'Ouest de Lens, elle semble être relayée par les failles de l'Artois (Marqueffles, Ruitz et Pernes sur la Figure 9 b). Localement, ces failles sont même confondues avec le chevauchement frontal. On note ici une nette différence dans la géométrie du front comparé à celle observée au cœur du bassin Houiller (Bouroz, 1969, Becq-Giraudon, 1983).

Plus à l'Ouest encore, entre Saint-Omer et Fruges, le tracé exact de la Faille du Midi est inconnu. C'est aussi à ce niveau que les failles de l'Artois s'amortissent et que le bassin houiller atteint sa limite d'extension occidentale. Il est donc normal qu'il soit difficile de suivre son tracé car le nombre de sondages profonds s'amointrit fortement. De plus, les différences de lithologies de part et d'autre de la faille sont moins prononcées. Nous ne sommes plus dans le système caractéristique de la partie orientale du front où le Dévonien inférieur chevauche et tronque les dépôts namuro-westphaliens. Sur ce tronçon du front nord-varisque, on retrouve toujours le Dévonien inférieur au toit du chevauchement frontal mais, en revanche, au mur, on observe directement la série para-autochtone réduite Dévono-Carbonifère plissé et faillé comme c'est par exemple le cas dans le Boulonnais (Averbuch *et al.*, 2004). Cette disposition implique une évolution latérale significative de la géométrie du front en particulier en regard de l'implication des dépôts namuro-westphaliens d'avant-chaîne dans le système de chevauchement frontal. Sur la Figure 9 b, le tracé général du chevauchement frontal jusqu'au Boulonnais a été repris de Bourouz (1962), tracé défini à partir de l'analyse des sondages du Boulonnais.

3.2.2. Géométrie et cinématique du front chevauchant entre Valenciennes et Lens

Pour avoir une idée plus précise de la géométrie du front Varisque dans le bassin houiller Nord – Pas-de-Calais et en Ardennes-Avesnois, nous proposons ici de discuter deux coupes à travers le front de chaîne, réalisées à partir de l'interprétation des profils sismiques CO83 et M146.

La première de ces coupes est celle utilisée par Raoult (1986) pour compléter vers le nord le profil ECORS (Raoult, 1988) et donner la première image en profondeur du front de chaîne. Cette coupe a été réalisée à partir du profil sismique C083, localisée sur la Figure 9 b. La coupe que nous proposons, cependant, en Figure 11 n'est pas la coupe initiale proposée par Raoult (1986). Il s'agit d'une réinterprétation de ce profil à la lumière des nouvelles données et des nouveaux concepts établis depuis lors (en particulier, Meilliez (1991), Lacquement *et al.* (1999, 2001)).

C083

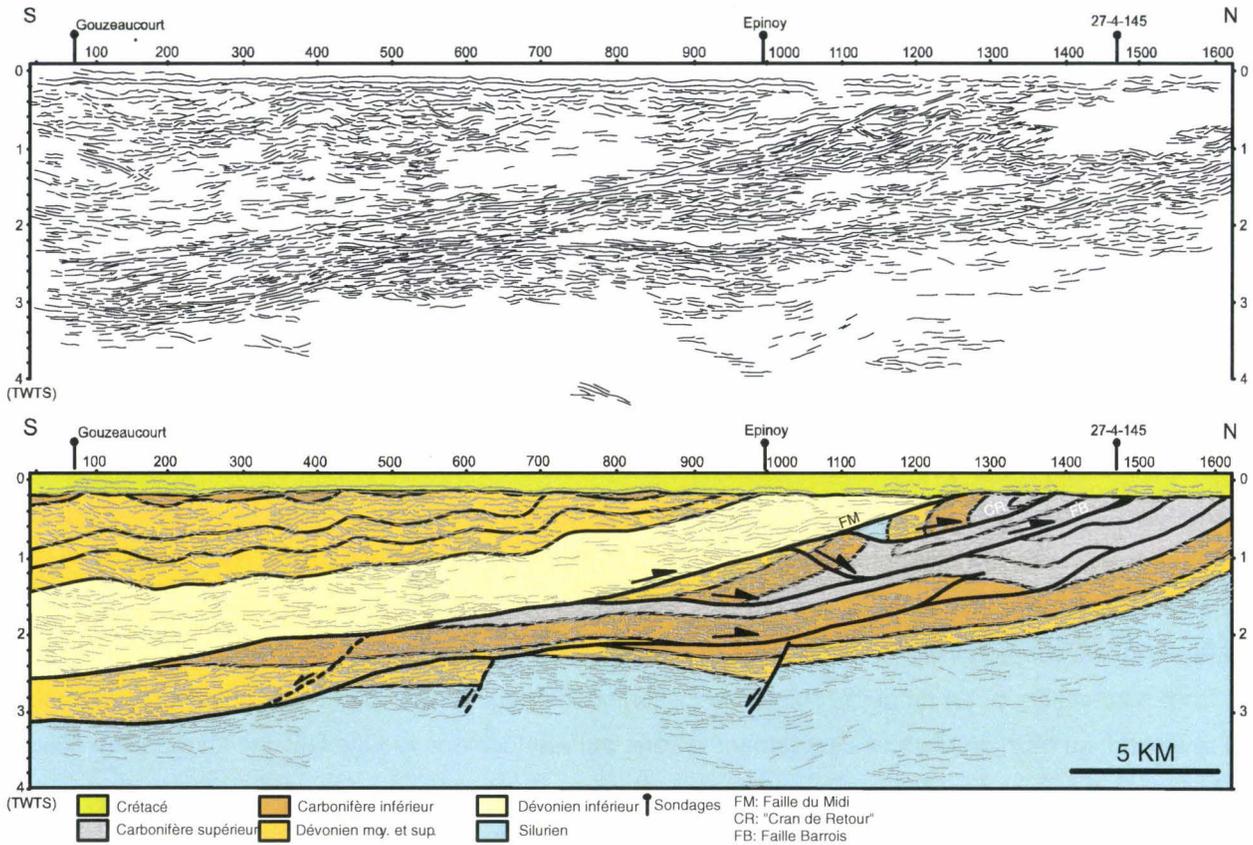


Figure 11 : Pointé des réflecteurs sismiques et interprétation du profil sismique C083.

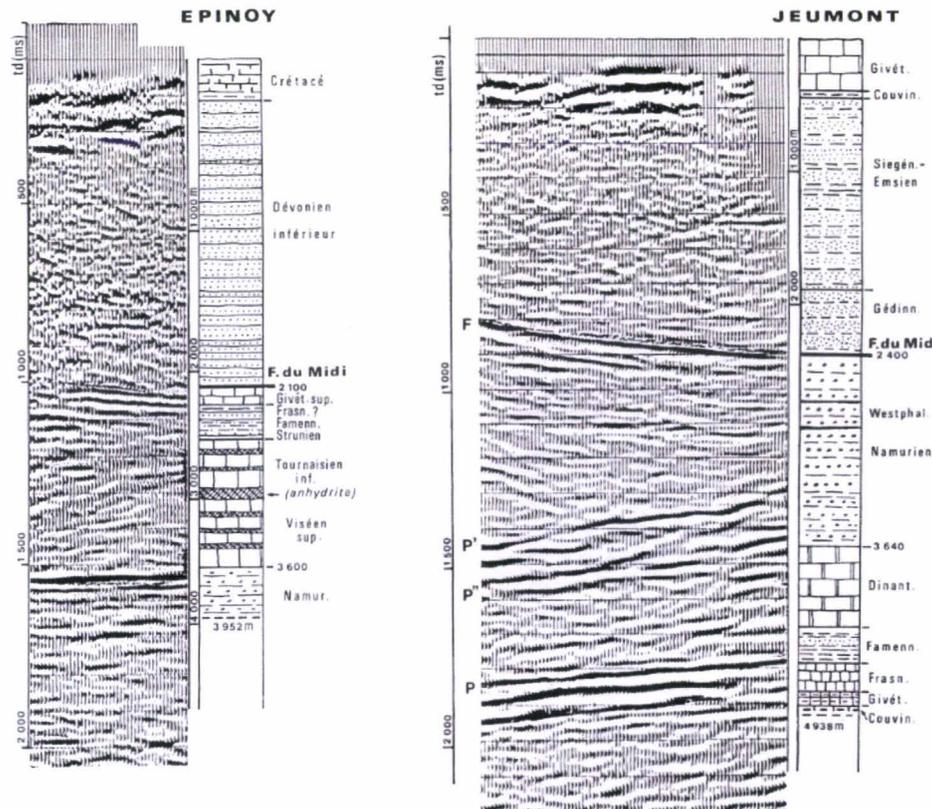


Figure 12 : Logs simplifiés des sondages profonds d'Epinoy et Jeumont dans le Nord de la France. d'après Raoult (Raoult, 1986). (Localisation Figure 9 b).

L'intérêt particulier de ces deux sections est lié au fait qu'elles sont les mieux contraintes en profondeur, grâce à des sondages profonds (ceux d'Épinoy, de Gouzeaucourt pour le CO83 et celui de Jeumont pour le M146) (Figure 12) réalisés dans les années 1980 lors de la phase préparatoire au profil ECORS. Par ailleurs, sous la couverture, elles sont contraintes par la carte infra-mésozoïque des pétroliers (C.F.P. (M), 1965) (Figure 10), pour les séries allochtones, au dessus de la Faille du Midi, et par la carte des zones stratigraphiques à la côte -300 (Bouroz *et al.*, 1963), pour le para-autochtone du bassin houiller. En Avesnois, le long du profil M146 (Figure 13) (Lacquement *et al.*, 1999), on dispose, de plus, de données de surface permettant de préciser la géométrie des chevauchements dans l'unité allochtone, chevauchements qui, sur les profils sismiques sont généralement totalement transparents. Dans l'interprétation du profil CO83, il en résulte une totale absence de chevauchements au toit de la faille du Midi, ceci simplement lié au fait qu'ils sont impossibles à définir sur le profil et non contraints en surface sur la synthèse infra-mésozoïque. Il ne semble pas cependant, qu'on puisse considérer des chevauchements majeurs au sein de l'allochtone sur cette coupe.

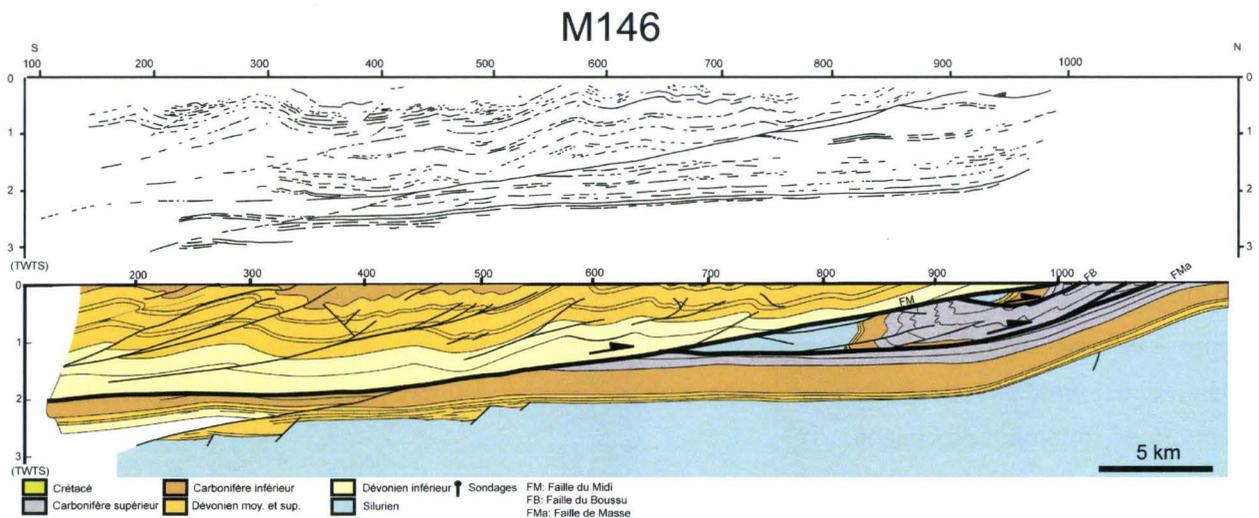


Figure 13 : Pointé des réflecteurs sismiques et interprétation du profil sismique M146. D'après Lacquement (2001).

L'image du front chevauchant nord-varisque telle qu'elle apparaît sur ces coupes, diffère grandement des schémas classiques de front de chaîne. En effet, le déplacement n'est pas distribué sur différents chevauchements comme on peut le voir classiquement mais au contraire, est extrêmement localisé sur une même surface de chevauchement, le chevauchement basal de l'unité allochtone, dont l'émergence majeure correspond à la grande faille du Midi. Ce dernier est souligné par un réflecteur très net à faible pendage (5-10°) sur plus de 30 Km du N au S, induisant un déplacement très important de l'unité allochtone (plus de 70 Km au niveau du profil M146) sur le para-autochtone brabançon. Cette dernière unité, surmontée des dépôts houillers, s'enfonce très largement sous l'unité allochtone comme le montre, d'une part les forages profonds de Jeumont et Épinoy (Figure 12) et d'autre part, la géométrie des réflecteurs profonds de l'unité para-autochtone sous-charriée (probablement les calcaires du Givétien-Frasnien selon Raoult (1986)). Cette unité sous-charriée présente un pendage légèrement vers le Sud lié à sa flexuration générale lors de la propagation du front de chaîne. Il est intéressant de noter que le pendage des couches tend à augmenter fortement vers le Nord à l'approche du massif calédonien du Brabant. De façon générale, cette unité présente une faible déformation comme le montre le

parallélisme général des réflecteurs profonds. Néanmoins, on peut observer localement des indices d'épaississement des séries dévoniennes profondes en relation avec des failles normales à pendage Sud (Lacquement *et al.*, 1999). Ces failles syn-sédimentaires, contemporaines du développement du bassin rhéno-hercynien, ont été reconnues initialement sur le profil M146 et peuvent, également, être observées sur le profil CO83.

Un autre point fondamental qui ressort de l'interprétation de ces profils, est l'existence d'une unité allochtone renversée, traînée à la base du chevauchement majeur. Sur le profil CO83, cette unité renversée, de plus de 20 Km de large, est coincée entre la Faille du Midi et la faille Barrois au coeur du bassin houiller ; dans le cas du M146, la faille basale de l'unité renversée correspond à la faille Masse, l'équivalent de la faille Barrois dans le Bassin de Mons tel que l'a proposé Bouroz (1951). Dans les deux cas, elle est constituée de Carbonifère (dépôts houillers compris) et de Dévonien moyen et supérieur (le Dévonien inférieur n'est pas connu sous la faille du Midi) ainsi que le montre le forage d'Epinoy (Figure 12). Il est à noter que cette unité peut également, localement, faire remonter du socle Ordovicien ou Silurien comme on en connaît, par exemple, le long de la faille du Midi dans la région du Condroz (Ardennes belges).

Cette unité intermédiaire à la forme générale d'un grand synclinal renversé tel que considérée auparavant (Raoult, 1986) sous la dénomination générale de « synclinorium de Namur ». Cependant, contrairement aux interprétations anciennes, la structure synclinale, totalement renversée, chevauche considérablement le para-autochtone brabançon puisqu'on peut évaluer à environ 50 Km le déplacement sur le chevauchement basal de cette unité (la faille Masse, Lacquement (1999)). Les séries houillères appartiennent donc à deux unités tectoniques empilées, situées de part et d'autre d'un chevauchement majeur à vergence Nord, la Faille Barrois-Masse. Il y a donc, dans le Bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais, des formations houillères, en place peu déformées, surmontées de formations houillères transportées, fortement déformées.

On peut, en effet, remarquer que l'unité renversée est découpée par un ensemble de failles en « cuillère » à vergence nord, failles assimilables à des cisaillements de Riedel développés séquentiellement vers l'avant sous la faille du Midi lors du déplacement de l'unité allochtone. Ce cisaillement de grande ampleur de l'unité renversée traduit le caractère tardif de la faille du Midi, qui recoupe en « hors-séquence » la retombée avant d'un anticlinal de rampe frontal majeur affectant les dépôts houillers et leur soubassement (Lacquement, 2001). Cette notion de pli déversé et cisailé, impliquant la formation de failles en cuiller est une notion bien connue des géologues miniers du Nord qui la représente dans leurs coupes (Bouroz *et al.*, 1963) et qui a été repris de façon récurrente lors de l'interprétation du front de chaîne (Raoult (1986) ; Le Gall (1994)).

L'interprétation de ces profils sismiques révèle donc une géométrie très cohérente du front de chaîne entre Valenciennes et Lens mais, extrêmement originale si on la compare à des fronts chevauchants classiques. Sa grande originalité réside dans l'existence d'un chevauchement faiblement penté de grande ampleur qui induit le sous-charriage d'une unité para-autochtone flexurée mais faiblement déformée et le cisaillement d'une unité allochtone intermédiaire de grande taille, totalement renversée. De plus, aucune faille majeure recoupant la couverture de l'allochtone, à la manière des failles de l'Artois, n'est visible. Nous verrons par la suite que cette géométrie caractéristique ne s'applique pas du tout au front de chevauchement observé entre Artois et Boulonnais.

CHAPITRE II

MODELISATION GEOMETRIQUE 3-D DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Chapitre II. Modélisation géométrique 3-D de la couverture sédimentaire

1. Programme Référentiel Géologique de France du BRGM

L'acquisition des données a été réalisée dans le cadre d'un projet BRGM, qui s'intitule : Validation des forages et cartes d'isovaleurs (LOGISO). Ce projet fait partie du programme Référentiel Géologique de la France (RGF) qui s'inscrit dans le cadre de la mission du BRGM d'acquisition et de mise à disposition d'informations et de connaissances sur le sol et le sous-sol.

L'objectif final du programme Référentiel Géologique de la France, outre la sauvegarde des données de sondages, est de donner à tout un chacun l'accès, en tout point de l'espace, une information numérique et homogène sur la nature et l'état physique du sol et du sous-sol, cette information étant accessible sur internet, via InfoTerre®. Au sein de ce programme, le projet Validation des forages et cartes d'isovaleurs s'attache plus particulièrement à la saisie et à l'homogénéisation du découpage géologique et stratigraphique des forages références ainsi qu'à la production des cartes d'isovaleurs (isohypses des interfaces lithologiques et stratigraphiques, isopaques de ces mêmes unités) afin de fournir aux utilisateurs une information homogène sur l'ensemble du territoire.

Pour les travaux de thèse, ce projet a été réalisé dans la région Nord - Pas-de-Calais (NPC).

2. Création de la base de données de sondages

2.1. Lexiques

Pour permettre la réalisation de cartes d'isovaleurs, il est obligatoire de créer une base de données de sondages qui représente la première source d'information disponible. Cette base doit être directement interrogeable par un système de requêtes permettant d'extraire les niveaux (interfaces) géologiques que l'on souhaite représenter. Cependant, les requêtes ne sont utilisables que si les niveaux géologiques sont codifiés par un code qui leur est propre. En plus des requêtes, ces codes permettent une certaine homogénéité régionale lors de la saisie. La création de lexiques de codes a donc été la première étape avant la réalisation proprement dite de la base de données.

La description des sondages qui a été définie par le BRGM, repose sur trois paramètres fondamentaux qui sont : la **stratigraphie**, la **formation** et la **lithologie** de chaque niveau géologique (ou passe) que rencontre le forage. Ces trois paramètres sont des données nécessaires et suffisantes pour la description des sondages.

La **stratigraphie (STRATIGR)** représente l'âge des niveaux que rencontre le sondage, c'est-à-dire l'éra-thème, le système, la série ou l'étage. Elle s'appuie sur l'échelle des temps géologiques et est codifiée par une série de huit caractères maximum qui sont généralement les premières lettres des noms donnés aux différentes périodes géologiques (Tableau 1). Dans ce lexique, on différencie les **entités** des **horizons**. Les **entités** représentent les étages (où l'âge des étages) eux mêmes tandis que les **horizons** représentent des interfaces correspondant aux limites entre les étages (toits et murs des formations) ou aux failles. Si les entités ont une valeur stratigraphique réelle, les horizons n'en n'ont aucune. Ils sont juste introduits pour faciliter les requêtes sur la base et permettre à l'utilisateur une sélection plus rapide de ce qu'il souhaite représenter.

Horizon / Entité	Type	STRATIGR
Thanétien	ENTITE	THAN
Base du Tertiaire	HORIZON	MTER
Toit du Mésozoïque, Sénonien, Maastrichtien	HORIZON	TCRA
Sénonien-Turonien	ENTITE	SENOTURO
Toit de la craie marneuse, Turonien	HORIZON	TURO
Turonien supérieur	ENTITE	TURS
Turonien moyen	ENTITE	TURM
Turonien inférieur	ENTITE	TURI
Cénomanién	ENTITE	CENOM
Albien supérieur	ENTITE	ALBS
Toit du Primaire	HORIZON	PRIM
Westphalien – Stéphanien (Moscovien)	ENTITE	MOSCOV
Dinantien	ENTITE	DINANT

Tableau 1 : Extrait du lexique Stratigraphie dans le Nord – Pas-de-Calais.

La **Formation (FORMA)** représente le nom régional des niveaux (ou des formations) rencontrés. Ces dénominations sont très souvent locales et propres à la région dans laquelle on travaille. Ce lexique est donc aussi utilisé pour tous les problèmes d'homogénéité que l'on peut rencontrer quand on change de région. En effet, une formation peut avoir un nom dans une région qui diffère de celui utilisé dans la région voisine, les deux formations étant équivalentes. Quand c'est possible, ces équivalences sont notées dans ce lexique. La formation est codifiée par une série de cinq chiffres et est forcément associée à une stratigraphie (Tableau 2).

Etage	Unité lithostratigraphique	FORMA
Turonien moyen	Marnes crayeuses à <i>Terebratulina gracilis</i> (Bleus)	33330
Turonien moyen	Dièves	34020
Turonien inférieur	Marnes à <i>Inoceramus labiatus</i> (Dièves)	33621
Turonien inférieur	Tourtia	34000
Cénomanién	Assise à <i>Holaster subglobulus</i>	34320
Cénomanién inférieur	Tourtia (Assise de Bernissart; "Sarrasin de Bettrechies")	34912
Albien supérieur	Argile du Gault	35600
Albien inférieur	Sables verts	35760
Wealdien	Wealdien	39850
Tithonien (Portlandien moyen)	Assise de Croi	50183
Tithonien (Portlandien inférieur)	Grès de la Crêche (supérieur)	50186
Tithonien (Portlandien inférieur)	Grès de la Crêche (inférieur)	50186
Kimméridgien / Tithonien	Argiles de Châtillon (ou d'Audresselles)	50900

Tableau 2 : Extrait du lexique Formation dans le Nord – Pas-de-Calais.

La **lithologie (LITH)** représente la nature du sédiment prédominant dans chaque niveau rencontré. Ce paramètre est codifié par une série de quatre lettres maximum. Il n'est en aucun cas lié à la formation ou à la stratigraphie (Tableau 3).

Domaine	Famille	Français	LITH
Roches sédimentaires	calcaire, craie	craie	CRA
Roches sédimentaires	calcaire à silex	craie à silex	CRAI
Roches sédimentaires	calcaire, craie	craie altérée	CRAL
Roches sédimentaires	calcaire argileux (80<CO3%<90)	craie argileuse	CRAR
Roches sédimentaires	calcaire, craie	craie glauconieuse	CRGL
Roches sédimentaires	calcaire argileux (80<CO3%<90)	craie marneuse	CRMA
Roches sédimentaires	calcaire, craie	craie noduleuse	CRNO
Roches sédimentaires	marne (33<CO3%<66)	marne (33%<CO3<66%)	MARN
Roches sédimentaires	marne (33<CO3%<66)	marne ; argile	MAAR
Roches sédimentaires	marne (33<CO3%<66)	marne ; calcaire	MACA
Roches sédimentaires	marne (33<CO3%<66)	marne à nodules calcaires	MANO
Roches sédimentaires	marne (33<CO3%<66)	marne à oolithes ferrugineuses	MAFE
Roches sédimentaires	marne siliceuse	marne à silex et meulière	MAME

Tableau 3 : Extrait du lexique Lithologique dans le Nord – Pas-de-Calais.

Exemple : Si dans un sondage on rencontre un niveau de Marne à *Terebratulina gracilis* (Tableau 2, première ligne). Cette formation appartenant au Turonien Moyen, son code stratigraphique sera **TURM** (Tableau 1). Son code de formation sera **33330** (Tableau 2) et sa lithologie prédominante sera **CRMA** (craie marneuse, Tableau 3). Il est évident que la lithologie au sein d'une même formation peut varier. Il faudra alors adapter le code lithologique en fonction de la description qui en est faite dans le sondage.

Les premiers lexiques, réalisés au début du programme, se concentraient sur le Bassin de Paris. Pour l'étude de la Région Nord – Pas-de-Calais, nous avons dû modifier, préciser et ajouter des lignes à ces trois lexiques. Un inventaire systématique de toutes les formations géologiques rencontrées dans la région a donc été fait. Répertorier toute les formations demande nécessairement l'utilisation de la bibliographie pour décrire au mieux l'âge, les noms et les lithologies des dites formations géologiques propres à la région. Les notices des 39 cartes géologiques qui appartiennent à la région ont été utilisées comme base. Plusieurs articles ont ensuite permis de préciser certains éléments et notamment ceux de

Gosselet (1904, 1905, 1911, 1913, 1922), Bouroz *et al.* (1963), Bonte (1969), Bouroz (1969), Celet (1969), Delattre (1969), Waterlot (1969a), Mégnien (1980), Becq-Giraudon (1983), Bultynck *et al.* (1991), Robaszynski & Amédro (1993), Amédro & Robaszynski (1999, 2000, 2001), Boulvain *et al.* (1999), Bultynck *et al.* (2002), Mansy *et al.* (2005).

Cette liste n'est pas exhaustive, mais elle reprend les papiers les plus importants et les plus synthétiques. Toutes ces données consignées, nous avons envoyé les tableaux à plusieurs experts universitaires pour qu'ils puissent être validés.

La construction de ces lexiques n'est pourtant jamais vraiment terminée, de nombreuses modifications ont ensuite été effectuées en fonction de l'extraction des sondages (partie suivante 2.2). En effet, plusieurs termes créés par les foreurs où les mineurs, des noms de formation obsolètes, des appellations locales même au sein de la région... ont été rencontrés. Il a donc fallu les replacer dans nos lexiques au fur et à mesure.

2.2. Extraction et choix des sondages

Après la réalisation des lexiques, nous avons dû faire un choix des sondages à saisir dans cette base de données. En France, les sondages de plus de dix mètres doivent être déclarés au titre du Code Minier. Par cette déclaration, le BRGM peut savoir quels sondages ont été réalisés et demander des informations aux propriétaires. Quand les réponses sont positives, les informations sont collectées et répertoriées dans la Banque du Sous-Sol (BSS). Cet archivage papier inclus généralement l'attribution d'un numéro au sondage (l'indice) et la mise en dossier des divers documents fournis par les propriétaires (coupe géologique et localisation de l'ouvrage, analyses hydrologiques, utilisations prévues, ...). Il peut aussi arriver que le propriétaire ne donne aucun document mais juste les coordonnées d'implantation du sondages. Ces dossiers sont ensuite classés et stockés par cartes géologiques, dans les Services Géologiques Régionaux (SGR). Et c'est dans ces dossiers que nous sommes allés chercher les sondages.

La BSS Nord – Pas-de-Calais (SGR de Lezennes), compte quelques 45000 dossiers (sondages). Le but de la base de données n'étant pas de saisir tous ces sondages, une sélection a donc été effectuée et ceci en plusieurs étapes.

La **première étape** a été de choisir les sondages « références ». Le terme référence désigne ici les sondages qui ont servi de trame de base à toute l'étude. Le but principal de cette phase était d'avoir un premier maillage avec une répartition d'environ un sondage par huitième de carte (les cartes géologiques sont découpées en huit zones). Le choix de ces premiers sondages, s'est fait suivant une série de critères précis. La profondeur ainsi que la présence de données géophysiques (diagraphies) étaient primordiales. Il fallait aussi qu'ils atteignent le socle paléozoïque et si possible qu'ils le décrivent. Enfin, le détail dans la description et le découpage des niveaux géologiques a été regardé. Ainsi, lors de cette première étape, 262 sondages ont été extraits, soit entre 6 et 7 sondages par carte. A l'aide des différentes diagraphies récupérées dans ces sondages, une diagraphie de référence a été compilée. Tout comme ces sondages références, elle a servi de base pour l'interprétation des autres diagraphies que nous avons pu rencontrer.

La **seconde étape** a été de densifier le nombre de sondages sur l'ensemble de la région. Les critères de choix ont alors été modifiés. L'atteinte du toit du Paléozoïque a été conservée. Cependant la majeure partie des sondages étant liée à la recherche et la ressource en eau, il devenait difficile de répondre à ce critère. En revanche le toit du Turonien moyen était souvent atteint puisqu'il représente la base de la nappe de la craie, premier réservoir en eau potable utilisé dans le Nord de la France. Ce critère a donc été ajouté. Tout comme précédemment, une attention particulière a été portée sur la description des sondages et sur la présence de diagraphies. Cette phase a donc permis d'extraire 1809 sondages.

Au total, 2071 sondages ont été choisis parmi les 45000 présents dans la BSS, ce qui représente environ 53 sondages par carte géologique.

L'extraction de ces 2071 sondages a été une phase assez longue puisqu'elle nous a obligé à comparer tous les dossiers de la BSS pour choisir les meilleurs sondages caractérisant au mieux, la géologie du sous-sol dans la région. La phase suivante est la saisie numérique des forages dans la base de données. Nous allons la détailler.

2.3. Saisie des sondages sous GDM®

La réalisation des lexiques ainsi que l'extraction des sondages intéressants étant terminé, nous avons tous les éléments nécessaires à la construction de la base de données. Pour cela, on a utilisé le logiciel GDM® (pour Geological Data Management) développé par le BRGM.

GDM® permet la représentation et la modélisation de données géologiques pourvues de coordonnées X, Y et Z et ceci quel que soit leur type (contour géologique, forages, données géochimiques...) et leur forme (code géologiques, analyse, ...). Il permet en plus, de réaliser et d'interpréter des cartes d'isovaleurs, des coupes, des log de sondages ainsi que des modèles géologiques 3-D avec une parfaite interactivité entre ces cartes et leur base de données. La méthodologie de saisie des sondages va être expliquée après, à partir de la Figure 14, qui montre l'écran que nous avons à l'ouverture du logiciel.

La première opération à réaliser, est d'importer dans GDM la structure de la base de données que nous souhaitons créer. La structure est très importante car elle s'applique ensuite à tous les sondages. Une fois cette structure importée, elle apparaît dans l'encadré n°1 (Figure 14) qui représente l'arbre du projet. Il reprend les différentes bases de points, de courbes et de sondages ainsi que les documents graphiques et les log de sondages utilisés dans le projet.

La structure de la base de données comprend deux parties à renseigner. Il s'agit du **champ de têtes** (encadré n°2, Figure 14) et du **champ de passes** (encadré n°3, Figure 14).

Le **champ de têtes** correspond à la fiche signalétique des sondages. Il reprend l'**indice BRGM** (INDC) du sondage. C'est un code à 10 chiffres dans lequel on retrouve le numéro de la carte géologique, le huitième de carte sur lequel se trouve le sondage et un numéro d'archivage. On doit ensuite renseigner la **désignation** quand elle existe. C'est encore une fois un code permettant généralement de reconnaître le type d'ouvrage qui a été réalisé. On utilise par exemple F pour forage, PZ pour piézomètre, S pour sondage ou encore P pour puits. On remplit ensuite le champ **état** dans lequel on introduit le nom du sondage, l'année de réalisation, son but, la présence ou non de diagraphies et les séries traversées. C'est un champ libre qui permet de saisir toutes les informations que l'on juge utile sur le sondage. On termine enfin par la saisie des **coordonnées** X et Y ainsi que l'altitude Z de l'ouvrage.

Figure 14 : Exemple de l'écran de saisie sous GDM®.

Projet Données du Projet Configuration Affichage Fenêtre ?

Sources de Données

- Sondages BASE_FINALE_ROBA
- Sondages BASE_FINALE_MULTILAYER
- Courbes CONTOUR+GEOL
- Points VILLENPC
- Codage données, 11-déc-2006, 10:22
- Points MNT250
- Modèle Brut (11-déc-2006, 15:26)
- Modèle Final (11-déc-2006, 15:26)
- Grille MNT 250
- Sondages BASE_FINALE_MULTILAYER Modifiés
- Pts Contrainte, 13-déc-2006, 09:00
- Base Fonds de plan
- Points MNT à partir Z sondages
- Grille MNT à partir Z sondages
- Modèle Brut (12-janv-2007, 09:19)
- Modèle Final (12-janv-2007, 09:19)
- Copie de Codage données pour calcul TYPRE
- Points passage 15-01-07
- Codage données, 31-janv-2007, 15:04
- Pts Contrainte, 31-janv-2007, 15:04
- Codage données, 31-janv-2007, 15:14
- Points TOIT CENO
- Points TOIT ALBN
- Sondages Faille du Midi
- Documents Logs
- Log sur Codage données, 11-déc-2006, 10:22
- Log sur Codage données, 31-janv-2007, 15:04
- Log sur Codage données, 31-janv-2007, 15:14
- Documents Graphiques
- Aperçu sur Sondages BASE_FINALE_MULTILAYER
- Yprésien (YPRE) : Epaisseur
- Epaisseur Thanétien
- Epaisseur Seno-Turonien
- Epaisseur Turonien moyen et inférieur
- Epaisseur Cénomaniens
- Epaisseur Albien-Aptien
- Epaisseur Jurassique
- Palettes
- MLY_PALET_TOPBASE.HED
- MLY_PALET_LOG.HED

INDC	désignation	état	validation	X_1	Y_1	Z_1
23	00061X0086	Sondage de Coquelles (1894); Recherche de charbon; 435m; de Quaternaire à Silurien.	1	564918.0	2659749	2.0000000
24	00062X0060	Sondage profond CAL101 (fév. à mars 1964); Exploration Paléozoïque (R.A.P.); 1033.90 m; Présence de diagraphie; de Quaternaire à Silurien.	1	570220.0	2660612	1.3300000
25	00063X0006	Sondage n°13 de la R.A.P. "le Pigeonnier" (1963); Reconnaissance géologique; 362 m; de Quaternaire à Silurien.	1	575684.0	2652053	10.0000000
26	00063X0007	Sondage Saint-OMER-17 (1963); Recherche d'hydrocarbures; 340.5 m; de Flandrien à Silurien.	1	579653.0	2654059	9.0000000
27	00065X0092	Sondage de Fiennes n°3 (1876); Recherche de houille; 173 m; de Quaternaire à Fernien.	1	563754.0	2646212	120.0000000
28	00065X0189	Sondages de Caffiers (1933); exploitation d'eau; 50.20 m; de Quaternaire à Silurien.	1	562575.0	2649755	99.5000000
29	00067X0107	Core drill n°11 de la R.A.P.: Les Noyelles (1962); Reconnaissance de terrain; Présence de diagraphie; 294.20 m; de Thanétien à Silurien.	1	576968.0	2648185	30.0000000
30	00068X0120	Core drill n°8 de la R.A.P.: La Croix Rouge (1962); Reconnaissance du Paléozoïque; présence de diagraphie; 296.8 m; de Quaternaire à Silurien.	1	584064.0	2646642	30.0000000
31	00072X0001	Core drill n°5 de la R.A.P. de la ferme de la Menche (1962); Reconnaissance du Paléozoïque; 347.5 m; d'Yprésien à Silurien.	1	598597.0	2655714	6.0000000
32	00072X0002	Core drill n°6 de la R.A.P. au lieu dit "Foor" (1962); Reconnaissance du Paléozoïque; 306.5 m; d'Yprésien à Silurien.	1	594989.0	2651304	5.0000000
33	00073X0002	Core drill n°4 de la R.A.P. au lieu dit "Abadie Flaets" (1962); Reconnaissance du Paléozoïque; 310.8 m; d'Yprésien à Silurien.	1	603608.0	2659473	12.0000000
34	00074X0001	Core drill n°10 de la R.A.P. au lieu dit "Holland" (1962); Reconnaissance du Paléozoïque; 295.5 m; de Quaternaire à Silurien.	1	610224.0	2654010	13.0000000

Passes de 00062X0060

PROF	EPAI	STRATIGR	FORMA	LITH	description litho	XXX	YYY	ZZZ
1	23.0000000	HOLOCEN	QUAT	SMGA	Sable moyen à grossier argileux gris-bleuté (Assise de Dunkerque).	570220.0	2660612	-21.170
2	23.0100000	MOQUAT	00000	LACU		570220.0	2660612	-21.180
3	51.0000000	YPRE	25460	APL	Argile finement sableuse, gris-vert à gris-bleuté.	570220.0	2660612	-49.170
4	75.0000000	THAN	27450	SGLA	Sable fin à moyen gris-verdâtre, irrégulièrement argileux (Londénien)	570220.0	2660612	-73.170
5	94.0000000	THAN	27490	ARSA	Argile finement sableuse gris-verdâtre (Londénien).	570220.0	2660612	-92.170
6	94.0100000	MTER	00000	LACU		570220.0	2660612	-92.180
7	94.0200000	TCRA	00000	LACU		570220.0	2660612	-92.190
8	216.5000000	SENOTURO	33140	CRAI	Creie blanche à silex.	570220.0	2660612	-214.670
9	216.5100000	TURO	00000	LACU		570220.0	2660612	-214.680
10	252.0000000	TUROMI	34020	CRMA	Marne gris-verdâtre glauconieuse	570220.0	2660612	-250.170
11	300.0000000	CENOM	34650	CRGL	Creie gris-verdâtre glauconieuse.	570220.0	2660612	-298.170
12	300.0100000	GAUL	00000	LACU		570220.0	2660612	-298.180
13	308.7000000	ALBS	35600	ARGI	Argile gris-verdâtre glauconieuse, galets phosphatés.	570220.0	2660612	-306.870
14	308.7100000	PRIM	00000	LACU		570220.0	2660612	-306.880
15	357.0000000	FRASN	64450	ASAB	Argilite à fines passées gréseuses, brun-rougeâtre et verdâtre, parfois dolomitique.	570220.0	2660612	-355.170
16	418.0000000	FRASN	64460	DOL	Dolomie à passées argileuses, parfois vacuolaire, gris-brunâtre et beige.	570220.0	2660612	-416.170
17	447.0000000	FRASN	64480	ARGL	Argilite gris foncé, violacé ou verdâtre, fines passées de dolomie, pyrite.	570220.0	2660612	-445.170
18	452.0000000	FRASN	64480	CALC	Calcaire gris-beige à gris foncé.	570220.0	2660612	-450.170
19	454.0000000	FRASN	64480	ARGC	Complexe argilo-calcaire, passées lumachelliques.	570220.0	2660612	-452.170
20	486.0000000	FRASN	64480	ASAB	Argilite finement sableuse gris-verdâtre ou violacé, passées de calcaire gris clair.	570220.0	2660612	-484.170
21	503.0000000	FRASN	64480	DOL	Dolomie calcaire gris clair, gris-beige ou gris foncé.	570220.0	2660612	-501.170
22	512.0000000	FRASN	64480	CCN	Calcaire bioconstruit (polyptères), argilite.	570220.0	2660612	-510.170
23	591.0000000	FRASN	64480	ARGL	Argilite pyriteuse gris-verdâtre avec minces passées de calcaire gris.	570220.0	2660612	-589.170
24	596.5000000	FRASN	64480	CALC	Calcaire gris-beige à gris foncé, localement riche en débris coquilliers.	570220.0	2660612	-594.670
25	599.0000000	GIVET	64650	ASAB	Argilite finement sableuse verdâtre à gris-verdâtre à intercalations de calcaire gris à gris-beige.	570220.0	2660612	-597.170
26	616.5000000	GIVET	64650	CALC	Calcaire gris à noirâtre à passées d'argile calcaire.	570220.0	2660612	-614.670
27	625.0000000	GIVET	64650	ADOL	Argilite légèrement dolomitique noirâtre à intercalations de calcaire argileux gris à gris-beige.	570220.0	2660612	-623.170
28	655.0000000	GIVET	64650	CAAR	Calcaire argileux gris à gris foncé, passages lumachelliques.	570220.0	2660612	-653.170
29	662.0000000	GIVET	64650	ARM1	Argile micacée noire, parfois sableuse, à intercalations de calcaire.	570220.0	2660612	-663.170
30	717.0000000	GIVET	64650	CALC	Calcaire faiblement argileux gris clair ou gris foncé, parfois coquiller. A la base, présence de dolomie gris foncé.	570220.0	2660612	-717.170
31	769.0000000	GIVET	64653	GAR	Gris argileux gris-verdâtre avec intercalations d'argile finement sableuse rougeâtre à noirâtre.	570220.0	2660612	-769.170
32	1033.9000000	LLANDO	SILU	ASAB	Argilite finement sableuse gris foncé à noirâtre, Graptolithes.	570220.0	2660612	-1033.170

Une fois que l'on a entré la signalétique du sondage, il faut le décrire. On passe donc au remplissage du **champ de passes** (encadré 3, Figure 14) dans lequel on décrit, ligne par ligne (passe par passe) chaque niveau rencontré par le sondage. On commence par saisir la **profondeur de fin de passe** (PROF), c'est-à-dire la profondeur à laquelle se termine chaque passe géologique. On renseigne ensuite la **stratigraphie** (STRATIGR), la **formation** (FORMA) et la **lithologie** (LITH) avec les lexiques que l'on a créés à la première phase. C'est durant cette opération que l'on introduit les toits et les murs des formations. Il ne reste plus qu'à faire une description lithologique des sédiments présents dans la passe. La description lithologique vient en complément du code lithologique utilisé juste avant. Il est évident que ce code ne peut pas reprendre toutes les hétérogénéités existant dans le sous-sol. Il ne fait que donner le faciès prédominant dans la passe décrite. Les quatre colonnes ; épaisseur (EPAI), XXXX, YYYY, ZZZZ, ne sont pas remplies au cours de la saisie. Elles sont calculées par la suite automatiquement. Si la colonne épaisseur est utile, les trois autres colonnes ne sont utilisées que dans le cas de sondages déviés (non verticaux).

Les sondages ne sont pas saisis comme ils sont décrits dans les dossiers papiers de la BSS. Une étape de réinterprétation est nécessaire au préalable. En effet, les sondages sont souvent décrits par les foreurs qui ne sont, la plupart du temps, pas géologue. Des erreurs de description, de découpage des horizons géologiques se retrouvent dans les sondages. D'autres problèmes peuvent apparaître en fonction de l'année de réalisation des sondages. En effet, une bonne partie date de la fin du 19^{ème} siècle et du début du 20^{ème} siècle. Le vocabulaire et les concepts évoluant en géologie, il arrive fréquemment de rencontrer des termes désormais obsolètes ou complètement faux, des organismes ayant changé de nom, ... Un gros travail de vérification des sondages et de mise à jour des lexiques (C.F. partie 2.2) a donc été effectué durant cette phase de saisie.

Les opérations de saisie décrites ci-dessus ont été répétées pour tous les sondages. Comme pour la phase d'extraction des sondages, celle-ci a été longue et compliquée. En plus de la saisie qui peut parfois être rébarbative, il a fallu corriger et tenter d'homogénéiser les sondages les uns par rapport aux autres.

2.4. Répartition des sondages

Dans cette partie, nous allons voir comment sont répartis les sondages aussi bien géographiquement que qualitativement. Il est en effet possible, comme nous l'avons signalé à plusieurs reprises, de faire des requêtes sur notre base de sondages. Voici donc quelques exemples de traitement de données qu'il est possible de réaliser avec notre base.

Répartition globale :

Répartition générale des sondages dans le Nord - Pas-de-Calais

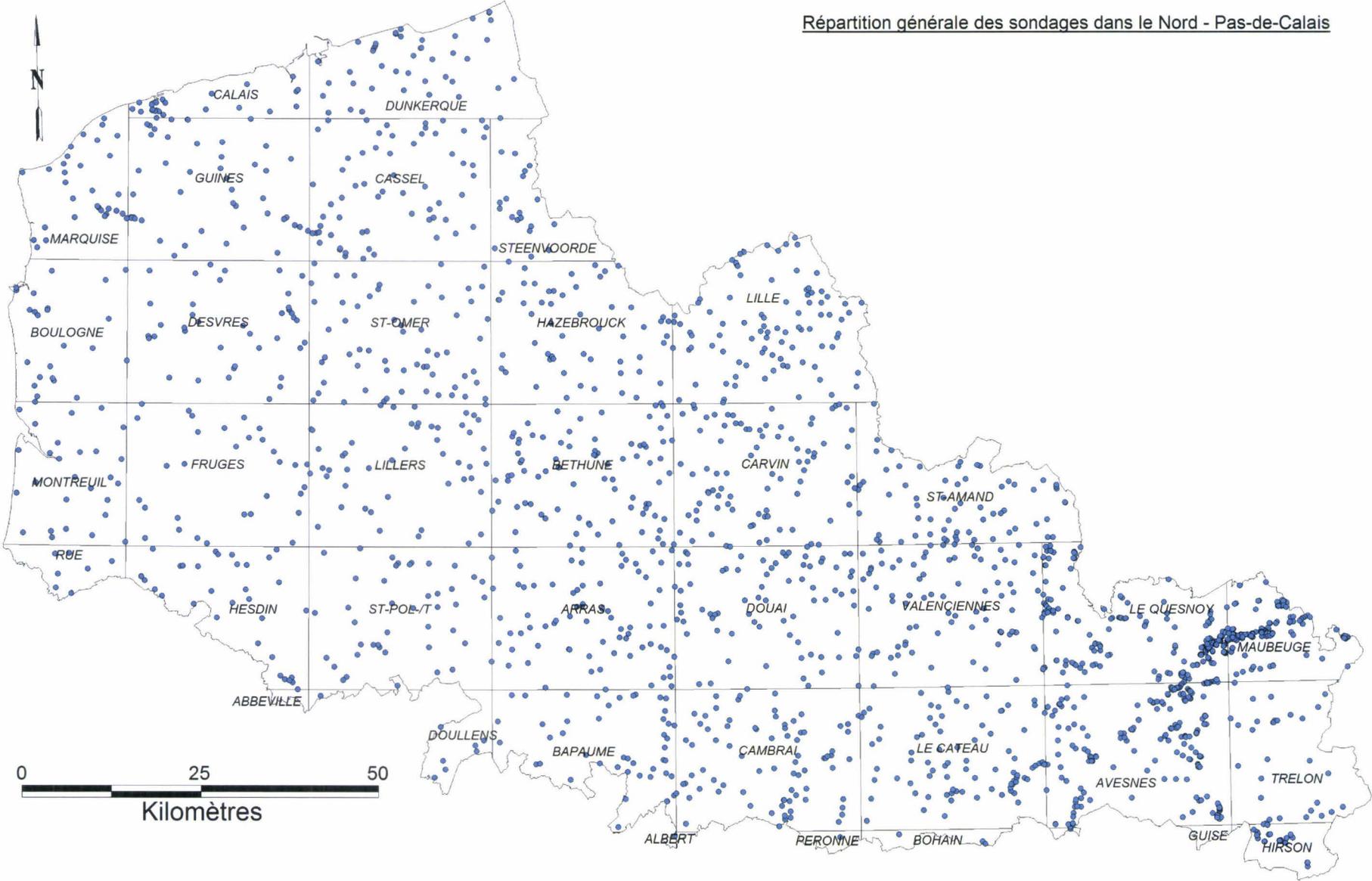


Figure 15 : Répartition générale des sondages dans le Nord – Pas-de-Calais et découpage des cartes géologiques.

La répartition des sondages n'est évidemment pas homogène comme on peut le constater sur cette figure (Figure 15). Les cartes où la densité est la plus importante sont celles concernant le Bassin Houiller (Béthune, Carvin, St-Amand, Douai et Valenciennes) où l'exploitation de la houille a conduit à une exploration plus poussée du sous-sol. Il y a donc plus de forages intéressants dans cette zone. Une densité importante est aussi notée sur les cartes accueillant de grandes agglomérations (Lille, Calais, Dunkerque par exemple). Cette densité peut s'expliquer par l'industrialisation à proximité des grandes villes ainsi que par la recherche d'eau liée à l'alimentation en eau potable (AEP). Sur les cartes de L'Avesnois (Le Quesnoy, Maubeuge, Avesnes et Trélon), la densité est aussi très forte. Cette région est actuellement en cours d'étude pour un autre projet BRGM, le SIG Avesnois, qui vise à l'étude plus détaillée du Paléozoïque qui affleure dans cette zone. La quasi totalité des sondages atteignant le toit du Paléozoïque a donc été extraite pour ce projet. Globalement, on note que la densité des sondages diminue vers l'Ouest et ce pour les raisons inverses de celles citées ci-dessus. Cette zone possède une plus faible industrialisation et aucune grande agglomération n'est présente. Il est donc normal que le nombre de sondages intéressants soit moindre.

Répartition des sondages au toit du Turonien moyen :

Nous avons choisi de représenter ce paramètre car il est important pour l'exploitation aquifère du Nord de la France (Figure 16). En effet, le toit du Turonien moyen correspond ici à la base, c'est-à-dire au niveau imperméable de la Nappe de la Craie. Les craies Séno-turoniennes représentent l'aquifère principalement utilisé pour l'alimentation en eau potable (AEP) dans la région. Dans notre base, Il y a 1077 sondages qui atteignent le toit du Turonien moyen.

L'élément qui ressort immédiatement de la carte est l'absence de sondages sur les cartes de l'Avesnois (Le Quesnoy, Avesnes, Maubeuge, Trélon et Hirson) ainsi que sur les cartes du Boulonnais (Marquise, Boulogne et Desvres). Cet élément s'explique facilement car le Turonien moyen n'existe pas dans ces deux zones. Le Paléozoïque est directement à l'affleurement dans l'Avesnois tandis que c'est le Jurassique qui affleure dans le Boulonnais. Comme pour la répartition générale, la densité des sondages est importante depuis la partie Ouest des cartes de Le Quesnoy et Avesnes jusqu'aux cartes de Béthune, Arras et Bapaume. A l'ouest de ces dernières, la densité diminue. Cette répartition des sondages peut encore une fois être rattachée aux besoins en eau dus à l'industrialisation (bassin houiller, entreprises, ...) et à la présence de grandes agglomérations (Lille, Lens, Arras, Cambrai, Valenciennes, ...).

Le dernier élément qui ressort concerne la Plaine de Flandres où la densité des sondages est faible. La localisation des sondages est d'ailleurs la même (à quelques exceptions près) que celle des sondages profonds. Cette répartition nous montre que ce n'est pas la Nappe de la Craie qui est le principal réservoir dans cette zone. C'est en effet les sables verts de la partie supérieure du Thanétien (Sables d'Ostricourt), encadrés de part et d'autre par les Argiles de Flandres (plus récentes) et les Argiles de Louvil (plus anciennes), qui fournissent la ressource en Eau.

Répartition des sondages atteignant le Turonien moyen dans le Nord de la France

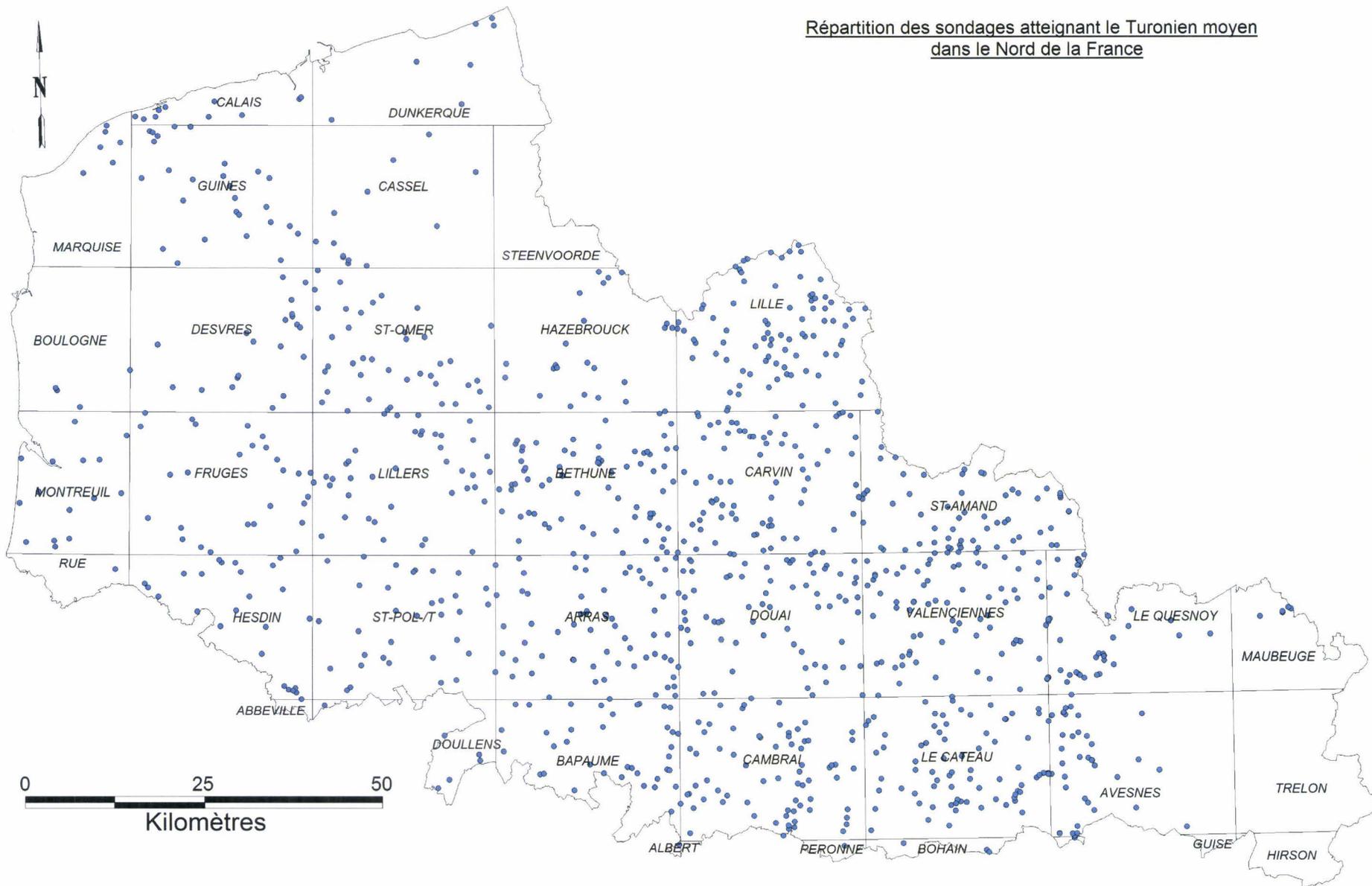


Figure 16 : Répartition des sondages atteignant le Turonien moyen dans le Nord de la France.

Répartition des sondages au toit du Paléozoïque :

Le nombre de sondages qui atteignent le Paléozoïque est de 817. Ils ont pour la plupart été réalisés pour l'exploitation houillère et les recherches pétrolières. Leur répartition n'est pas homogène (Figure 17). On note que l'ensemble du Bassin Houiller a toujours une forte concentration (en pointillés noirs sur la carte) ainsi que la carte de Lille, Le Cateau, Cambrai et les cartes de l'Avesnois (C.F. carte générale). Notons que le nombre de sondages est aussi conséquent sur les cartes de Lillers et Saint-Pol. La densité diminue quand on se déplace vers l'Ouest, sauf sur la carte de Marquise où des recherches sur le bassin houiller du Boulonnais ont été effectuées. La concentration diminue aussi vers le Nord (Calais, Dunkerque, Cassel, ...). Cette diminution peut s'expliquer par le fait qu'il faille aller chercher le Paléozoïque plus profondément au sein de la Plaine des Flandres et ceci à cause des épaisseurs importantes des formations de Tertiaire dans cette zone.

Pour les sondages profonds, c'est encore au niveau du Bassin Houiller que la concentration est la plus importante. On retrouve aussi plusieurs sondages profonds sur la carte de Marquise. Cette concentration au niveau de ces zones s'explique encore par l'exploitation houillère. La Plaine des Flandres (cartes de Calais, Cassel, Dunkerque, Guînes et Hazebrouck) est aussi bien desservie et ceci pour la raison que nous avons expliqué plus haut à savoir que le Paléozoïque y est plus profond.

Un élément intéressant à noter est la concentration de sondages, au Nord des cartes d'Arras et Douai, juste à la limite Sud du Bassin Houiller. Cette répartition montre un fait historique concernant l'exploitation de la houille. L'exploitation du bassin houiller a débuté au NE de la carte de Douai ainsi que sur la moitié Nord de la carte de Valenciennes dans ce que l'on appelle la « Anse de Valenciennes ». Les exploitants, voulant faire toujours plus de profits, ont alors dépensé des sommes faramineuses pour acheter des concessions plus à l'Ouest (Nord-Ouest de la carte de Douai et Nord-Est de la carte d'Arras). Ils se sont assez vite rendus compte que le Carbonifère productif n'était pas à 200 ou 300 m comme au cœur du bassin mais qu'il fallait aller le chercher à plus de 1000 m après avoir traversé le Dévonien inférieur de l'allochtone Ardennais. Le bassin ne se continuait pas vers l'Ouest car il y avait la « virgation » des structures, amenant plus au nord l'allochtone Ardennais.

Répartition des sondages atteignant le Paléozoïque dans le Nord - Pas-de-Calais et leurs profondeurs finales

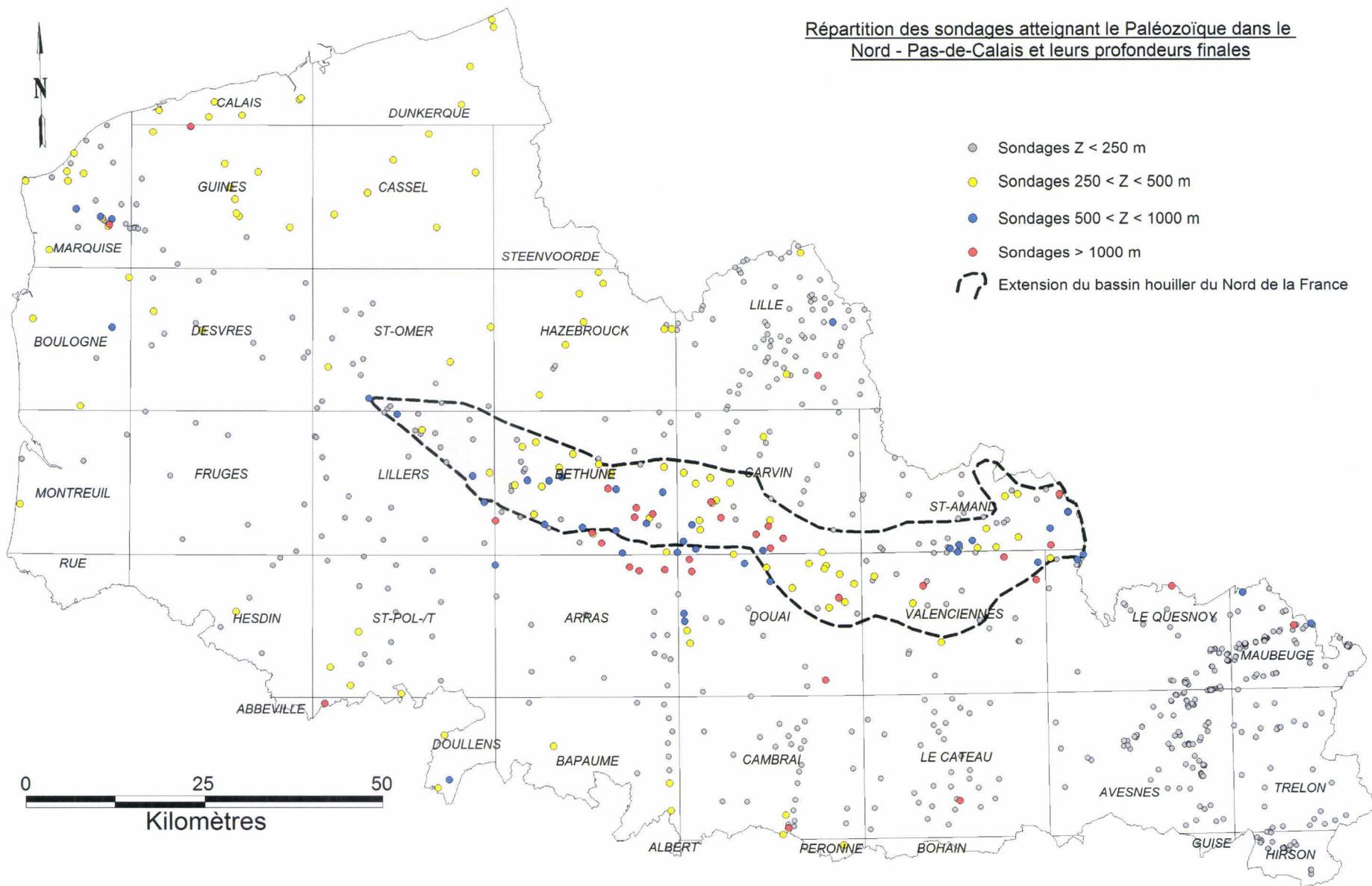


Figure 17 : Répartition des sondages atteignant le socle Paléozoïque et leurs profondeurs finales.

Épaisseur de Paléozoïque rencontrée :

Sur la carte (Figure 18), nous avons représenté l'épaisseur de Paléozoïque traversée par les sondages. Trois zones peuvent être mises en évidence. La première concerne les sondages localisés dans le Bassin Houiller et du Boulonnais qui sont généralement ceux qui ont traversé le plus de sédiments paléozoïques. Ceci n'est pas nouveau puisque ces sondages sont toujours liés à l'exploitation houillère. La deuxième zone concerne la région de Lille. On note que, sur cette carte, les sondages traversent des épaisseurs de Paléozoïque relativement importantes. Nous avons vu que les grandes agglomérations industrialisées, et c'est le cas pour Lille, ont tendance à présenter une concentration importante de sondages atteignant le Paléozoïque. Cependant, l'industrialisation n'est pas un facteur déterminant dans l'importante épaisseur du Paléozoïque traversée. C'est la géologie et la nécessité d'aller chercher la ressource en eau qui amène cette répartition. En effet, le sous-sol Lillois et plus exactement le socle présente d'une part une structure anticlinale, l'Anticlinal du Mélantois (C.F. premier chapitre). Les sondages n'ont donc pas besoin d'être trop profonds pour atteindre le Paléozoïque. C'est d'ailleurs pour cela que les sondages de Lille ne ressortent pas sur la carte des profondeurs finales des sondages (Figure 17). A profondeur finale égale, les sondages de la région de Lille traversent donc le socle sur une plus grande épaisseur. Mais l'Anticlinal du Mélantois n'est pas la seule explication. La nature du Paléozoïque est aussi déterminante. Le Paléozoïque sous Lille est constitué de Calcaire Carbonifère d'âge Tournaisien-Viséen (Dinantien). Ces calcaires constituent un aquifère remarquable qui est encore exploité actuellement. Il semble donc normal que les sondages traversent une plus grande épaisseur de Paléozoïque pour l'exploitation de cet aquifère. La troisième zone est l'Avesnois où l'épaisseur du Paléozoïque rencontré est plutôt faible. Le Paléozoïque étant à l'affleurement dans cette région, il est normal que l'épaisseur traversée de celui-ci soit plus faible.

Année de réalisation des forages atteignant le Paléozoïque :

Sur la Figure 19, nous avons représenté les années de réalisation des forages atteignant le Paléozoïque. Ce qui est intéressant, c'est que les forages les plus vieux sont une nouvelle fois localisés dans le Bassin houiller, ainsi que sur une bande que l'on peut suivre jusque dans le Boulonnais et dans les environs de Lille. Si on reprend les cartes précédemment décrites (Figure 17 et Figure 18), ces sondages les plus anciens sont aussi les sondages les plus profonds (sauf peut-être pour les sondages de Lille) et aussi ceux qui ont traversé l'épaisseur la plus grande de Paléozoïque. Nous avons encore là un marqueur de l'histoire industrielle de la région avec l'exploitation houillère et l'industrialisation de l'agglomération lilloise.

Figure 18 : Répartition des sondages atteignant le Paléozoïque dans le Nord - Pas-de-Calais: Epaisseur de Paléozoïque rencontrée.

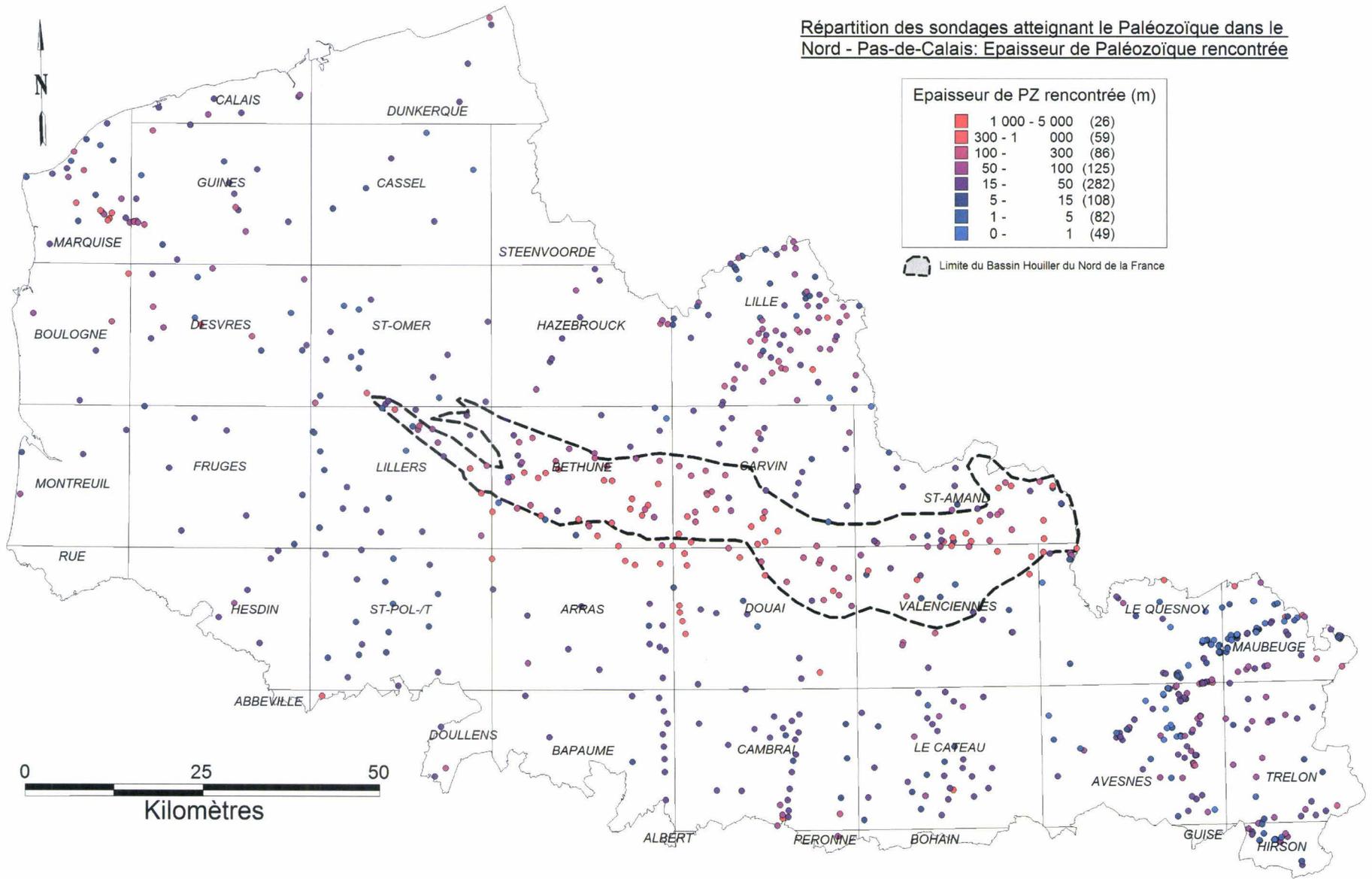


Figure 19 : Répartition des sondages atteignant le Paléozoïque et leurs années de réalisation.

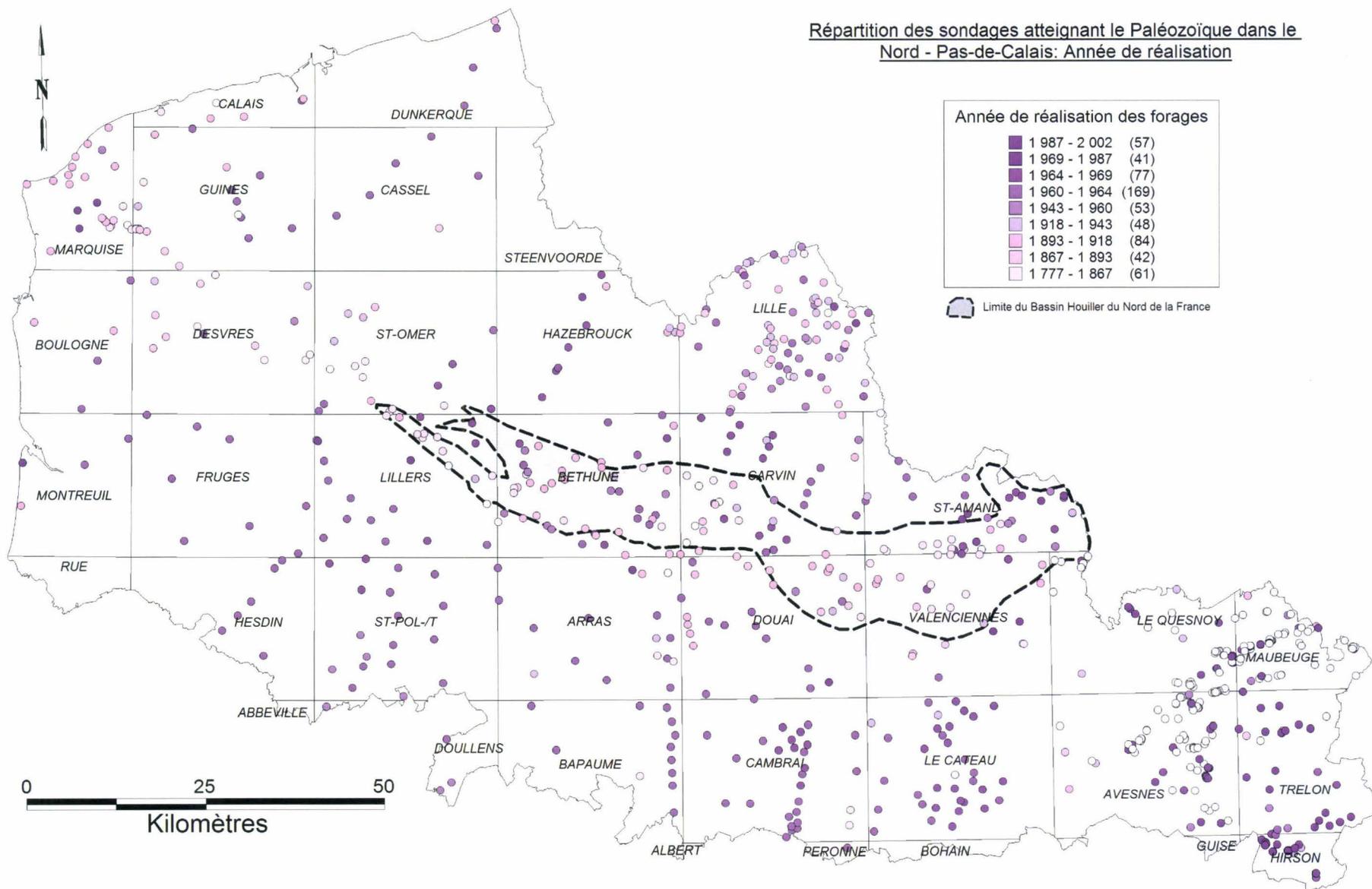
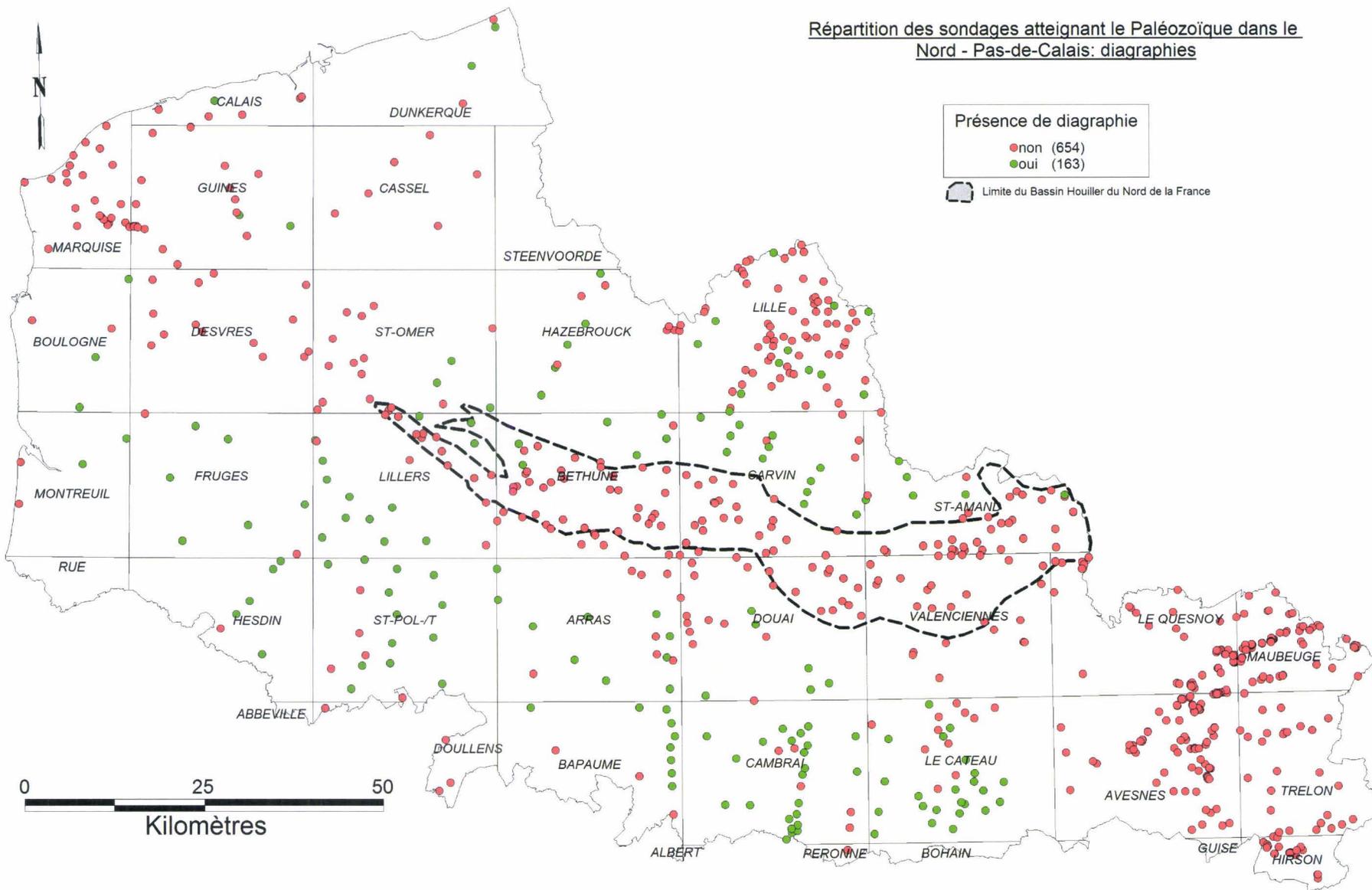


Figure 20 : Répartition des sondages atteignant le Paléozoïque et la présence ou non de diagraphies sur ces sondages.



Présence de diagraphies :

Sur la carte de la Figure 20, nous avons représenté les sondages qui ont atteint le Paléozoïque et qui possède une diagraphie. Sur cette figure nous remarquons que les sondages du Bassin Houiller jusqu'au Boulonnais, c'est-à-dire les sondages les plus anciens, les plus profonds et qui traversent la plus grande épaisseur de Paléozoïque, ne possèdent, la majeure partie du temps, pas de diagraphie. Ceci est lié à la date de réalisation des sondages. Comme ces sondages sont anciens (du XVIII^{ème} au début du XX^{ème} siècle) il est normal qu'ils ne possèdent pas de diagraphie, cette dernière ayant pour la première fois été testée en 1927 par les frères Schlumberger. En revanche, si on compare cette carte à celle des années de réalisation des forages, on voit que les sondages qui ont une diagraphie ont été réalisés entre 1960 et 1970. Ces années correspondent aux grandes campagnes géophysiques des compagnies pétrolières qui visaient la recherche en hydrocarbures. Plus à l'Est, dans l'Avesnois, les sondages ne possèdent pas non plus de diagraphie. Pourtant, ils sont assez récents. Le Paléozoïque étant à l'affleurement dans cette zone, les pétroliers n'y ont donc pas cherché de réservoirs.

Etages du Paléozoïque atteints par les sondages et comparaison avec l'écorché géologique (C.F.P. (M), 1965):

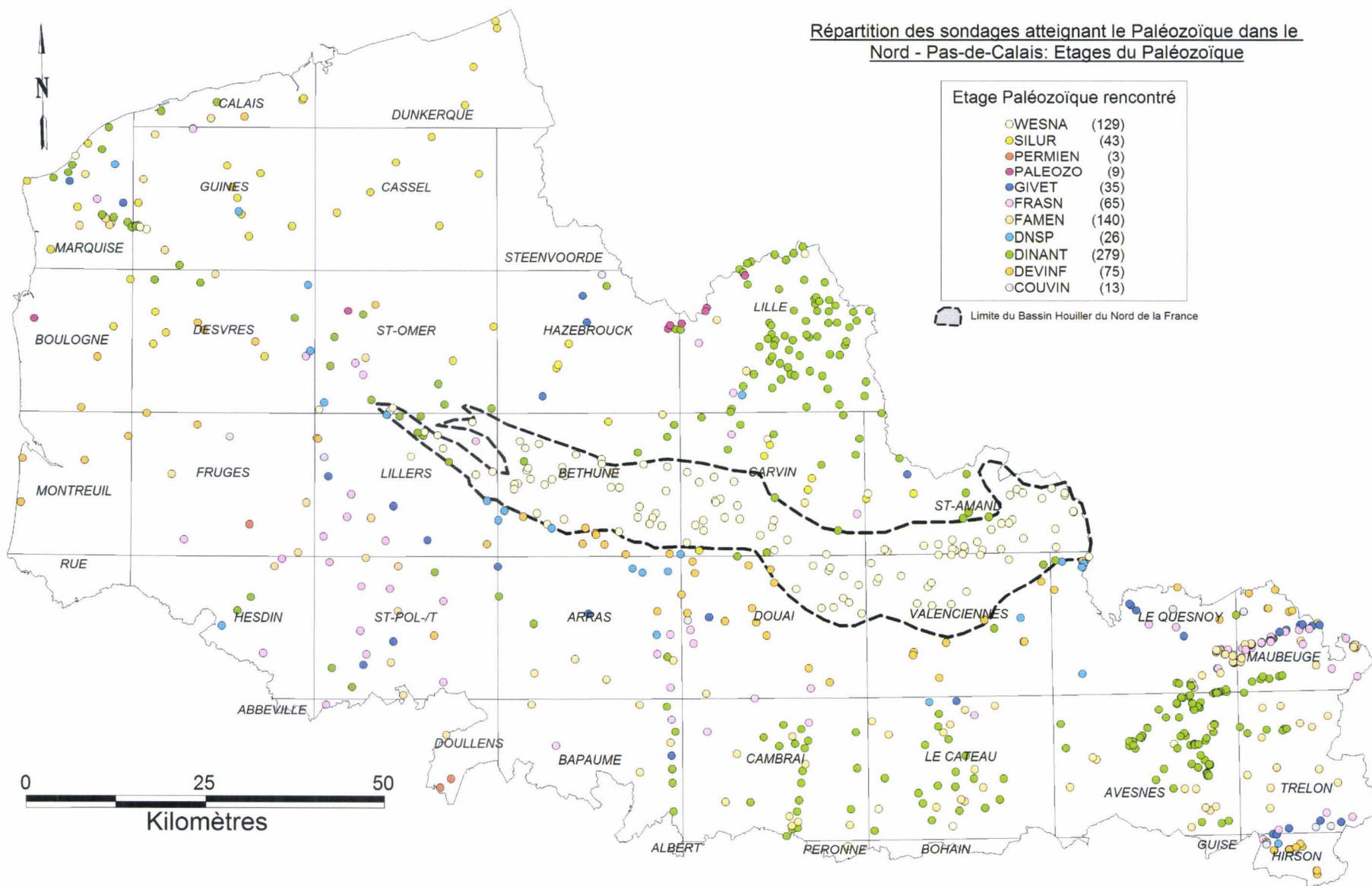
En utilisant plusieurs requêtes sur la base de données, il est possible de faire correspondre les sondages avec l'étage paléozoïque qu'ils ont atteint. La Figure 21 en est le résultat. Les couleurs sur cette figure ont été choisies par rapport à l'écorché de CFP et al. (1965). Le tableau suivant montre les codes qui ont été utilisés dans la légende :

Code de la légende	Formation du Paléozoïque correspondante
WESNA	Westphalien à Namurien
DINANT	Dinantien (Viséen, Tournaisien)
FAMEN	Famennien
FRASN	Frasnien
GIVET	Givétien
COUVIN	Couvinien (Eifélien)
DEVINF	Dévonien inférieur (Emsien, Praguien, Lochkovien)
SILUR	Silurien
DNSP	Dévonien indéfini
PALEOZO	Paléozoïque indéfini
PERMIEN	Permien

Tableau 4 : Code sur les formations paléozoïques utilisées dans la Figure 21 et la Figure 22.

Le but de ces deux figures est de voir si des disparités existent entre les interprétations des sondages faites lors de leur saisie et ceux utilisés pour la réalisation de l'écorché géologique. D'une manière générale, les sondages de la base de données ne sont pas en contradiction avec les formations de l'écorché. Cela vient probablement du fait que beaucoup de sondages de la base ont justement été utilisés pour réaliser l'écorché. Il semble donc normal qu'il n'y ait pas de différence majeure. Pour les autres sondages, ceux qui n'ont pas été utilisés lors de l'élaboration de l'écorché, on remarque que les âges des formations paléozoïques interprétés lors de la saisie, correspondent eux aussi, assez bien aux âges de l'écorché géologique.

Figure 21 : Répartition des sondages atteignant le socle Paléozoïque et les étages rencontrés par les sondages.



Répartition des sondages atteignant le Paléozoïque dans le Nord - Pas-de-Calais: Étages du Paléozoïque

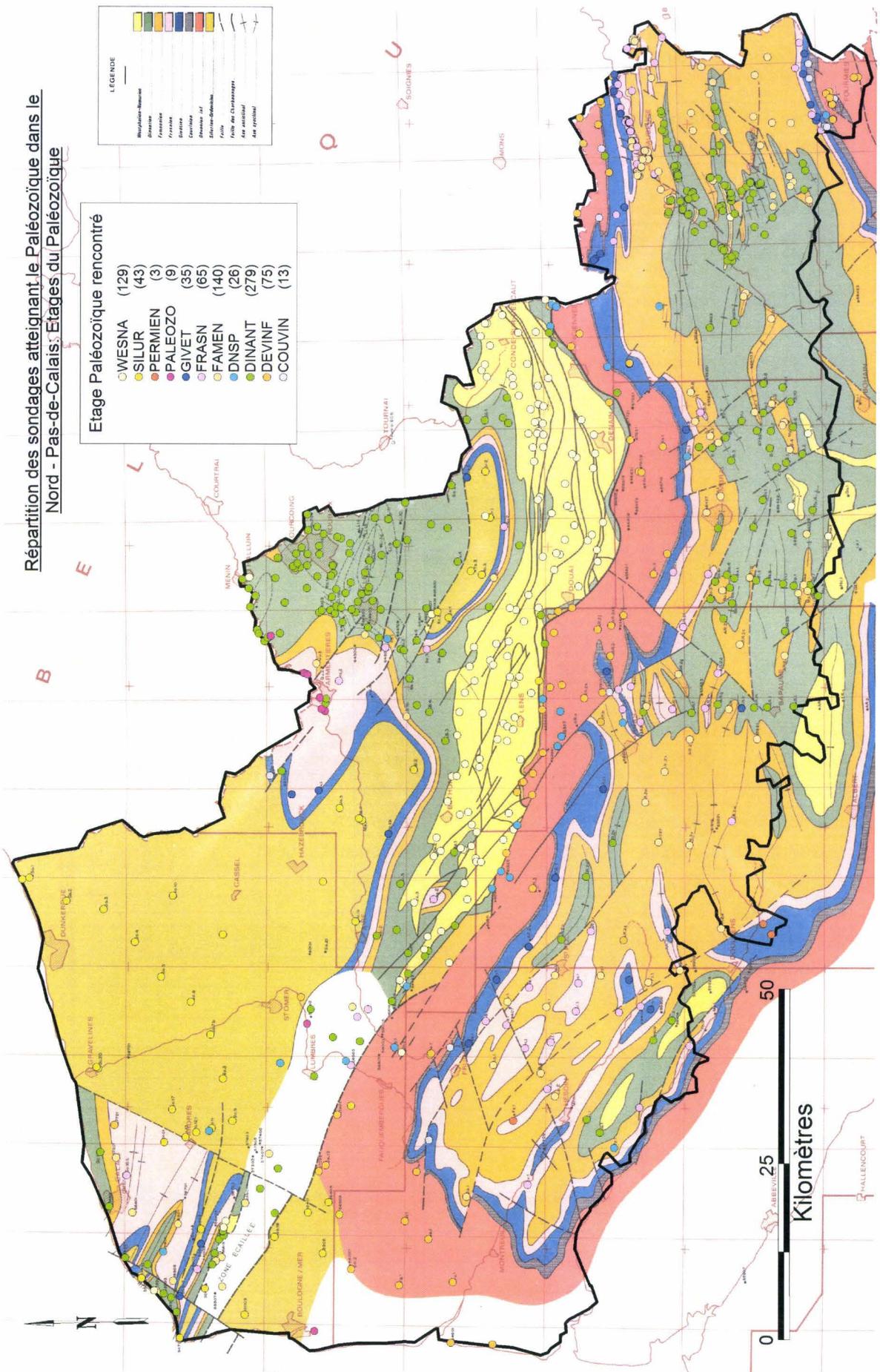


Figure 22 : Comparaison entre les étages rencontrés par les sondages et l'écorché géologique de CFP et al. (1965).

Le tableau ci-après, reprend les différences les plus importantes entre les interprétations des sondages et l'écorché géologique.

Indice	Etage atteint par le sondage	Etage sur l'écorché géologique
00027X0022	Dévonien inférieur	Frasnien
00053X0055	Givétien	Frasnien
00054X0064	Dinantien	Silurien
00061X0086	Famennien	Frasnien
00063X0041	Silurien	Frasnien
00067X0105	Dévonien indéfini	Silurien
00097X0023	Wesphalien-Namurien	Dinantien
00114X0002	Dévonien indéfini	Silurien
00115X0092	Silurien	Dévonien inférieur
00117X0031	Silurien	Dévonien inférieur
00134X0012	Dinantien	Frasnien
00141C0090	Dinantien	Frasnien
00173X0023	Couvinien	Givétien
00196X0042	Dévonien inférieur	Westphalien
00202X0106	Frasnien	Famennien
00211X0055	Givétien	Silurien
00215X0070	Wesphalien-Namurien	Silurien
00257X0013	Dévonien inférieur	Famennien
00257X0015	Frasnien	Givétien
00264X0084	Dévonien inférieur	Famennien
00272X0048	Dinantien	Dévonien inférieur
00278X0103	Dévonien inférieur	Givétien
00283X0634	Dévonien inférieur	Dinantien
00287X0125	Dinantien	Dévonien inférieur
00288X0018	Dévonien inférieur	Givétien
00297X0039	Givétien	Frasnien
00298X0020	Famennien	Dinantien
00298X0118	Frasnien	Famennien
00298X0137	Dévonien inférieur	Givétien
00298X0199	Givétien	Famennien
00298X0283	Frasnien	Famennien
00301X0011	Dinantien	Givétien
00302X0002	Dévonien inférieur	Givétien
00302X0007	Dévonien inférieur	Givétien
00305X0087	Frasnien	Famennien
00305X0088	Frasnien	Famennien
00305X0349	Givétien	Frasnien
00306X0057	Givétien	Frasnien
00306X0063	Frasnien	Givétien
00306X0113	Givétien	Frasnien
00307X0055	Frasnien	Famennien
00310X0044	Dévonien inférieur	Couvinien
00352X0001	Frasnien	Famennien

Indice	Etage atteint par le sondage	Etage sur l'écorché géologique
00354X0008	Givétien	Dinantien
00387X0001	Famennien	Dinantien
00387X0010	Famennien	Dinantien
00388X0201	Famennien	Dinantien
00388X0249	Famennien	Dinantien
00388X0254	Famennien	Dinantien
00388X0260	Famennien	Dinantien
00512X0118	Dévonien inférieur	Couvinien

Tableau 5 : Différence d'attribution stratigraphique entre les sondages de la base de données et l'écorché géologique de CFP et al. (1965)

Dans ce tableau ne sont repris que les erreurs les plus flagrantes, c'est-à-dire quand le sondage de la base de données possède une attribution stratigraphique alors qu'il est au milieu d'autres sondages ou au sein d'un contour géologique de l'écorché présentant un âge différent. Les sondages proches des contours géologiques limitant deux étages n'ont pas été extraits. En effet, l'écorché ayant été géoréférencé puis superposé aux sondages, il est évident que des petites erreurs, au niveau du calage, interviennent. La taille des points des sondages et des traits de l'écorché joue aussi un rôle. Ces erreurs sont assez importantes pour que, visuellement, on ait l'impression que les sondages ne sont pas dans la bonne formation. A une plus petite échelle, on se rend compte qu'il n'en est rien et qu'ils correspondent avec l'écorché.

Le problème maintenant, est de savoir lequel du sondage ou de l'écorché a raison quand à l'attribution stratigraphique de l'étage paléozoïque. Ce n'est malheureusement pas facile de répondre. Les sondages de la base de données ont été réinterprétés lors de la saisie. Comme la majeure partie du temps il n'y a aucune information sur la biostratigraphie, nous sommes obligés de nous en remettre à la fois aux descriptions lithologiques de ces étages à l'affleurement et aussi aux éventuelles diagraphies à proximité pour attribuer la passe rencontrée dans le sondage. Quand l'erreur est trop flagrante il est facile de corriger mais quand il y a litige entre deux formations successives, cela devient beaucoup plus compliqué. Et c'est dans ce sens que nous avons corrigé les sondages de la base de données. Dans le but de conserver les données présentes dans les versions papiers des sondages et pour ne pas induire de nouveaux problèmes, quand l'erreur n'est pas évidente, nous conservons ce que dit le dossier du sondage.

2.5. Limites de la base de données

Pour conclure sur la création de la base de données de sondages, je voudrais attirer l'attention sur les limites et les précautions dont nous allons devoir faire preuve lors de la construction des cartes d'isohypses et d'isopaques ainsi que dans la construction du modèle 3-D.

Dans le Nord de la France les sondages ont été réalisés pour trois domaines majeurs. Le premier domaine est celui de l'exploitation houillère qui a débuté depuis la fin du 19^{ème} siècle jusqu'aux années 1970. Pour ces sondages, les ingénieurs et les géologues de l'époque (Gosselet par exemple) avaient une connaissance précise de la stratigraphie et savaient parfaitement reconnaître les faciès et les ensembles sédimentaires. Le découpage stratigraphique de ces sondages peut donc être exploité sans risque majeur dans nos interprétations. Le deuxième domaine concerne les recherches pétrolières.

Plusieurs sondages (core drills) ont été effectués par les compagnies pétrolières au début des années 1960 lors de grandes campagnes géophysiques. De la même manière que pour les sondages houillers, les connaissances et les moyens mis en jeu dans ces explorations (diagraphies par exemple) tendent à favoriser la crédibilité des interprétations. Même si quelques erreurs de détermination ont été mises en évidence, l'ensemble des données reste quand même bien contraint et cohérent. C'est sur le dernier domaine, la recherche et l'exploitation en eau, que la véracité des interprétations est problématique. La plupart du temps, les sondages sont réalisés par des entreprises. Les foreurs qui suivent et interprètent les sondages ne sont pas des géologues. Les descriptions sont donc presque exclusivement faites de manière lithostratigraphique. L'attribution stratigraphique est donc douteuse. Il peut cependant arriver que le sondage ait été suivi ou réinterprété par un géologue et que l'on trouve des précisions sur la biostratigraphie. Un autre inconvénient, est que ce type de sondages représente entre 50% et 75% de la base de données. Il faut donc faire attention quand on les utilise.

Conscient de ces limites, nous sommes repartis dans la bibliographie afin d'essayer de limiter les erreurs d'interprétations. Le but était de trouver un maximum de sondages décrits et interprétés dans les articles, avec le plus de contraintes possibles, c'est-à-dire avec le maximum de données biostratigraphiques. La liste des articles est encore longue, mais pour citer les travaux les plus importants, nous avons : les travaux de J. Gosselet (1904, 1905, 1911, 1913, 1922), le travail de P. Caulier (1974), l'ensemble des travaux de F. Amédéo *et al.* (1976, 1979, 1987, 1990) et F. Robaszynski (1981, 2001), les sondages pétroliers (C.F.P. (M), 1966), le travail de B. Tillie (1980) et Monciardini (1978), ainsi que plusieurs articles se focalisant sur des sondages ou des groupes de sondages isolés, (Gosselet, 1898, 1903a, 1903b, 1906, Gosselet & Pruvost, 1911, Barrois, 1913, Pruvost & Souka, 1913, Cornet, 1924, Dehée, 1924, Dehée & Dubois, 1926, Corsin & Dehée, 1927, Nourtier, 1928, Mathieu, 1930, 1931, 1933, Pruvost, 1934, Bonte, 1936b, Corsin & Danzé, 1953, Celet, 1956, Magné & Polvêche, 1962, Bonte & Waterlot, 1968). Le travail suivant a donc été de repositionner ces sondages, décrits dans les articles, afin de les comparer, de proche en proche, à nos sondages saisis. Cette méthode, assez longue, a permis d'homogénéiser le découpage des sondages en travaillant sur les épaisseurs constatées et sur les toits des différents étages. Elle a aussi permis de réduire les erreurs d'attribution stratigraphique.

Il reste cependant évident que c'est toujours les sédiments qui ont raison et que notre méthode, bien que nécessaire, reste une méthode approchée d'interprétation des sondages.

3. Construction du Modèle sous MULTILAYER®

3.1. Principes généraux

3.1.1. Multilayer

Le programme MultiLayer® permet la modélisation de formations géologiques "multicouche", type formations de bassins sédimentaires, à partir de données de sondages, de données de cartes géologiques ou d'observations ponctuelles. Il utilise le concept de pile stratigraphique, permettant de décrire la succession des formations ainsi que les relations liant deux formations successives: présence ou absence d'une phase d'érosion entre deux dépôts successifs. MultiLayer est un outil qui utilise l'environnement GDM®. Les résultats fournis sont un modèle géologique 3-D sous forme de grille,

indiquant les toits ou murs des formations modélisées, ainsi que leur épaisseur. Le programme permet également de générer une série de graphiques type isohypses, isopaques, coupes et cartes de localisation des données (Bourgine, 2006).

3.1.2. Principes de la modélisation

Le principe fondamental de la modélisation géologique est la construction des surfaces (toits et murs des formations) et de leurs relations géologiques. Par relation géologique, il faut comprendre la présence ou non d'une surface d'érosion entre deux formations successives. Quand une surface concordante (ONLAP), rencontre une surface érosive (EROD), elle doit être érodée (Figure 23). Dans la modélisation multicouche, la définition de ces surfaces érosives est primordiale. C'est en effet grâce à elle que les surfaces vont pouvoir s'intercepter et que le modèle va gagner en réalisme. Nous y reviendrons dans la partie suivante.

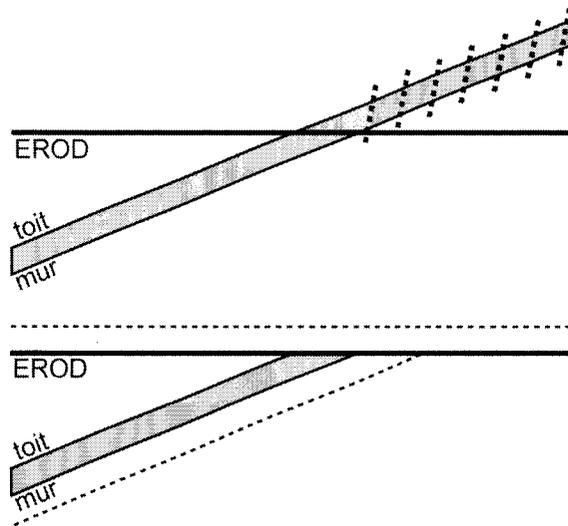


Figure 23 : Relation entre surface d'érosion (EROD) et surface ONLAP.

Le deuxième principe est la modélisation des formations elles mêmes. Il existe deux méthodes principales qui présentent toutes les deux des avantages et des inconvénients :

La première méthode est de modéliser la formation par son épaisseur. Son toit est alors déduit des deux autres variables, le mur et l'épaisseur. Pour construire la couche, il faut donc au préalable modéliser son mur et son épaisseur que l'on vient ensuite « déposer » sur le mur. Le toit est alors calculé en faisant la somme de l'altitude du mur et l'épaisseur de la formation (Figure 24). Si on applique cette méthode pour un modèle multicouche, il faut alors modéliser une surface basale (le mur de la première formation, la plus ancienne) sur lequel on vient successivement « ajouter » les épaisseurs des autres formations.

La deuxième méthode consiste à modéliser une formation avec son toit et son mur. Dans ce cas, c'est l'épaisseur qui est déduite des deux autres variables. Pour construire la couche, il faut donc modéliser son mur et son toit à partir des sondages. L'épaisseur est ensuite calculée en faisant la différence entre l'altitude du toit et l'altitude du mur (Figure 24). Si on applique cette méthode à plusieurs couches, il faut alors modéliser toutes les surfaces, les unes à la suite des autres pour construire le modèle, les épaisseurs n'intervenant pas.

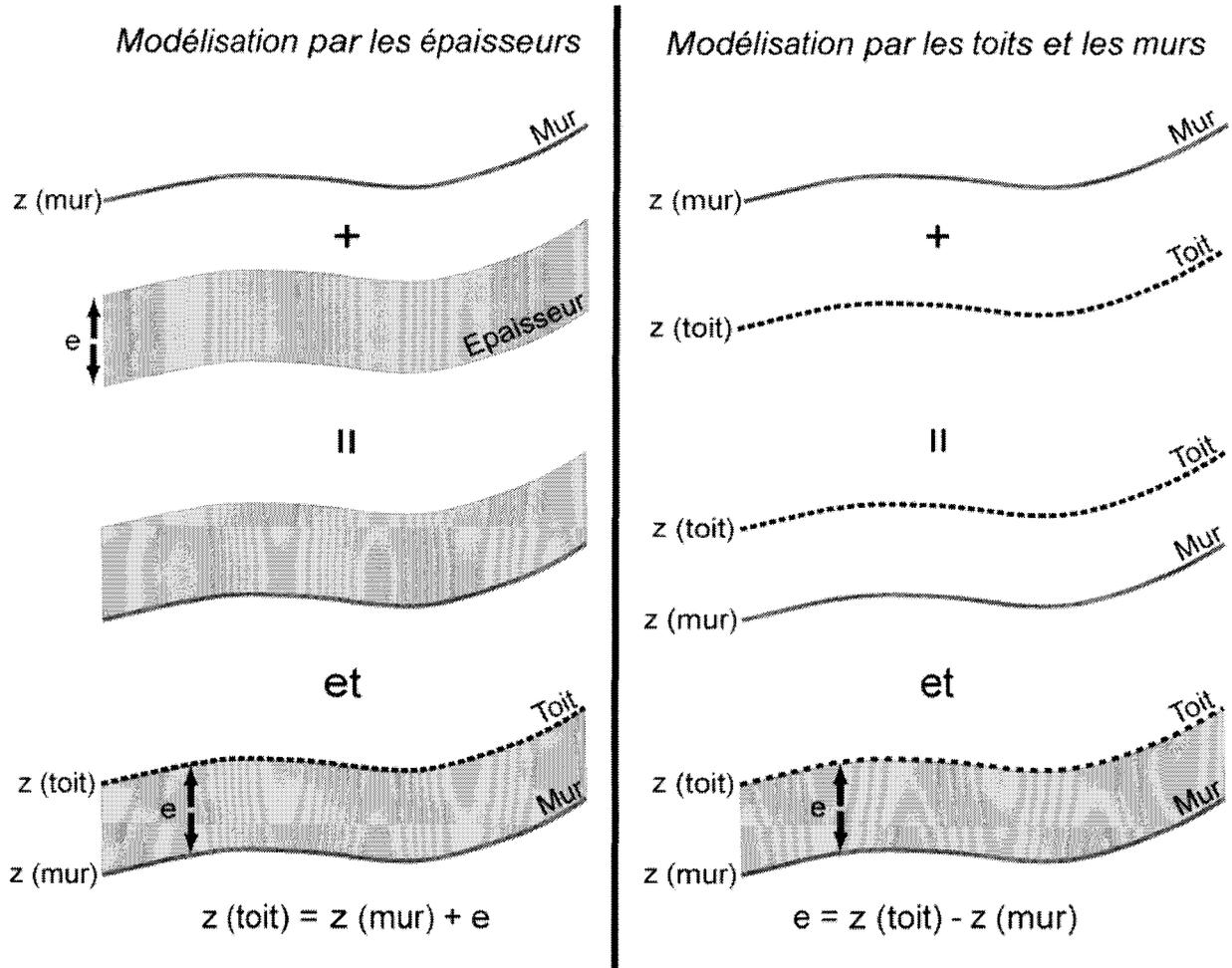


Figure 24 : Différence entre la modélisation épaisseurs des formations et la modélisation par les toits et les murs.

Quelle est la meilleure méthode pour la modélisation ? Il n'est pas facile de répondre. Celle qui semble la plus « géologique » est celle par les épaisseurs. En effet, venir « déposer » une épaisseur sur une surface correspond au principe de superposition de la géologie. On fait de plus abstraction des problèmes de limite d'extension des formations car à l'endroit où l'épaisseur est égale à zéro, la formation n'existe pas. Cependant, il faut que la première surface, celle sur laquelle on va venir empiler les épaisseurs, soit extrêmement bien contrainte, sinon, on arrive à des erreurs de concordances avec les sondages. Les toits calculés ne passent plus par ceux interprétés dans les sondages. A l'inverse, si on modélise avec les surfaces, les problèmes d'intersection des surfaces avec les sondages sont résolues, simplement parce que ces surfaces sont construites par les toits et les murs mis en évidence dans les sondages. Il est cependant évident que c'est au niveau des épaisseurs et des limites d'extension que les problèmes vont apparaître. Il faudra alors contraindre le modèle en fonction des connaissances géologiques sur la région (épaisseurs et limites d'extension) pour arriver à se rapprocher de la réalité.

Dans les premières phases de construction de notre modèle, nous sommes passés par ces deux méthodes. Après plusieurs essais infructueux, nous avons choisi d'utiliser celle des surfaces qui est certes un peu moins précise au niveau des épaisseurs mais nettement plus réaliste notamment en coupe.

3.2. La pile stratigraphique et les sondages

3.2.1. Définition

Dans la partie précédente, nous avons vu que le logiciel MULTILAYER® utilise le concept de pile stratigraphique comme base pour la modélisation (Bourgine, 2006). Cette pile stratigraphique représente les formations qui vont être utilisées dans la modélisation. C'est à l'utilisateur que revient le choix des formations à représenter (dans la limite de 16 au maximum). La pile stratigraphique est définie par :

- L'ordre chronologique de dépôt des formations à modéliser. Par convention, la formation n°1 est la plus ancienne.
- Les relations entre deux formations successives. Ces relations sont de deux types :
 - o ONLAP : dépôt concordant d'une formation sur la précédente.
 - o EROD : Présence d'une surface d'érosion entre deux formations successives.

Une fois le choix des formations effectué, et les relations entre ces formations défini, le logiciel va coder les différentes interfaces. C'est-à-dire leur attribuer un nom. Pour deux formations successives séparées par une surface d'érosion, l'interface entre les deux sera codifiée M (pour mur) suivi du numéro de la formation sus-jacente. Si en revanche deux formations se suivent sans surface d'érosion (i.e. qu'elles sont concordantes), l'interface correspondra au toit de la formation du dessous et sera codifiée T (pour toit) suivi du numéro de la formation (Figure 25).

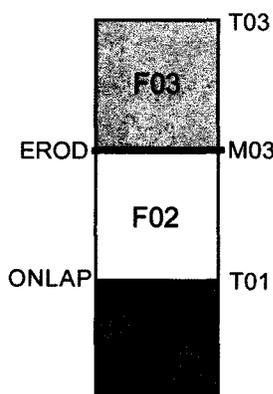


Figure 25 : log stratigraphique synthétique montrant la codification des interfaces par le logiciel. Sur l'exemple ci-dessus, on considère trois formation F01, F02 et F03. La formation F02 repose en concordance sur la formation F01 (ONLAP) et il y a une surface d'érosion entre la formation F02 et F03 (EROD). Le toit de la formation F01 sera donc codé T01. Le toit de la formation F02 n'existant pas on codera l'interface comme le mur de la formation F03, donc M03. Le toit de F03 sera codé normalement T03.

En d'autres termes, une surface d'érosion sera toujours codée comme le mur de la formation du dessus (ce qui est logique car la formation du dessous est érodée et n'a, par définition pas, de toit vrai) tandis qu'une surface concordante sera toujours codée comme le toit de la formation du dessous.

3.2.2. Pile stratigraphique du modèle.

Après ce bref descriptif du fonctionnement de la pile stratigraphique, voici celle que nous allons utiliser dans le modèle (Figure 26).

Formation	Surf. type	Description	Surf. name	n° FORM
QUAT	EROD	Quaternaire	M11	F11
PLEO		Pliocène - Eocène moyen	T09	F10
YPRE		Yprésien	T08	F09
THAN		Thanétien	M08	F08
SETU		Sénonien - Turonien supérieur	T06	F07
TUMI		Turonien moyen à inférieur	T05	F06
CENO		Cénomaniens	T04	F05
ALBN		Albien - Aptien	M04	F04
WEAL		Wealdien	M03	F03
JUR		Jurassique + Trias	M02	F02
PZ		Paléozoïque		F01

Figure 26 : Pile stratigraphique utilisée pour le modèle.

Pour le Nord de la France, nous avons choisi de modéliser 11 étages et ceci pour diverses raisons :

Nous avons d'une part choisi de regrouper toutes les formations et étages du Paléozoïque (F01). Les hétérogénéités du Paléozoïque dans la région étant trop importantes, il n'a pas été possible d'arriver à un découpage convenable. De plus, le Logiciel MULTILAYER ne gère pas les failles inverses. Ce qui veut dire que le logiciel génère une erreur si, dans un sondage, il rencontre une formation plus ancienne au dessus d'une formation plus récente. Et c'est le cas pour plusieurs sondages de notre base et notamment ceux situés juste au sud du chevauchement du Midi qui montre des sédiments Dévonien inférieur au dessus de sédiments Carbonifère inférieur.

Pour le Jurassique (F02), c'est le manque de précision et le manque de sondages profonds qui nous ont forcé à regrouper tous les étages et formations. La plupart du temps, on sait que le sondage atteint le Jurassique mais on ne sait pas dans quelle formation ou dans quel étage. En projetant les sondages sur la carte géologique, il est possible d'avoir une idée, mais la précision dans le tracé des contours et la résolution des cartes n'étant pas exceptionnelles, nous avons préféré tout regrouper plutôt que d'introduire de nouvelles erreurs (ou incertitudes) et de fausser le modèle.

Les étages Wealdien (F03), Albien-Aptien (F04) et Cénomaniens (F05) sont généralement bien décrits dans les sondages car ils possèdent des faciès assez caractéristiques permettant de les identifier. Nous avons donc choisi de les modéliser séparément.

Pour les étages Turonien moyen et inférieur (F06), Les faciès sont assez difficiles à différencier. Comme nous l'avons déjà vu, le Turonien moyen est composé d'alternances de bancs de craie marneuse et de marnes bleuâtres. Le Turonien inférieur est quand à lui composé de marnes verdâtres nettement plus plastiques. Dans les sondages la différence n'est pas toujours faite entre les deux étages alors qu'elle est plus nette entre le Turonien inférieur et le Cénomaniens tout comme entre le Turonien moyen et

les craies du Séno-turonien. L'ensemble reste quand même assez homogène. Pour ces raisons, nous avons regroupé ces deux étages.

Pour les craies du Sénonien et du Turonien supérieur (F07), tout comme les marnes du Turonien moyen à inférieur, la distinction dans les sondages est rarement effectuée. Bien qu'il existe des différences et notamment la présence de glauconie dans les craies du Turonien supérieur, ces étages sont souvent agglomérés. Pour ne pas générer des erreurs supplémentaires sur nos données, nous avons décidé de considérer ces deux étages comme un seul.

Pour les étages restants (Tertiaire et Quaternaire, F08, F09, F10 et F11), tous ont été modélisés séparément.

Au niveau des surfaces d'érosion, 5 ont été définies. Les trois plus importantes sont : 1) celle au mur du Jurassique (M02), marquant la transgression jurassique sur le continent Paléozoïque, 2) celle à la base du Thanétien (M08) marquant la limite Crétacé-Tertiaire et 3) celle à la base du Quaternaire (M11). Les deux dernières encadrent le dépôt du Wealdien (M03 et M04) qui rappelons-le est composé de dépôts continentaux qui marquent une mise à l'affleurement générale du Nord de la France avant la transgression à l'Albien-Aptien.

3.2.3. Correspondance avec les sondages

Après la définition de la pile stratigraphique, il faut charger les sondages et les relier à la pile afin de pouvoir créer le modèle. Comme nous l'avons déjà développé dans le paragraphe 2 de ce chapitre, les sondages sont codifiés, lors de leurs saisies à l'aide des lexiques. Les codes des formations (FORMA) vont nous servir à lier les sondages à la pile stratigraphique. Après avoir chargé les sondages dans le logiciel, il suffit de définir quel code formation est à associer à quel étage de la pile stratigraphique. Si on prend l'exemple du tableau ci-dessous (Tableau 6) les Marnes crayeuses à *Terebratulina rigida* du Turonien moyen (première ligne) dont le code formation est 33330 seront associées à l'étage TUMI de la pile stratigraphique. On fera de même avec les Sables verts de l'Albien inférieur qui seront liés à l'étage ALBN de la pile stratigraphique. Il faut ainsi répéter cette opération pour chaque code formation rencontré dans les sondages (Annexe 1).

Etage	Unité lithostratigraphique	FORMA	Pile strati.
Turonien moyen	Marnes crayeuses à <i>Terebratulina gracilis</i> (Bleus)	33330	TUMI
Turonien inférieur	Marnes à <i>Inoceramus labiatus</i> (Dièves)	33621	TUMI
Cénomaniens	Assise à <i>Holaster subglobulus</i>	34320	CENO
Cénomaniens inférieur	Tourtia (Assise de Bernissart; "Sarrasin de Bettrechies")	34912	CENO
Albien supérieur	Argile du Gault	35600	ALBN
Albien inférieur	Sables verts	35760	ALBN

Tableau 6 : Exemple de liaison Code formation – pile stratigraphique.

Il peut néanmoins arriver que des codes formations ne rentrent pas dans un étage de la pile stratigraphique. Cela peut arriver si le sondage est peu ou mal décrit (formation indifférenciée) ou lors de problème dans sa réalisation (pertes totales par exemple). Dans ce cas, un code formation trop général ou un code de formation indifférencié aura été saisi (CREs pour Crétacé supérieur ou _IND pour indifférencié par exemple). Ces codes seront alors mis à l'écart (C.F. annexe 1). Cela ne veut pas dire

que le ou les sondages contenant ces codes ne pourront pas être utilisés mais ils seront codifiés comme n'appartenant à aucun étage de la pile stratigraphique et arboreront le code UNDF. L'utilisateur pourra ensuite, en fonction des résultats des interpolations revenir sur ces sondages pour les interpréter de nouveau.

Après avoir saisi la table des correspondances entre les sondages et la pile stratigraphique, MULTILAYER® va une nouvelle fois coder les sondages pour les adapter à la pile stratigraphique. Le logiciel génère alors de nouveaux sondages synthétiques en allant chercher les équivalences des codes formation dans la table de correspondance comme le montre la Figure 27.

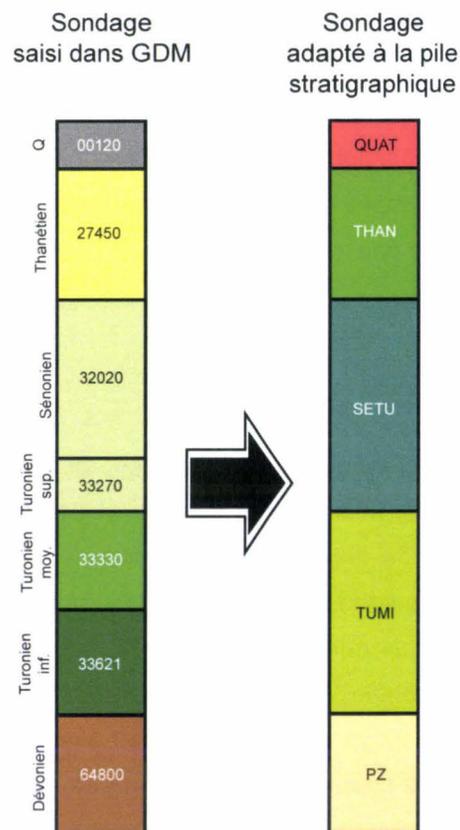


Figure 27 : Exemple simplifié de codification de sondage selon la pile stratigraphique. Sur le log de gauche sont repris les étages et les codes des formations rencontrées dans les sondages. Le log de droite est la traduction de celui de gauche d'après la pile stratigraphique.

Cette routine est entièrement effectuée par le MULTILAYER®. C'est d'ailleurs à ce moment que sont extraites les erreurs de superposition des étages. Si un étage plus ancien se retrouve, au dessus d'un étage plus récent, le logiciel ne codera pas les sondages. Il génèrera juste un fichier listant les erreurs rencontrées. C'est ensuite à l'utilisateur de vérifier s'il n'a pas fait d'erreurs lors de la saisie des sondages (mauvais code formation saisi par exemple) ou lors de la saisie des correspondances formation – pile stratigraphique (code formation pas dans le bon étage de la pile).

Pour finir cette partie et comme nous l'avons déjà dit au début du paragraphe, la définition de la pile stratigraphique ainsi que le chargement et la codification des sondages est une phase importante de la modélisation car c'est à partir de ces données que tout le modèle va pouvoir être construit. Une erreur dans ces paramètres, et le modèle sera faussé ou le logiciel n'arrivera pas à compiler les données.

3.3. Paramètres de la modélisation et contrôle de données.

Après le chargement des données de sondages, nous pouvons commencer la modélisation en elle-même. Il y a cependant quelques opérations à effectuer avant d'interpoler les surfaces : définir les paramètres de la modélisation.

3.3.1. La grille de modélisation

La grille de modélisation correspond au nombre de pixels que l'on souhaite avoir sur l'ensemble de la zone que l'on va modéliser, un pixel contenant une valeur de la variable que l'on représente. C'est en quelque sorte la maille, c'est-à-dire la longueur qui sépare deux points contenant une valeur. Plus le nombre de pixels est important (ou plus la maille est petite), plus la modélisation sera précise. La grille de modélisation se définit donc par une origine, la maille et le nombre de pixels.

Pour notre modèle, nous avons choisi une maille de 500 mètres en X et en Y (ou un pixel de 500 mètres de côté). Ce qui correspond à 386 pixels en X et 272 pixels en Y et donc une grille de 193 kilomètres de long sur 136 kilomètres en largeur découpée en 104992 pixels, la surface totale étant de 26248 kilomètres carrés. Pour une telle surface de modélisation, la maille choisie est tout à fait convenable. Quand on tente de réaliser un modèle sur toute une région, il faut choisir une précision acceptable pour faire ressortir les éléments importants sans pour autant alourdir les temps de calculs et donc les temps de manipulation des données. Dans notre cas, une précision plus importante aurait été inutile compte tenu de la répartition des sondages distants au minimum de quelques mètres et au maximum de 5 kilomètres.

3.3.2. Seuil de précision et seuil de fusion

Le seuil de précision correspond à l'écart de distance maximum que l'on désire avoir entre les valeurs réelles et les valeurs interpolées. Comme pour la taille d'une maille, plus cette valeur est petite, plus l'interpolation sera proche des valeurs réelles rencontrées dans les sondages. Par défaut, dans MULTILAYER®, ce seuil est d'un mètre.

Le seuil de fusion consiste quant à lui à moyenner des points proches au droit desquels la valeur d'une même variable est connue simultanément. Si en deux points A et B on a par exemple la valeur d'un toit égale à ZA et ZB, on remplacera dans l'interpolation ces deux points par un seul point situé en A, et de valeur $(ZA+ZB)/2$ si toutefois, ces sondages sont en dessous du seuil de fusion. Ceci pour ne pas risquer de problèmes numériques lors des calculs d'interpolation (Bourgine, 2006). Par défaut, le logiciel utilise une valeur 1/1000 de la taille de la diagonale de la zone de modélisation soit environ 236 mètres pour notre zone. Il est clair que fusionner trop de points revient à perdre des informations au niveau de l'interpolation. Il est donc préférable de choisir cette valeur en fonction des données et du seuil de précision.

En effet, si des points, sont situés à une distance inférieure au seuil de fusion, ils seront fusionnés. Si l'on prend l'exemple ci-dessous (Figure 28), les deux points A et B sont remplacés par un seul point, positionné par GDM® sur le premier des deux points du doublon. Au moment du contrôle des inégalités (que l'on développera plus loin), on va comparer la valeur au point A (ZA) à la valeur interpolée en ce point, qui sera voisine de $(ZA+ZB)/2$ (pas strictement exacte car on peut aussi avoir l'influence d'autres

données situées plus loin). La différence entre valeur exacte et valeur interpolée sera donc de $(Z_A - Z_B)/2$. Si cette différence est supérieure au seuil de précision entré, un point de contrainte sera proposé par MultiLayer, en A, avec comme valeur Z_A (les points de contraintes sont des points qui contraignent le passage des isovaleurs, nous les rencontrerons lors la vérification des données). On aura de la même façon un point de contrainte ajouté en B, avec la valeur Z_B . On se retrouvera finalement avec deux valeurs vraies en A et B : Z_A et Z_B , plus 2 points de contrainte en A et B, avec également comme valeur Z_A et Z_B . Ces 4 points seront fusionnés en A avec comme valeur $(Z_A + Z_B)/2$, et on aura encore le même problème (Bourgine, 2006). Le logiciel rentrera dans une boucle, n'arrivant pas à éliminer les erreurs.

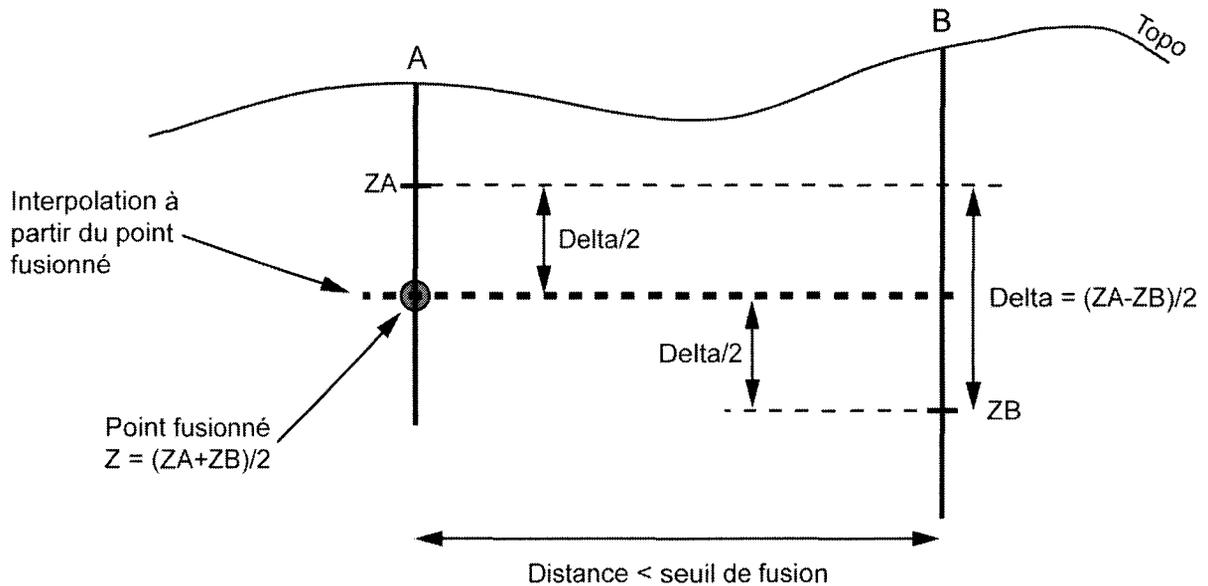


Figure 28 : Seuil de fusion et de précision et conséquences sur l'interpolation d'après Bourgine (2006). (Z_A et Z_B sont les altitudes d'une formation rencontrée en A et B).

On voit donc que si il existe des points proches (distance inférieure au seuil de fusion), dont la différence de valeur dans l'altitude du toit ou du mur d'une formation est Δ , on ne peut pas avoir un seuil de précision inférieur à $\Delta/2$. Il est donc très important de bien contraindre ces deux valeurs.

Pour fixer ces valeurs, il faut utiliser deux fonctions du logiciel permettant d'éviter le problème mentionné ci-dessus. Dans un premier temps, on fixe le seuil de fusion à une valeur inférieure à la maille de la grille du modèle. Nous avons choisi 250 mètres. Dans un deuxième temps, on utilise la fonction « Détection de points doubles » afin de vérifier ou éliminer les doublons. Une fois les doublons corrigés, on utilise alors la fonction « Comparaison Toits / Murs / Epaisseurs proches » pour comparer les différences (sur les toits, les murs et les épaisseurs) entre les points proches, c'est-à-dire quand la distance est inférieure au seuil que l'on a saisi. Après avoir corrigé les éventuelles anomalies, on prend la plus grande différence constatée (δ) sur les toits, les murs et les épaisseurs. On ne pourra alors entrer un seuil de précision inférieur à la moitié de cette distance ($\delta/2$). Si ce seuil de précision est trop élevé, on reprendra alors toute l'opération en diminuant le seuil de fusion. Il est ainsi possible d'arriver à trouver ces seuils par itérations.

Pour notre modèle et après plusieurs tentatives, nous sommes parvenu à un seuil de fusion de 25 mètres pour un seuil de précision de 3 mètres. Le seuil de fusion peut paraître petit mais si on revient sur la carte de répartition des sondages (Figure 15), on voit qu'au niveau de l'Avesnois (cartes géologiques

de Le Quesnoy, Maubeuge, Trélon et Avesnes), on a une densité assez importante de sondages distants parfois de quelques mètres. Pour le seuil de précision et compte tenu de la taille de notre modèle, il est tout à fait adapté.

3.3.3. Contrôle des altitudes par rapport au MNT

Dans les premiers essais de modélisation réalisés, nous avons chargé les données du MNT (Modèle Numérique de Terrain) pour la région. Il s'agit du MNT de l'IGN à 25 m transformé au pas de 250 m. En comparant ces données aux altitudes des sondages, par la fonction « Différence Z début forage par rapport au MNT », aucune des altitudes de début de forages ne correspondaient au MNT. Les erreurs s'étaient entre 1 et 25 mètres de différence. Les différences les plus importantes étaient dans les zones les plus hautes de la région. De gros problèmes dans les premiers modèles sont ainsi apparus au niveau de l'épaisseur du Quaternaire qui est la première couche à être modélisée en dessous de la topographie. L'altitude de la topographie étant en certains points supérieure de 25 m, on s'est retrouvé, lors de l'interpolation, avec des zones où l'épaisseur du Quaternaire avoisinait les 40 mètres. Ce qui est impossible dans la région.

Après plusieurs réflexions pour expliquer ces différences, à savoir si c'était les altitudes de tous les forages qui étaient fausses ou si c'était celles du MNT, nous sommes revenus sur la méthode de transformation du MNT pour un pas de 250 m. Si on se base sur un MNT à 25 m, tout comme pour la grille du modèle, on a une valeur d'altitude par maille de MNT. Soit une valeur d'altitude tous les 25 m. Cependant, si le MNT est recalculé pour un pas de 250 m, l'altitude d'une maille de 250 m de côté sera la moyenne de toutes les altitudes des mailles à 25 m (et il y a 100 mailles de 25 m dans une maille de 250 m). On perd donc énormément en résolution (Figure 29).

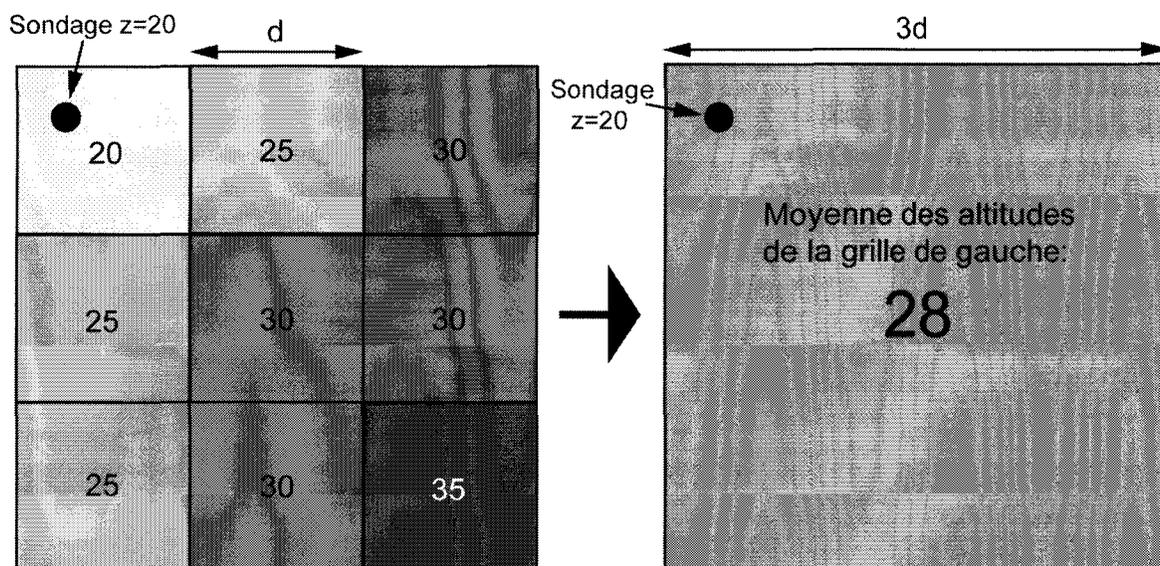


Figure 29 : Schéma montrant la transformation d'une grille de maille d en une grille de maille $3d$. Les valeurs dans les carrés représentent l'altitude constatée pour la maille.

Sur l'exemple de la Figure 29, le sondage est à une altitude de 20 mètres sur la grille de gauche. La grille MNT sur laquelle il est situé est donc précise puisqu'il se retrouve sur la maille d'altitude 20 mètres. Quand on comparera l'altitude du sondage au MNT au niveau du sondage, il n'y aura pas de

différence. En revanche, si on se place sur la grille de droite, dont la maille est trois fois plus grande, la comparaison altitude du sondage et MNT montrera une erreur. En effet, l'altitude de la maille à droite est la moyenne des altitudes des mailles de la grille de gauche. Son altitude moyenne est donc d'environ 28 mètres. Le sondage lui, qui est toujours localisé au même endroit, a toujours la même altitude égale à 20 mètres. Si on calcule : $28 \text{ m} - 20 \text{ m} = 8 \text{ m}$. Le sondage sera à 8 m en dessous du MNT. C'est cette différence que le logiciel montrera. On peut aussi imaginer que le sondage soit situé sur la maille 35 m cela reviendrait au même. Au final donc, si on se replace dans notre cas, pour une maille à 250 m, on a fait la somme des altitudes de 100 mailles à 25 m. Cette approximation est trop grande et entraîne des erreurs.

Pour répondre de ce problème, nous avons opté pour une grille MNT interpolée à partir des altitudes extraites des sondages. Il est clair que c'est une approximation importante surtout si on considère le potentiel d'erreur possible sur la mesure de l'altitude lors de la réalisation du sondage. Mais ce choix rend plus réaliste l'allure de la courbe de topographie ainsi que l'épaisseur du Quaternaire.

3.4. Construction des isovaleurs et du modèle préliminaire

3.4.1. Méthodologie de construction

La construction d'un modèle se fait par l'interpolation de surfaces représentant diverses interfaces géologiques (toit ou mur des formations) à partir des données de sondages. Ces interfaces sont calculées partout (même où la formation n'existe pas ou plus). On obtient ainsi ce que l'on appelle des surfaces « brutes ». Ces surfaces « brutes » seront ensuite combinées et intersectées suivant la logique de dépôt que l'on a déclaré à la création de la pile stratigraphique. MULTILAYER commencera par les surfaces érosives (EROD) puisqu'elles recoupent toutes les autres et continuera ensuite par les surfaces ONLAP qui viendront « remplir » l'espace entre deux surfaces érosives. Les surfaces ainsi combinées sont les surfaces « finales ». Elles forment un modèle 3-D à partir duquel il est possible de représenter une série de cartes (isohypses ou isopaques) et de faire une série de coupes. Attention, le modèle 3-D n'est pas un cube de données que l'on peut déplacer dans un espace à trois dimensions. Le logiciel MULTILAYER n'est pas un logiciel de visualisation (viewer) il permet soit de voir des cartes d'isovaleurs soit des coupes. Mais jamais les deux dans un même espace.

La construction du modèle final passe par trois phases que nous allons décrire succinctement dans les parties suivantes : la vérification des contraintes d'inégalités, l'interpolation et la combinaison des surfaces (Bourgine, 2006).

3.4.2. Contraintes d'inégalités et points de contraintes

Cette phase est fondamentale car elle permet de vérifier que les données sont cohérentes entre elles et que le modèle qui sera construit sera cohérent par rapport aux données. En particulier cette phase permet de vérifier que l'information donnée par les passes "incomplètes" sera respectée par le modèle. Par exemple si un sondage s'arrête dans une formation sans avoir touché la suivante, le modèle doit satisfaire à la contrainte que le toit calculé de cette formation suivante passe plus bas que la fin du sondage. On aura le même type de contrainte sur les sondages commençant dans une formation.

Cette phase de contrôle est en même temps une phase de construction du modèle. Elle amène à définir, de façon semi-automatique, des points de contrainte pour forcer le modèle à respecter les données. Durant cette phase de vérification des contraintes d'inégalités, MULTILAYER® va interpoler une variable (toit ou mur) et va comparer ces valeurs à celles dans les sondages. Si les valeurs ne correspondent pas (les contraintes d'inégalités ne sont donc pas satisfaites), il va générer un point de contrainte pour forcer la surface interpolée à passer par ce point. MULTILAYER® va procéder de manière itérative. C'est-à-dire que qu'il va introduire des points de contrainte là où il y a les maxima d'erreurs. Il faudra ensuite relancer le contrôle avec ces points puis introduire une nouvelle série de points jusqu'à respecter le seuil d'erreurs demandé. C'est donc à ce niveau qu'interviennent les seuils de précision et de fusion que nous avons définis lors des phases précédentes. Cette opération sera ensuite répétée pour chaque surface définie dans la pile stratigraphique. Mais pas dans n'importe quel ordre. Les surfaces d'érosion seront contrôlées en premier en débutant par la plus récente jusqu'à la plus ancienne. Ensuite, l'utilisateur passera aux surfaces ONLAP, en commençant par la plus ancienne jusqu'à la plus récente. Ces surfaces viendront « se déposer » sur les surfaces érosives.

Pour notre modèle, 2586 points de contraintes ont été générés sur 10 surfaces géologiques (comme on a 11 formations, on a donc 10 surfaces entre les formations). On a donc environ 260 points de contrainte par surface. Cette approximation est fautive car certaines surfaces ont plus de points de contraintes que d'autres.

3.4.3. Interpolation des différentes surfaces

Une fois les contraintes d'inégalités vérifiées, on peut passer à l'interpolation proprement dite des surfaces. Cette fonction est automatique sur MULTILAYER®. L'utilisateur choisit la surface qu'il souhaite interpoler et lance l'opération. Tout comme pour les contraintes d'inégalités, il est préférable de suivre l'ordre proposé par le logiciel. Il faut d'abord interpoler les surfaces d'érosion (EROD) de la plus récente à la plus ancienne puis, les surfaces ONLAP de la plus ancienne à la plus récente.

A la fin de phase d'interpolation, on a donc une série de cartes et de grilles « brutes » c'est-à-dire, non combinées.

La méthode d'interpolation que nous avons utilisée est le krigeage développé par l'ingénieur Krige (1951) et formalisé par Matheron (1963). Cette méthode est la méthode optimale, au sens statistique, d'interpolation et d'extrapolation (en dehors de la zone des données), la plus précise et surtout une méthode exacte (Gratton, 2002).

Toutes les méthodes d'interpolation ont un point commun à savoir qu'elles essaient d'estimer la valeur d'une variable en un point inconnu à partir des variables connues. Le tout est de déterminer l'influence des points connus entourant le point inconnu, sur le calcul de la variable que l'on souhaite estimer en ce point. Il est évident que plus un point connu sera proche du point que l'on souhaite estimer, plus il aura d'influence. En géostatistique, l'influence d'un point est le poids (pondérateur). Un peu à la manière du barycentre en géométrie, l'interpolation va, en fonction de la distance entre le point à estimer et les points réels, affecter un poids à chaque point connu. La valeur de la variable sur le point inconnu sera donc la somme des influences des points (poids) multipliée par la distance entre les points connus et celui inconnu. Cette opération peut s'écrire :

$$Z(p) = \sum_{i=1}^m W_i \cdot Z_i \quad (1)$$

$Z(p)$ est la variable à estimer

W_i , le poids du point i

Z_i , la variable connue au point i

m , le nombre de points connus total.

$$\text{Et } \sum_{i=1}^m W_i = 1$$

La figure suivante (Figure 30) est un exemple montrant une application de l'équation (1) ci-dessus.

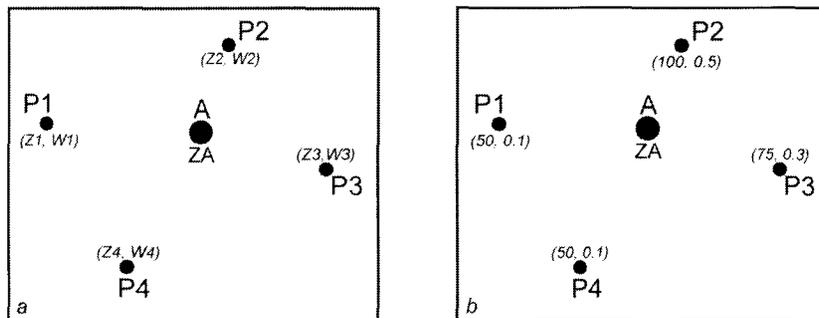


Figure 30 : Exemple de répartition de données pour l'estimation de la variable au point A.

Sur la Figure 30a, A est le point où la variable ZA doit être estimée. Autour, on a les points P1, P2, P3 et P4 où la variable Z est connue (Z1, Z2, Z3 et Z4) ainsi que l'influence des points (W1, W2, W3 et W4). D'après la figure, $W2 > W3 > W1 = W4$. Pour estimer la variable ZA en A on aura donc:

$$ZA = (Z2.W2) + (Z3.W3) + (Z1.W1) + (Z4.W4)$$

Si on se place maintenant dans un cas concret, Figure 30b, où les valeurs représentent successivement les altitudes (en mètres) et les poids (influence) des points connus, ZA sera calculée ainsi :

$$ZA = (100 \times 0.5) + (75 \times 0.3) + (50 \times 0.1) + (50 \times 0.1)$$

$$ZA = 82.5$$

La variable au point A aura une valeur ZA de 82.5 m. Comme elle est plus proche des point P2 et P3, ils auront une plus grande influence que les points P1 et P4. Ceci est matérialisé par les poids (0.5, 0.3, ...) des différents points.

En fait, toute l'opération revient à bien estimer ces poids.

C'est ce que fait le krigeage (comme les autres méthodes d'ailleurs, moindre-carrés, inverse de la distance...). Nous ne rentrerons pas ici dans le détail du calcul des pondérateurs qui est assez compliqué. Nous voulions juste rappeler brièvement et d'une manière simple le fonctionnement général des méthodes d'interpolations.

3.4.4. Combinaison des surfaces et premier modèle

La combinaison des surfaces permet d'intersecter les surfaces « brutes » issues de l'interpolation en fonction de la logique de dépôt de la pile stratigraphique (Figure 31).

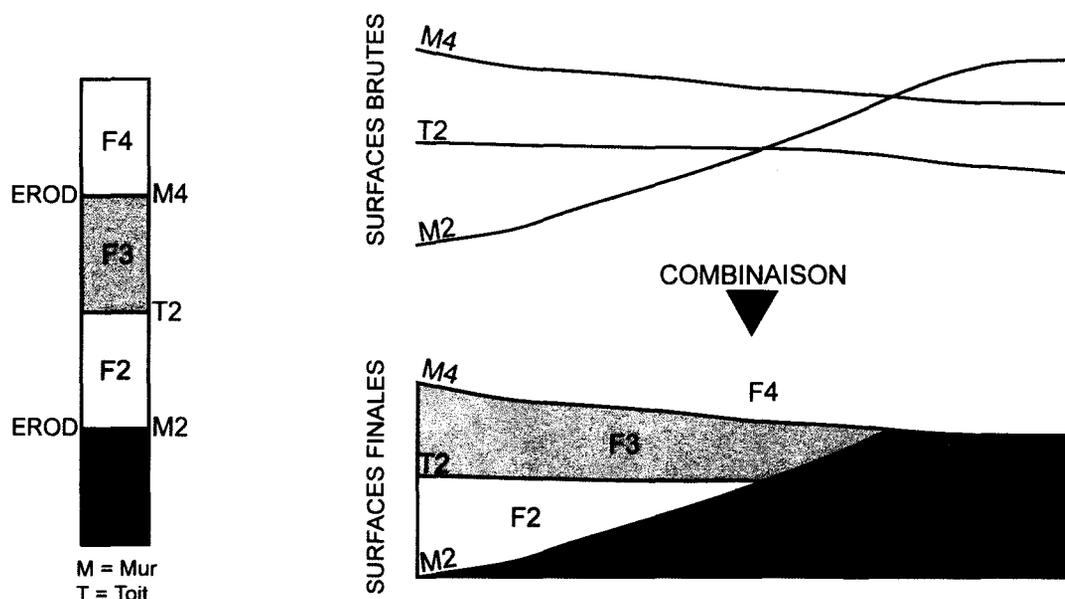


Figure 31 : Schéma montrant le principe de la combinaison sur un modèle simple à 4 formations.

La Figure 31 montre la combinaison des surfaces pour un modèle à 4 formations présentant 2 surfaces d'érosion (EROD). Après l'interpolation, nous obtenons les surfaces brutes qui s'entrecroisent sans réelle logique les unes par rapport aux autres. Il y a plusieurs possibilités pour intersecter ces surfaces. C'est pour cela que la combinaison utilise la pile stratigraphique (à gauche) pour les découper. Dans notre exemple, l'interface entre la formation 1 et 2 (M2) ainsi que celle entre la formation 3 et 4 (M4) sont des surfaces érosives. Ce qui veut dire qu'elles érodent les surfaces des autres formations. M4 étant aussi plus récente que M2, elle érode cette dernière. De cette manière, il y a une et une seule solution pour intercepter les surfaces brutes et c'est celle qui est présentée sur la figure.

La combinaison est très importante car c'est grâce à elle que le modèle commence à se construire. Toutes les surfaces finales, interceptées les unes par rapport aux autres, sont alors représentables dans un espace 3-D. C'est le premier modèle 3-D sur lequel on va ensuite travailler pour tenter de l'améliorer.

3.5. Contrôle des cartes et ajout de contraintes au modèle

Une fois toutes les manipulations (décrites précédemment) effectuées, nous avons donc un modèle géologique à partir duquel on peut réaliser des cartes isohypses, isopaques et des coupes. Le dernier point à vérifier, et qui n'est pas des moindres, est la « réalité » géologique du modèle. L'étape suivante est de contrôler ces cartes et coupes en fonction des diverses informations que l'on possède sur la région considérée. Ces informations sont extraites de la bibliographie.

La première étape a été de vérifier les limites d'extension connues des formations représentées. Dans la zone d'étude, nous avons plusieurs fois le cas de formations présentes là où elles étaient

considérées ne pas exister. Cet élément est surprenant car il provient sans doute de l'interpolation qui malgré son caractère exact peut générer des erreurs. Ces erreurs bien qu'existantes, n'ont jamais excédé 3 mètres, valeur qui correspond rappelons le, à notre seuil de précision. Il est donc possible qu'avec un seuil de précision plus faible, ces erreurs ne soient jamais apparues.

Pour remédier à ces erreurs, il faut faire comprendre au logiciel que la formation n'existe pas en un endroit précis. Le seul moyen est d'ajouter des points qui vont contraindre le toit ou le mur d'une formation à passer plus haut ou plus bas pour qu'elle puisse être érodée par une surface érosive (Figure 32).

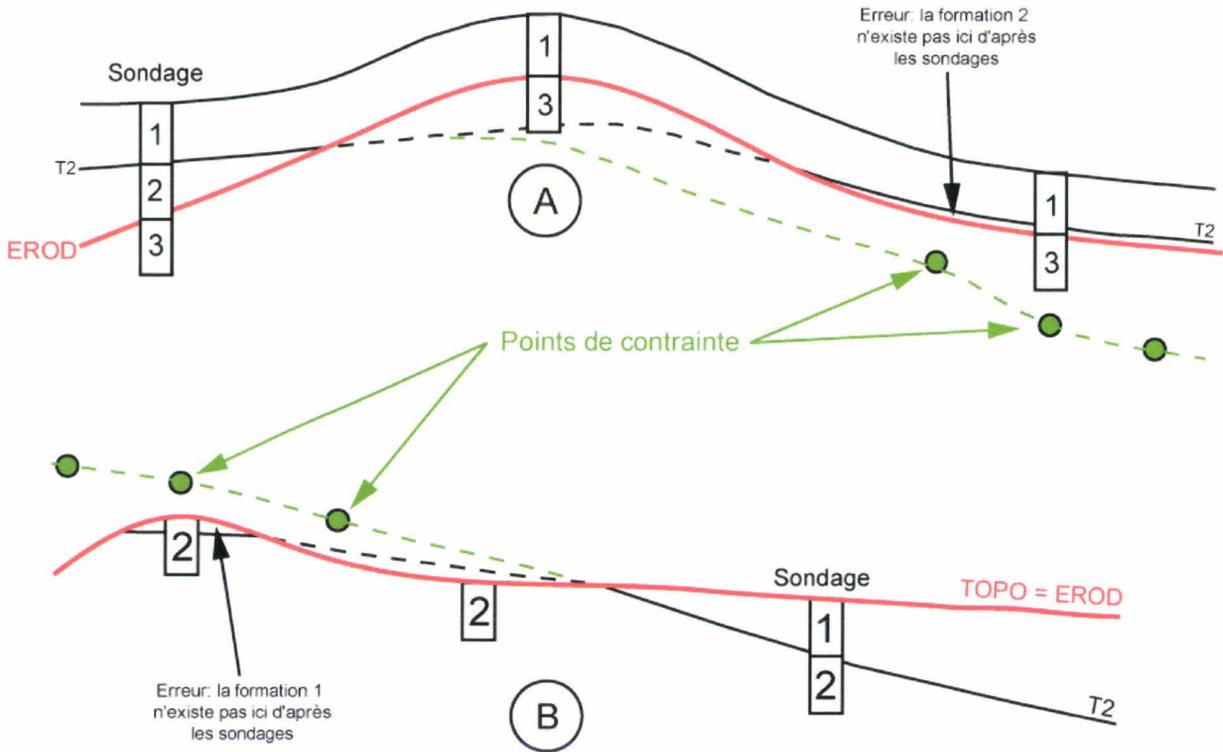


Figure 32 : Exemple d'ajout de points de contrainte sur des cas rencontrés lors de la construction du modèle.

Sur la Figure 32, nous montrons deux cas où il est nécessaire d'introduire des points de contraintes pour rendre plus réel le modèle. Sur le cas A, nous voyons que la formation 2 est aussi présente sur la droite de la figure alors que le sondage à proximité montre qu'elle n'existe pas. Il y a donc un problème d'interpolation à ce niveau. C'est pour cela que nous avons introduit trois points de contrainte qui approfondissent le toit de la formation 2 (T2) pour obliger le logiciel à passer par ces points lors de l'interpolation (pointillés verts). Une fois ces points pris en compte et la combinaison des surfaces effectuée, le toit de la formation 2 est érodé par la surface érosive (EROD). L'erreur est alors corrigée. Ce cas illustre la limite de dépôt d'une formation.

Sur le cas B, Il ne s'agit plus de la limite de dépôt d'une formation mais de son érosion par la topographie. Tout comme sur le cas A, nous voyons, à gauche, que la formation 1 n'existe pas. Il faut donc introduire encore 3 points de contraintes pour obliger le toit de la formation 2 à passer au dessus de la topographie (pointillés verts). A la combinaison des surfaces, le toit de la formation sera à son tour érodé par la topographie. Ce cas illustre la limite d'extension d'une formation soumise à l'érosion.

Au moment où nous avons réalisé cette opération, nous étions obligés de procéder ainsi pour matérialiser les limites de formations. Cependant, le logiciel a été amélioré et une fonction est maintenant disponible. Elle permet d'entrer directement les limites d'extension sous forme de ligne rendant la manipulation des points de contrainte moins compliquée (mais toujours obligatoire).

Cette opération d'ajout de points de contrainte est assez fastidieuse puisqu'il faut reprendre chaque carte d'isovaleurs pour vérifier, en fonction des données que nous possédons sur la zone (bibliographie ou autre), si la formation a bien la place qui est la sienne dans la zone sur laquelle nous travaillons (Figure 33).

La Figure 33 (carte du haut) est un exemple de carte extraite du modèle directement après la combinaison des surfaces (voir la partie précédente). Aucun point de contrainte n'a été ajouté. Nous remarquons que le toit du Jurassique a été représenté dans des zones où il n'existe pas (cercles rouges). Ces zones sont connues avec la bibliographie. On le voit très bien sur l'Avesnois au SE par exemple. Sur la carte du bas, des points de contrainte ont été ajoutés pour contraindre la surface du toit du Jurassique. Les zones qui posaient problème ont donc été corrigées par ces points. Il est à noter que quelques petites erreurs subsistent toujours, elles sont très difficiles à éliminer.

Un des problèmes importants de la modélisation est que l'introduction des points de contraintes sur la surface d'une formation modifie celle-ci mais aussi les autres avec lesquelles la formation modifiée interagit. Cette opération semble facile, mais un gros travail d'aller retour est alors nécessaire entre les différentes cartes pour essayer de rendre au mieux compte des connaissances que nous possédons. Il est évident que nous avons commencé à ajouter des points de contrainte au niveau des formations connues à l'affleurement, comme par exemple le Cénozoïque (Yprésien et Thanétien), pour ensuite descendre dans l'échelle stratigraphique. Les formations qui nous ont posé des problèmes sont celles dont les limites d'extension sont dans la zone de modélisation. C'est-à-dire presque toutes les formations. La méthodologie a été d'estimer ces limites d'extension en représentant, en carte, la présence ou non de la formation dans les sondages. Tout repose aussi sur le fait de savoir si, dans ces mêmes sondages, la formation n'a pas été atteinte ou n'existe pas. Autrement dit, si on sait qu'elle n'existe pas car le sondage traverse une formation antérieure sans montrer la formation recherchée ou si le sondage n'est pas assez profond ou précis pour nous donner l'information. C'est important, car la limite peut, de ce fait, varier grandement. Une vérification minutieuse des sondages à proximité a donc été effectuée pour pallier à ce problème.

Au total, pour notre modèle, 961 points de contraintes ont été entrés manuellement pour minimiser les erreurs sur les formations.

Une autre possibilité pour contraindre encore plus précisément le modèle est d'introduire les limites à l'affleurement des formations. Pour cela on doit utiliser la carte géologique et digitaliser les contours des formations. Ces contours sont ensuite introduits dans le logiciel pour être utilisés comme points de passage de la formation et comme limite de formation. Cette opération n'a malheureusement pas été effectuée sur notre modèle par manque de temps.

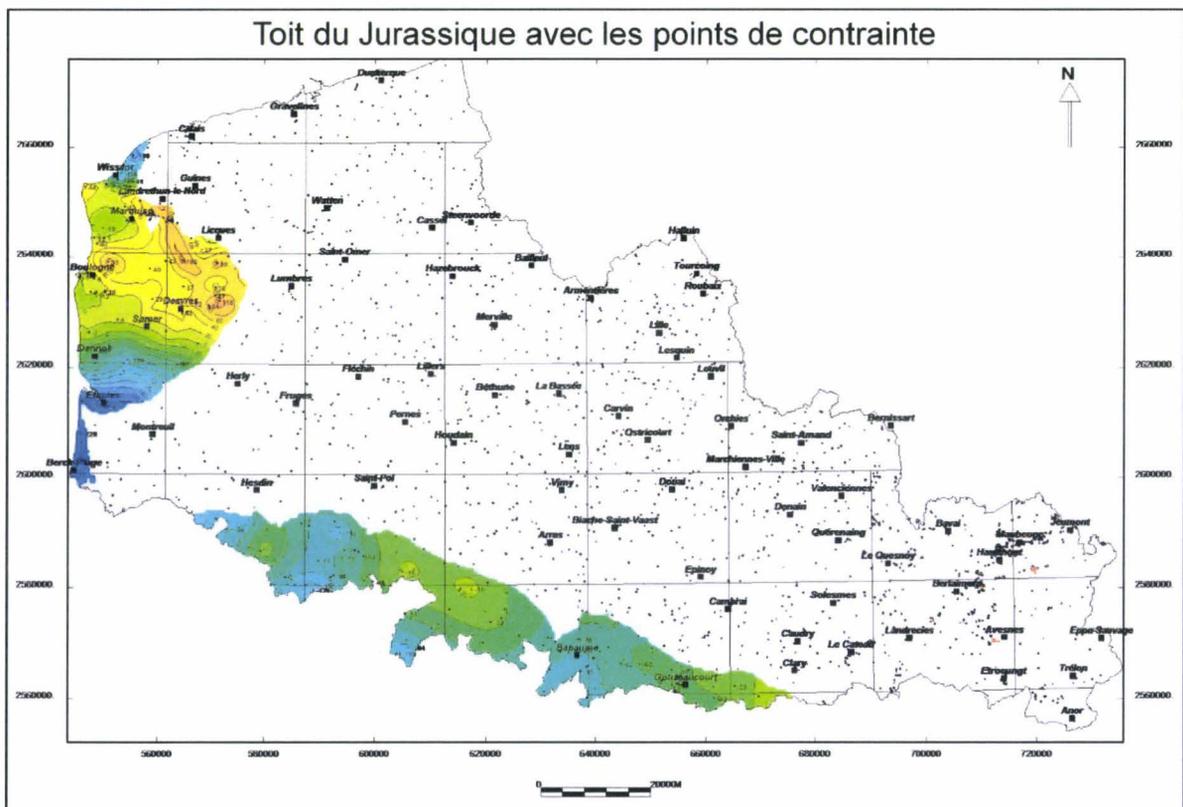
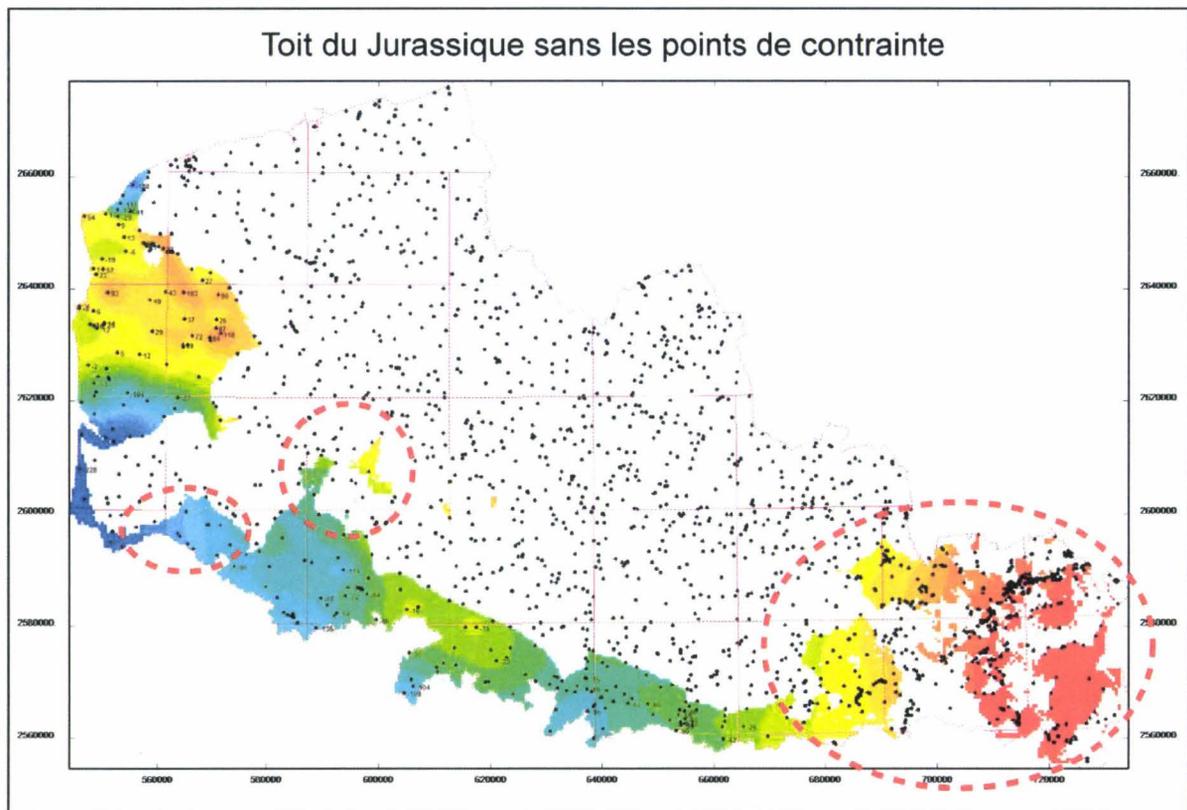


Figure 33 : Exemple de contrôle des cartes et d'ajout de contraintes au modèle : le Jurassique.

4. Modélisation de la couverture sédimentaire

Le but de cette partie est de montrer et de décrire les cartes et les coupes obtenues par la modélisation à partir des sondages. C'est un travail qui est en quelque sorte une actualisation des travaux qui ont été effectués précédemment par Gosselet (1904, 1905, 1911, 1913) dans les « Assises Crétaciques et Tertiaires dans le Nord de la France », par les compagnies pétrolières (1965, 1966), ainsi que plus récemment par Caulier (1974). Certaines cartes n'ont jamais été réalisées sur l'ensemble de la région, comme celles des étages Yprésien et Thanétien ou encore celle du Jurassique. Ce travail est aussi plus précis que celui fait par Paul Caulier, simplement car nous utilisons plus de sondages sur la région. En revanche il est moins détaillé que celui de Gosselet, car l'échelle de travail n'a pas été la même. L'élément qui diffère grandement des travaux précédents c'est que nos cartes sont interdépendantes les unes par rapport aux autres. Elles ne représentent pas juste des toits interpolés mais sont contraintes sur l'ensemble des données (contraintes d'inégalités).

4.1. Cartes isohypses et isopaques

4.1.1. Yprésien (YPRE)

Toit de l'Yprésien

Sur la Figure 34, les valeurs à côté des sondages représentent le toit de l'Yprésien rencontré dans les sondages. Comme l'étage est directement recouvert en discordance par le Quaternaire, nous représentons ici le toit à l'érosion et non le toit réel.

L'Yprésien n'est connu que dans la partie Nord de la région depuis Calais jusque Roubaix. On le connaît aussi sous forme de butte entre Ostricourt et Orchies. L'altitude du toit varie depuis 85 m jusque - 40 m environ. Le point le plus haut est localisé sur le Mont Cassel. Nous avons déjà vu que c'est une butte témoin où sont préservées ces séries. C'est le seul point dans la région où le toit réel de l'Yprésien est connu.

Quand on se dirige vers le NO le toit s'enfonce plus ou moins progressivement. Plusieurs zones hautes semblent néanmoins s'individualiser ; une entre Watten et Licques ($z=34\text{m}$), deux au NE de Watten (respectivement $z=44\text{m}$ et $z=27\text{m}$), à Cassel ($z=85\text{m}$), au sud ($z=56$) et à l'Est de Cassel ($z=61\text{m}$). Celle à l'Est de Cassel correspond au Monts des Flandres que nous avons déjà rapidement décrit dans le premier chapitre. Plus à l'Est, sur la carte de Lille le toit de l'Yprésien montre encore un point haut, centré sur Tourcoing ($z=35\text{m}$). Au sud, la butte entre Ostricourt et Orchies correspond au premier dépôt tertiaire du Bassin d'Orchies. L'altitude dans cette enclave est comprise entre 15 et 60 mètres. Si on trace une ligne passant pas Guînes et plus ou moins parallèle à la côte Nord (Mer du Nord) on s'aperçoit qu'au Nord de cette ligne les courbes d'isovaleurs du toit de l'Yprésien sont moins déformées. Cet élément correspond à l'apparition, en Plaine des Flandres, des Assises de Calais et de Dunkerque (Sommé, 1969b). Ces assises sont très nettement visibles sur les cartes géologiques de Calais, de Dunkerque, de Guînes et de Cassel. Ce sont des formations marines, liées aux différentes transgressions récentes du Flandrien (Versilien) et du Dunkerquien (Sommé, 1969a). Ces formations recouvrent l'Yprésien. Il est donc normal d'obtenir des courbes d'isovaleurs moins « déformées », les transgressions érodant et égalisant ainsi le toit de l'Yprésien.

Quand on analyse les limites Sud de la Plaine maritime (Sommé, 1969b), c'est-à-dire les limites Sud d'extension des Assises de Calais et de Dunkerque, on observe qu'elles viennent directement se mouler et s'arrêter sur les points hauts décrits précédemment (aux alentours de Watten). Ces zones hautes jouent très probablement le rôle de barrières naturelles à l'extension des transgressions récentes.

Épaisseur de l'Yprésien

Sur la Figure 35, sont représentées les valeurs de l'épaisseur de l'Yprésien rencontrées dans les sondages. Ceci explique pourquoi la valeur à côté d'un sondage est souvent plus faible que celle de la courbe de niveau voisine. En effet, les courbes de niveau sont construites à partir des sondages qui traversent complètement le niveau (qui atteignent la base de l'étage ou le toit de l'étage suivant). Elles sont aussi dépendantes des autres surfaces des séries.

L'épaisseur de la série varie entre 0 et 144 mètres, 144 mètres étant l'épaisseur « réelle » (non érodée) constatée au droit du Mont Cassel. Globalement, la puissance de la série augmente vers le Nord. Ce qui est intéressant c'est que les zones hautes décrites sur le toit de l'Yprésien correspondent presque parfaitement aux plus fortes épaisseurs, les maxima étant parfois légèrement déplacés. Il est donc tout aussi curieux de voir que ces maxima d'épaisseurs ne sont pas localisés dans les dépressions. Mais comme cet étage est à l'affleurement, nous pouvons penser que c'est l'érosion qui façonne sa morphologie.

4.1.2. Thanétien (THAN)

Toit du Thanétien

Sur la Figure 36, les côtes de points représentent les altitudes du toit du Thanétien rencontré en sondage. Nous sommes donc en présence du toit réel de cette série quand elle est recouverte par l'Yprésien. Ailleurs, nous avons le toit érodé. Nous avons aussi remis la limite des dépôts de l'Yprésien (en fuchsia).

Le Thanétien est présent sur toute la moitié NE de la Région. Son extension est plus grande que celle de l'Yprésien. On en localise toujours en Plaine des Flandres, sa limite inférieure étant nettement plus au sud. Au niveau du bassin d'Orchies, il est plus développé. Il apparaît même dans le NO de l'Avesnois, aux alentours du Quesnoy et de Bavai. Au niveau de Lesquin, comme sur les cartes de l'Yprésien, la formation n'existe pas. Il s'agit de la zone de l'anticlinal du Mélandois où ces formations ne se sont pas déposées ou ont été érodées.

Sur la moitié SE de la région, l'étage Thanétien est présent sous forme de buttes témoins. Ces buttes sont le signe que l'étage s'est déposé, au SE. Plusieurs sondages possèdent aussi une altitude pour le toit, mais aucune courbe de niveau n'est représentée. Ceci est un problème de modélisation. En effet, les buttes témoins sont parfois si petites qu'il est difficile de les modéliser.

Sur la région, l'altitude du toit varie entre 225 m au niveau de Trélon dans l'Avesnois pour redescendre à -130 m au Nord de la Plaine des Flandres. Toujours dans cette zone comme sur la carte de Lille, le toit s'enfoncé progressivement et assez uniformément vers le Nord. A l'Est de Saint-Omer, la limite sud de cette série se prolonge nettement vers le Sud formant ainsi un coude entre Saint-Omer et Fléchin séparant nettement la limite d'extension de part et d'autre de cette ville. Il est intéressant de noter que l'on retrouve aussi cette géométrie sur les cartes de l'Yprésien et la carte de l'épaisseur du Thanétien.

Ce changement coïncide avec le début des collines de l'Artois que nous avons décrit dans la première partie, sur la carte du MNT par exemple. Nous verrons que cette morphologie est visible sur toutes les cartes d'isovaleurs présentées.

Épaisseur du Thanétien

Sur la Figure 37, les valeurs à côté des sondages représentent les épaisseurs rencontrées dans les sondages. La limite d'extension de l'Yprésien y est aussi reprise.

Les courbes de niveau de la carte d'épaisseur du Thanétien (Figure 37) sont moins « uniformes » que celles du toit. Par uniforme nous voulons montrer qu'il y a plusieurs variations locales d'épaisseur (Est de Saint-Omer, Armentières, Nord et Est d'Hazebrouck par exemple). Elles ont une amplitude d'environ 10 m mais une est particulièrement prononcée (Est de Saint-Omer). Elle atteint en effet 20 m. Ces variations locales ne correspondent cependant pas à des hauts sur le toit du Thanétien comme nous avons pu le voir sur l'Yprésien. Elles semblent alignées sur un axe orienté NNE passant entre Gravelines et Dunkerque, au NE de Cassel et à proximité d'Hazebrouck. On pourrait même le prolonger jusque Armentières, son orientation étant alors quasiment E-W.

Dans le bassin d'Orchies le Thanétien est nettement représenté. Son épaisseur maximale est d'une cinquantaine de mètres. Ce maximum d'épaisseur est maintenant centré sur la ville d'Orchies et non plus à l'Est d'Ostricourt, comme nous l'avons vu sur les cartes de l'Yprésien. Nous sommes en plus, en présence de l'épaisseur réelle de Thanétien, l'Yprésien le recouvrant (limite fuchsia). Ceci montre un déplacement du dépôt centre dans ce bassin. En Avesnois, l'épaisseur moyenne des dépôts thanétiens est comprise entre 0 et 10 m.

4.1.3. Sénonien – Turonien Supérieur (SETU)

Toit du Sénonien – Turonien Supérieur

La Figure 38 représente le toit du Séno - Turonien Supérieur que nous rencontrons en sondage. Il est donc évident que nous représentons le toit érodé sauf si l'étage est recouvert par le Cénozoïque (c'est-à-dire en Plaine des Flandres au Nord de la limite fuchsia). Cependant, ce toit est intéressant car on y reconnaît les grands ensemble géologiques du Nord de la France. L'étage n'existe pas dans le Boulonnais ainsi que l'Avesnois. C'est en effet dans ces zones où affleurent respectivement le Jurassique et le Paléozoïque (C.F. carte géologique simplifiée dans premier chapitre).

La région est coupée en deux au niveau d'une ligne brisée passant environ par Landrethun, Saint-Omer, Fléchin et Vimy. On pourrait la prolonger jusque Epinoy ou Cambrai. Cette ligne sépare la Plaine des Flandres des collines de l'Artois. C'est-à-dire une zone basse, où les altitudes du toit du Séno-Turonien oscillent entre -170 et 0 mètres (la Plaine des Flandres) et une zone haute, où les altitudes s'échelonnent entre 0 et 180 m (collines de l'Artois). Entre Fléchin et Vimy, cette limite correspond au Failles de l'Artois. Au Sud de Saint-Omer on retrouve le coude que nous avons déjà mis en évidence sur les cartes des sédiments cénozoïques. Il est intéressant de noter que la limite d'extension du Thanétien (ligne fuchsia) se moule presque exactement sur la limite entre la zone haute et basse, et surtout au niveau de l'Artois - Boulonnais. Au Nord de la limite, les courbes de niveau du toit sont concentriques. Le toit du Séno-Turonien s'enfonce très progressivement vers le Nord. Cet approfondissement se voit jusqu'au Nord de Lille (Roubaix, Tourcoing et Halluin).

Au SE, un autre bassin s'individualise. On le voit par la forme des courbes de niveau. Ce bassin est centré sur Orchies. Nous avons déjà remarqué cela sur les cartes de l'Yprésien et du Thanétien. Ce bassin est dissymétrique. Il s'étend sur environ 50 kilomètres de long pour une largeur de 25 kilomètres. La direction de son grand axe est N110° ce qui correspond à la direction des structures majeures dans la région. Il est frappant de voir comment la limite de dépôt du Thanétien correspond aux courbes d'isovaleurs du toit dans cette zone. Ceci suggère une évolution géologique liée. Le toit du Sénonien – Turonien Supérieur s'enfoncerait progressivement libérant ainsi de l'espace pour la sédimentation thanétienne. Cette hypothèse est confortée par les épaisseurs du Thanétien qui sont les plus importantes là où le toit du Séno-Turonien est le plus bas.

Les deux bassins (Flandres et Orchies) sont séparés par une « ride » d'orientation N30° puis EW où le toit du Séno-Turonien est plus haut d'une quarantaine de mètres. Cette ride passe par Lens, Carvin, Lesquin, Louvil et semble se prolonger en Belgique. Si dans la partie EW (Lesquin et Louvil) cette structure est connue, il s'agit en effet du Dôme du Mélantois (Gosselet, 1905, Hennebert, 1998), sa partie N30, entre Carvin et Lens est une nouveauté. Il va être intéressant de suivre son évolution sur les autres cartes.

Au Sud de la limite décrite plus haut, le toit du Séno-Turonien n'existe pas partout (zones blanches). Ces zones proviennent de la combinaison des surfaces effectuées lors de la construction du modèle. Elles reflètent l'érosion suite à la mise à l'affleurement de l'étage. La couverture cénozoïque étant dans cette zone quasiment inexistante, le toit représenté correspond à la première occurrence de craie dans le sondage et non au toit réel. Comme nous l'avons déjà dit, le toit Séno-Turonien dans cette zone est beaucoup plus haut qu'au Nord. Il est intéressant de noter que les courbes de niveau des zones hautes au Sud de Fléchin et entre Houdain et Vimy montrent une orientation. Elles sont en effet allongées dans la direction N110°. Cette direction est encore liée aux directions structurales majeures dans la région et notamment aux failles de l'Artois. Il y a donc une forte relation entre ces accidents et la morphologie du toit. Plus à l'Ouest vers le Boulonnais ou au Sud, dans les environs de Bapaume et d'Hesdin, on devine encore l'orientation. Elle est cependant nettement moins marquée.

Épaisseur du Sénonien – Turonien Supérieur (SETU)

La Figure 39 représente les épaisseurs du Séno-Turonien rencontrées dans les sondages. La limite fuchsia représente toujours la limite de dépôt du Thanétien. De la même manière que pour le toit, si l'étage n'est pas recouvert par sa couverture Cénozoïque, nous sommes en présence d'une épaisseur érodé. Et c'est le cas pour la moitié Sud de la carte.

La carte est encore découpée en deux par la même ligne décrite précédemment. Au Sud de cette limite, les épaisseurs sont faibles (entre 0 et 90 m). Cette faiblesse est liée à l'érosion importante de la zone liée à la surrection des collines de l'Artois au Cénozoïque. Cependant, localement, l'épaisseur est nettement plus importante (Montreuil, Sud d'Hesdin, Saint-Pol). On s'attend à ce que l'érosion soit plus importante (et donc l'épaisseur moindre) si le toit de l'étage est à une haute altitude. Mais ce n'est pas le cas. Les fortes épaisseurs ne correspondent pas tout le temps à des bas du toit du Séno-Turonien. On le voit très bien si on compare les deux cartes (Figure 38 et Figure 39) et par exemple au Sud d'Hesdin. Quand on se déplace vers l'Est, dans les environs de Bapaume et Cambrai, les épaisseurs sont toujours plus faibles que celles au Nord. Même si l'influence des failles de l'Artois n'est pas connue dans la zone, il faut quand même noter la présence d'une limite, pas très nette, approximativement située sur le

linéament Biache-Saint-Vaast – Cambrai, séparant les fortes épaisseurs au niveau de Douai de celles du Cambrésis.

C'est dans la partie Nord de la carte et plus exactement en Plaine des Flandres, que l'on retrouve les plus fortes épaisseurs. Elles s'échelonnent entre 40 et 160 m, la plus grande épaisseur, 216 m, ayant été rencontrée au sondage de Calais. Les épaisseurs ne sont pas homogènes. Il y a parfois de fortes variations (parfois 80 m) entre deux cartes géologiques. Ces différences peuvent provenir de l'interprétation des sondages qui ont pourtant été vérifiés. Cependant la différence lithologique, entre les craies du Séno-Turonien et les marnes du Turonien Moyen et Inférieur, est assez marquée et laisse peu de place aux erreurs d'interprétation. A cela vient s'ajouter le faible nombre de points, contenant une information sur l'épaisseur de l'étage, qui a été utilisé pour l'interpolation. On le voit très bien sur la carte (Figure 39). Une zone haute n'est souvent contrainte que par un seul sondage.

Le Dôme du Mélandois est encore bien marqué sur la carte de l'épaisseur. Les épaisseurs sont plus faibles au centre que sur les flancs. Les deux bassins, celui de Flandres et celui d'Orchies, ne semble plus limités aussi nettement que sur la carte du toit du Séno-Turonien. On ne retrouve en effet pas la « ride » Lens – Carvin décrite précédemment. Si cette ride se voit donc sur le toit du Séno-Turonien Supérieur mais pas sur les épaisseurs. La surrection des séries dans cette zone doit donc probablement être postérieure au dépôt de la Craie.

Dans le bassin d'Orchies, nous avons vu, sur les cartes précédentes que les « dépôts centre » thanétien et yprésien n'étaient pas au même endroit. Sur l'épaisseur des sédiments Séno-Turonien, c'est la même chose. L'épaisseur maximale des dépôts n'est pas centrée sur Orchies mais plutôt dans la zone de Douai (Figure 39). Cette épaisseur maximale ne correspond pas à un bas au niveau du toit de la Craie. Ceci montre que l'on a une migration de l'épaisseur la plus forte depuis Douai (pour le Séno-Turonien), Orchies (pour le Thanétien) et Ostricourt (pour l'Yprésien).

Pour terminer, il faut noter la présence de 4 changements d'épaisseur, assez importants au Nord de Valenciennes. Ces variations ne sont pas des artefacts liés à la modélisation. Ils correspondent bien à de petits « bassins », très localisés, que l'on retrouve sur le toit de la Craie (Séno-Turonien Supérieur). Ces structures semblent être les prémices du Bassin de Mons qui se développe plus à l'Est, en Belgique.

4.1.4. Turonien Moyen et Inférieur (TUMI)

Toit du Turonien Moyen et Inférieur

Le toit du turonien Moyen et Inférieur (Figure 40) est très intéressant car c'est le premier niveau qui n'est pas érodé. Il faut néanmoins nuancer cette affirmation. Localement, et notamment directement au sud des failles de l'Artois, cet étage est érodé. Le Paléozoïque, rappelons le, ainsi que le Cénomaniens affleure dans ces zones.

La carte du toit est similaire à celle du toit du Séno-Turonien Supérieur. A savoir qu'on retrouve pratiquement les mêmes éléments. La carte présente toujours cette ligne passant par Landrethun, Saint-Omer, Fléchin et Vimy (voir Cambrai), qui sépare la Plaine des Flandres où l'altitude du toit du Turonien Moyen et Inférieur évolue depuis -320 à -60 mètres, des Collines de l'Artois qui montre des altitudes allant de -60 à 190 mètres (en Avesnois). Au Nord de cette limite, le toit s'enfonce progressivement vers le Nord. On retrouve la forme de bassin, soulignée par les courbes de niveau depuis Roubaix jusque Calais.

Le bassin d'Orchies est aussi marqué sur le toit du Turonien Moyen à inférieur. Cependant, le minimum d'altitude n'est plus centré sur Orchies mais est légèrement décalé vers le SW. Ce minimum d'altitude correspond au maximum d'épaisseur des dépôts de Séno-Turonien Supérieur que nous avons vu sur la Figure 39. Son axe d'allongement principal est toujours de direction N110°-N130°.

La Plaine des Flandres et le bassin d'Orchies sont de nouveau séparés par la structure « ride » Lens - Carvin que nous avons mise en évidence sur le toit du Séno-Turonien supérieur. L'altitude maximale de la ride est d'environ -40 mètres tandis que celle du Mélantois culmine à plus de 40 mètres.

Les petites dépressions, mises en évidence sur cette même figure, au Nord de Valenciennes, s'individualisent bien sur le toit du Turonien Moyen et Inférieur. On voit vraiment le lien entre ces dépressions et le bassin d'Orchies et donc probablement le lien de ce bassin avec le Bassin de Mons. Ces structures ne sont plus orientées N°110-130° mais quasiment EW. Comme d'ailleurs celles du bassin de Mons.

Sur la partie SW de la carte (au Sud de la limite), le toit du Turonien Moyen et Inférieur est haut. On retrouve, dans la géométrie des courbes de niveau, les directions structurales majeures des failles de l'Artois (entre Vimy et Houdain ou de Bapaume à Hesdin par exemple). Dans le Cambrésis, les courbes de niveau ont encore des directions qui rappellent celles de l'Artois. Même si elles sont moins marquées que sur la bande Fléchin – Vimy, elles sont visibles. Il est intéressant de noter que l'on retrouve aussi ces directions sur le toit du Séno-Turonien supérieur. On peut alors suggérer que les accidents structuraux qui s'expriment si bien en Artois, auraient une certaine continuité dans le Cambrésis (Celet, 1969, Minguely *et al.*, 2006). Il est cependant difficile de quantifier avec précision cette continuité.

Sur le Bord Ouest de l'Avesnois, les isovaleurs remontent et ont des directions NNE. Cette remontée est aussi visible sur le toit du Séno-Turonien supérieur. Elles montrent qu'il y a eu un basculement des couches, postérieur au dépôt de ces deux ensembles, probablement lié à la surrection de l'Avesnois, elle aussi Cénozoïque.

Epaisseur du Turonien Moyen et Inférieur

La Figure 41 représente l'épaisseur du Turonien Moyen et Inférieur rencontrée dans les sondages. Comme toutes les cartes isopaques que nous présentons, quand on se rapproche des bordures (Boulonnais, Avesnois ou Artois), les épaisseurs ne sont plus celles réelles mais celles érodées. Il faut donc les interpréter avec précaution.

D'une manière générale, l'épaisseur de l'ensemble diminue vers le NE. On voit très bien cela sur la figure où les cartes géologiques de Dunkerque, Lille et Saint-Amand montrent les épaisseurs les plus faibles (en Artois les épaisseurs sont érodées). Le linéament plusieurs fois décrit précédemment, qui sépare la Plaine des Flandres de l'Artois, est encore souligné par les variations d'épaisseurs.

Dans la Plaine des Flandres, les épaisseurs varient entre 10 et 110 mètres. Elles semblent, d'une manière générale, être plus importantes juste en Avant de l'Artois (Fléchin, Lillers, Saint-Omer, ...) et diminuent progressivement vers le NE (même au niveau de la bordure Ouest de l'Avesnois. Autour de la ville d'Hazebrouck, l'épaisseur diminue aussi. Elle atteint à peine une quarantaine de mètres. Il est curieux de voir une telle variation, qui d'après la carte n'est contrainte que par un point. Après vérification de celui-ci, il ne semble pas y avoir d'erreur à ce niveau.

Dans le bassin d'Orchies, les dépôts les plus épais de Turonien Moyen à Inférieur sont situés au niveau de Douai. Comme sur les cartes précédemment décrites, ces dépôts épais ne correspondent pas

à un bas sur le toit. Comme sur les épaisseurs du Séno-Turonien supérieur, il est difficile, au niveau du bassin d'Orchies, de mettre en avant une morphologie particulière sur les courbes de niveau. On ne voit pas de forme en « bassin », avec par exemple les courbes de niveau concentriques, sur les épaisseurs.

Au Nord de Valenciennes, on retrouve les dépressions que l'on a aussi décrites précédemment. Cependant, les maxima d'épaisseurs, ne correspondent pas non plus liés à un bas au niveau du toit. Ces maxima sont légèrement décalés. Il y a peut-être, comme sur le bassin d'Orchies, la migration des dépôts centre de ces petits bassins. A l'échelle de notre carte, ils sont difficiles à souligner.

La « ride » séparant le Bassin de la plaine des Flandres du bassin d'Orchies, n'est plus visible sur la carte d'épaisseur du Turonien Moyen à inférieur. Nous avons constaté la même chose sur celle du Séno-Turonien Supérieur. Nous avons d'ailleurs suggéré que l'affaissement des bassins de part et d'autres de la ride où la surrection de celle-ci soit postérieure au dépôt de la Craie. C'est d'autant plus vrai aux vues de la Figure 41. Pour le Dôme du Mélançois, c'est peut-être un peu plus compliqué. Il est en effet visible sur la carte de l'épaisseur du Séno-Turonien Supérieur mais ne l'est plus sur les épaisseurs du Turonien Moyen à Inférieur. Même si une partie de la Craie est érodée sur le dôme, aux alentours de Lesquin (Figure 39 ; limite d'extension du Thanétien) le reste de l'ensemble ne l'est pas, mais présente quand même des variations d'épaisseurs. La genèse de cette structure semble donc être postérieure aux dépôts du Turonien Moyen et antérieure ou contemporaine du dépôt de la Craie (Séno-Turonien supérieur).

Une autre zone semble aussi très intéressante. C'est celle comprise entre Vimy, Arras et Biache-Saint-Vaast. Cette zone est directement dans le prolongement des collines de l'Artois où les failles de l'Artois (Gosselet, 1908), sont connues, à l'affleurement, jusque Vimy. Dans cette zone, le Turonien Moyen et Inférieur, n'est pas érodé. On remarque cependant une légère diminution de son épaisseur (entre 10 et 15 mètres) par rapport à celles directement au Sud ou au Nord de la zone. Cette diminution assez faible, n'est pas anodine. Elle nous montre peut-être que la surrection des collines de l'Artois ne serait pas exclusivement Cénozoïque mais qu'elle pourrait débuter dès le Turonien Moyen à Inférieur (Minguely *et al.*, 2006).

4.1.5. Cénomanien (CENO)

Toit du Cénomanien

La Figure 42 présente le toit du Cénomanien rencontré en sondage. L'étage Cénomanien n'est pas connu partout dans la région. On note qu'au NE, il ne s'est pas déposé. On peut en effet suivre sa limite de dépôt sur une ligne passant approximativement par Dunkerque, Steenvoorde, Bailleul, Orchies, Saint-Amand, Valenciennes et Le Quesnoy. Cette limite de dépôt est connue depuis Gosselet (1905) et à été bien représentée sur la carte de Caulier (1974) par exemple. Il est intéressant de noter que la troncature de la limite de dépôt est assez particulière. En effet, nous avons jusqu'à présent vu que, en Plaine des Flandres, les étages ont tendance à s'enfoncer progressivement vers le Nord. Il faut donc imaginer la bordure de dépôt du Cénomanien en biseau sur un substrat penté aussi vers le Nord. Ce n'est pas une géométrie dont on a l'habitude. On a aussi remarqué une diminution de l'épaisseur du Turonien Moyen à Inférieur sur la Figure 41, dans les mêmes zones où le Cénomanien n'existe pas. On est donc amené à penser que des mouvements post-Cénomanien, peut-être Turonien Moyen à Inférieur, ont en quelque sorte inversé le pendage de la Partie NE de la région, créant ainsi l'espace disponible au dépôt de la

Craie et du Cénozoïque. La morphologie actuelle des étages a donc probablement été acquise après. Cet élément pourrait être intéressant si nous avons des variations d'épaisseurs sur les séries sénonturonniennes et cénozoïques, ce basculement pouvant alors être relié au début de la surrection de l'Artois. Mais nous n'observons pas ces variations d'épaisseurs. Il est donc difficile impossible de conclure.

D'une manière générale, on retrouve les éléments mis en évidence, sur les cartes précédentes. La limite Nord des collines de l'Artois, séparant la Plaine des Flandres de l'Artois est toujours observable ainsi que son changement de direction entre Saint-Omer et Fléchin. Au Nord de cette limite, le toit s'enfonce progressivement vers le NE. Les altitudes s'échelonnent entre -100 et -340 mètres environ. Le minimum est atteint au droit de Gravelines. La « ride » qui sépare la Plaine des Flandres du Bassin d'Orchies est aussi visible. Elle a la même direction que sur les cartes précédentes et montre des variations d'altitude comprise entre -80 et -100 mètres.

Le bassin d'Orchies s'individualise toujours. Son axe d'allongement est de N°110-130°. Il est cependant moins marqué que sur les autres cartes des toits. Les altitudes de ce bassin sont comprises entre -100 et -140 m, le minimum d'altitude étant centré sur Douai. Ce minimum d'altitude correspond au maximum d'épaisseur du Turonien Moyen et Inférieur. Les petites dépressions au NO de Valenciennes sont aussi visibles.

C'est, juste au Sud de la limite, que nous retrouvons les altitudes les plus importantes pour le toit du Cénomaniens. Dans cette zone, les altitudes oscillent entre -180 (dans les environs de Montreuil) et 160 mètres (Avesnois). Les courbes de niveau montrent encore des directions parallèles aux structures majeures (N°130, failles de l'Artois).

Entre Vimy et Cambrai, on note, comme précédemment, qu'il y a une certaine continuité dans les directions des courbes de niveau. Dans cette zone, elles prolongent, mais de manière nettement moins marquée, les courbes de l'Artois.

Enfin, sur le bord Ouest de l'Avesnois, les courbes de niveau remontent et changent de direction pour passer NNE-SSO. Comme pour les cartes précédentes, les isovaleurs montrent un basculement des couches cénomaniennes probablement dû à la surrection de l'Avesnois.

Epaisseur du Cénomaniens

La Figure 43 montre les épaisseurs du Cénomaniens rencontrées dans les sondages. Comme pour les cartes précédentes, il faut faire attention quand on arrive aux limites de dépôt (au Nord par exemple) ou au niveau des bordures (contour du Boulonnais). En effet, les épaisseurs rencontrées au niveau de ces sondages sont généralement érodées.

Nous entrons aussi dans les étages les moins rencontrés en sondage. Comme nous l'avons plusieurs fois répété, les sondages du Nord de la France ont presque tous été réalisés pour l'exploitation houillère ou pour la recherche de la ressource en eau. L'épaisseur de Cénomaniens est donc mieux contrainte dans le Bassin Houiller, car il a été traversé, que dans le reste de la région où le toit est parfois juste atteint. Il faut donc interpréter les cartes avec précaution.

L'épaisseur du Cénomaniens est comprise entre 0 et 90 mètres. Elle diminue quand on se déplace vers le NE. Elle est maximum au SO sur les cartes de Montreuil, Fruges, Hesdin et Rue, où elle approche les 80 mètres dans certaines zones.

Au NE du Boulonnais, sur les feuilles de Guînes et Marquise, les épaisseurs sont comprises entre 30 et 70 mètres. Ces épaisseurs importantes ont déjà été représentées sur les coupes schématiques de

Robaszynski (2001). Il y a donc bien un petit « bassin » cénomanien dans cette zone. Nous verrons sur les cartes suivantes que ce bassin n'est pas visible sur le toit de l'Albien – Aptien ni d'ailleurs sur le toit du Paléozoïque. Cet élément montre très probablement l'influence structurale très marquée dans la zone. Si le bassin ne s'individualise pas sur les courbes de niveau des toits des formations antérieures, c'est qu'un mouvement postérieur au dépôt a donné la géométrie actuelle que nous observons sur les cartes.

La « ride » joignant le Mélançois à l'Artois n'est pas mise en évidence sur les épaisseurs du Cénomaniens. Comme dans les cas précédents, il faut donc imaginer que la formation de cet anticlinal est postérieure au Cénomaniens. De même le Bassin d'Orchies n'est pas visible au niveau des épaisseurs. On note cependant une légère augmentation d'épaisseur au Nord d'Epinoy qui ne correspond pas au minimum d'altitude du toit du Paléozoïque (étage directement en dessous). Ces éléments montrent peut-être les prémices de la mise en place de ce bassin qui commencerait alors durant le Cénomaniens.

Au Sud de Fléchin, on note une épaisseur importante (environ 60 mètres) qui n'est contrainte par aucun sondage. Cette zone est issue de l'interpolation des différentes surfaces des étages. Si on compare les épaisseurs alentours, on remarque qu'elles n'atteignent que 50 mètres. Il faut donc prendre avec précaution les épaisseurs imagées dans cette zone. D'autant plus que les failles de l'Artois la traversent. Il semble néanmoins qu'il y ait un problème au niveau du toit du Paléozoïque, présent juste en dessous. Il devrait probablement être plus haut dans cette zone. De même, au Nord de Bapaume, on remarque un alignement de sondages présentant aussi des fortes épaisseurs du Cénomaniens. Ces sondages ont été plusieurs fois réinterprétés. Malgré un découpage stratigraphique revu, nous n'avons pas pu aller plus loin, c'est-à-dire que nous n'avons pas pu contraindre mieux les épaisseurs.

Pour finir, l'orientation des courbes de niveau, est encore très intéressante. En effet, comme nous l'avons déjà souligné dans la description des cartes précédentes, les courbes de niveau de l'épaisseur du Cénomaniens ont une orientation générale qui est quasiment NO – SE. Cette direction est encore à relier aux directions structurales majeures de la région.

4.1.6. Albien – Aptien (ALBN)

Toit de l'Albien – Aptien

La Figure 44 représente le toit de l'Albien – Aptien. Comme pour le Cénomaniens, l'Albien – Aptien n'est pas bien contraint car il n'est pas souvent rencontré en sondage. Si on ajoute à ça les problèmes de découpage stratigraphique liés à l'interprétation des sondages, des erreurs importantes sont possibles. Les cartes présentées sont donc à prendre avec précaution. Elles montrent des tendances qui sont réelles, mais localement, elles peuvent devenir fausses si aucun sondage n'est présent pour les contraindre (par exemple les cartes de Montreuil, Rue et Hesdin). Ce qui est d'ailleurs curieux car les séries albiennes (Argiles à nodules phosphatés du Gault) et aptiennes (Sables verts glauconieux) sont bien identifiables dans la colonne stratigraphique. Sur nos cartes, nous décrivons donc surtout les tendances globales de l'ensemble Albien – Aptien. Nous ne nous attacherons pas à décrire les variations locales.

La limite de dépôts des étages Albien – Aptien est assez difficile à définir. On le voit très bien sur la carte (Figure 44). Il est difficile de contraindre la cohérence de cette limite. La géométrie du dépôt, sur la figure, suggère la dépendance à la structuration du socle sur lequel il se dépose. Nous pouvons en effet noter que la limite des dépôts, sur la partie sud de la carte et globalement orientée WNW – ESE, alors

que, sur la bordure du Boulonnais, la direction est plutôt NNE - SSW. C'est directions sont les mêmes que les directions structurales majeures. Il est aussi possible que l'ensemble ait été soumis à l'érosion. Néanmoins, dans la région on considère la succession de l'Aptien au Cénomaniens comme continue.

L'altitude du toit évolue depuis 100 mètres jusque -335 mètres. Il s'enfoncé progressivement vers le Nord et aussi vers le sud de part et d'autre d'une zone haute (carte de Desvres) reprenant globalement les directions des linéaments structuraux de l'Artois bien décrits sur les cartes précédentes. Sur les bordures de l'Avesnois et dans le Cambrésis, les courbes de niveau prennent des directions quasiment N-S et les altitudes augmentent vers l'Est. C'est le signe d'un soulèvement de l'Avesnois postérieur au dépôt de l'ensemble Albien – Aptien.

Le dernier point concerne la zone entre Valenciennes et Bernissart. L'ensemble Albien – Aptien réapparaît dans cette région. Les altitudes sont comprises entre -60 et -260 mètres. On note que des bassins très locaux s'individualisent. Cette zone est la partie Ouest du Bassin de Mons où l'Albien – Aptien est bien représenté.

Épaisseur de l'Aptien – Albien

Les épaisseurs (Figure 45) sont comprises entre 0 et 140 mètres (au Nord de Wissant). Si on regarde la partie sud de la carte, les épaisseurs diminuent vers le NE et sont comprises entre 0 et 60 m. les courbes de niveau ont globalement une direction WNW - ESE. En revanche, à l'Ouest, les épaisseurs les plus importantes sont localisées autour de la bordure du Boulonnais. Elles sont comprises entre 20 et 139 mètres. Les directions des courbes de niveau ne correspondent pas à celles de la partie Sud. Elle semble en effet mouler les bordures du Boulonnais. Nous avons déjà noté cela sur la carte du toit de l'étage. A Wissant les dépôts atteignent environ 140 mètres. Les courbes de niveau montrent aussi une augmentation d'épaisseur vers l'Ouest, en Mer du Nord.

Au niveau de Valenciennes, les épaisseurs sont importantes. L'épaisseur maximale avoisine les 90 mètres. Comme nous l'avons signalé au dessus, ces dépôts correspondent aux prémices du Bassin de Mons qui se développe plus à l'Est.

4.1.7. Jurassique (JUR)

Toit du Jurassique

Le Jurassique (Figure 46) n'est connu que dans la boutonnière du Boulonnais à l'affleurement et au sud de la région en sondages.

Dans le Sud de la carte, le toit à tendance à s'enfoncer vers le Sud, sous les séries crétacées. La limite de dépôt est la limite d'extension des séries jurassiques du Bassin de Paris (Mégny, 1980). Cette limite n'est pas facile à dessiner. Elle dépend de la position des sondages profonds. En effet, si le Jurassique est présent dans un sondage et absent dans un autre situé plus au Nord, la limite passe forcément entre ces deux sondages, le problème étant de savoir où elle se situe entre ces deux sondages. Il n'est malheureusement pas possible de la préciser mieux, aux vues de la résolution de nos données. Celle dessinée sur notre carte, est la limite minimum de Jurassique puisqu'elle passe au même niveau que les derniers sondages dont le log montre du Jurassique. Il est donc évident qu'elle peut passer légèrement plus au Nord.

Les altitudes du toit évoluent entre -15 et -109 mètres. Il ne semble pas se dessiner de direction préférentielle dans les courbes de niveau. On note quand même que les deux points hauts (-15 et -16 mètres) dans la partie sud, s'alignent suivant la direction N110, direction structurale majeure.

Dans le Boulonnais, les altitudes sont comprises entre -228 mètres entre Berck et Etaples et 118 mètres à l'Est de Desvres. Le toit s'enfoncé progressivement vers le Sud depuis une zone haute localisée approximativement dans le rectangle Boulogne, Marquise, Licques et Desvres. Au Nord Ouest de cette zone (Wissant), on retrouve du Jurassique à l'altitude -188 m, en sondage.

Au niveau des directions des courbes de niveau, elles sont encore une fois orientées N110° environ. La zone haute, au cœur du Boulonnais, montre aussi cette orientation.

Épaisseur du Jurassique

Les épaisseurs du Jurassique (Figure 47) évoluent depuis 0 mètres jusque 450 mètres. Au Sud de la carte, elles atteignent 145 mètres au maximum et tendent à augmenter vers le Sud. Les courbes de niveau imagent très bien cette augmentation. Il est normal que ces épaisseurs augmentent depuis les bordures du Bassin du Paris (où nous nous trouvons) vers le centre.

Pour le Boulonnais, c'est plus compliqué. Si on considère la limite Nord (Wissant, Landrethun et Licques) les épaisseurs augmentent vers le Sud – Ouest. Si on considère le bord Sud – Est, les épaisseurs augmentent vers le Nord – Ouest. C'est cette dualité qui montre la forme en golfe si singulière du Boulonnais, les dépôts étant limités au Nord suivant une direction N110° et à l'Est suivant une direction N30°. Ces directions rappellent une nouvelle fois les directions structurales majeures.

4.1.8. Paléozoïque (PZ)

Toit du Paléozoïque

La Figure 48 représente le toit du Paléozoïque dans le Nord de la France. C'est le niveau basal de toute la modélisation. Il est difficile de proposer une modélisation 3-D vu le nombre réduit de sondages qui atteignent le Paléozoïque et le découpage stratigraphique, parfois hasardeux, des étages. Cette carte est très intéressante car elle actualise celle réalisée par les compagnies pétrolières (C.F.P. (M), 1965). Les grandes tendances sont évidemment conservées mais notre carte est plus précise car elle ne dépend plus uniquement des sondages qui atteignent le toit du Paléozoïque, mais aussi de ceux qui ne l'atteignent pas, amenant ainsi des contraintes supplémentaires sur la surface.

Les altitudes du toit du Paléozoïque sont comprises entre 224 mètres en Avesnois et -420 mètres dans le Boulonnais. En Plaine des Flandres le toit du Paléozoïque s'enfoncé vers le NW suivant une direction passant approximativement par Merville et Gravelines. Les altitudes évoluent depuis -160 mètres jusque -360 m. Il n'y a pas de grandes variations, le toit s'enfonçant de manière très progressive.

Quasiment au droit de Lesquin le dôme du Mélantois s'individualise très nettement dans le toit du Paléozoïque qui est à l'altitude d'environ 10 mètres.

Au sud de cette zone, un bassin s'individualise de nouveau. C'est le bassin d'Orchies. Cependant, le minimum d'altitude est maintenant au droit de Douai. Ce minimum d'altitude ne correspond pas au maximum d'épaisseur du Cénomaniens (étage directement au dessus). Il correspondrait plutôt à un maximum d'épaisseur du Turonien Moyen et Inférieur (Figure 41). Ce n'est cependant pas très net. Il est aussi difficile de positionner les axes d'allongement préférentiels du bassin qui étaient pourtant plus clairs

(NW – SE pour le grand axe) sur les autres cartes des toits. Il semble être, pour le Paléozoïque, suivant une direction NNW – SSE. Les altitudes pour ce bassin sont comprises entre -100 et -160 mètres.

Entre la Plaine des Flandres et le Bassin d'Orchies, la « ride », plusieurs fois décrite sur les autres cartes, est encore nettement visible. Elle est quasiment perpendiculaire aux courbes de niveau des collines de l'Artois et semble une nouvelle fois les relier au Mélantois. Les altitudes de cette « ride » sont comprises entre -80 et -120 mètres.

A l'est du Bassin d'Orchies, des petites invaginations sont visibles dans le toit. Elles ont déjà été soulignées sur les autres cartes. Elle semble encore se prolonger en Belgique et faire le lien entre le Bassin de Mons et celui d'Orchies. Ce qui est intéressant c'est que les directions des courbes de niveau, encadrant ces petites zones basses, sont E-W. C'est la direction des structures majeures dans cette zone.

Quand on se déplace vers le Sud de la carte, on passe à une zone où les altitudes sont les plus importantes (entre -100 et 90 mètres). Cette zone s'étend depuis le Boulonnais jusqu'au Cambrésis. Elle correspond aux collines de l'Artois. Le passage Plaine des Flandres - Artois, s'effectue le long du même linéament, décrit sur la plupart des cartes précédentes. On souligne encore le changement de direction des courbes de niveau entre Saint-Omer et Fléchin. Des petites zones hautes s'individualisent à Landrethun, à l'Ouest de Lumbres, sur Herly, Entre Fruges et Fléchin et au Sud d'Houdain. Les courbes de niveau montrant ces zones hautes ont des directions qui rappellent encore une fois les directions des structures majeures. Dans le Cambrésis, les altitudes du toit du paléozoïque sont plus faibles que dans l'Artois. Il est donc difficile de prolonger les collines de l'Artois jusque dans cette zone. Il faut cependant noter que le toit du Paléozoïque montre un anticlinal qui sépare le bassin d'Orchies (Douai) de l'extrémité sud de la carte où le toit s'enfonce.

Au Sud et à l'Ouest de cette grande zone haute de l'Artois, les courbes de niveau montrent un approfondissement du toit du Paléozoïque. Cet approfondissement s'effectue d'une part vers le Sud entre les villes de Gouzeaucourt et Hesdin et, d'autre part, vers l'Ouest entre Hesdin et Wissant.

Enfin, en Avesnois et sur ces bordures, l'altitude du toit augmente vers l'Est pour atteindre les altitudes les plus importantes observées dans la région. Les courbes de niveau ont des directions NS qui montrent de nouveau, le soulèvement de l'Avesnois.

Yprésien (YPRE): Toit (m)

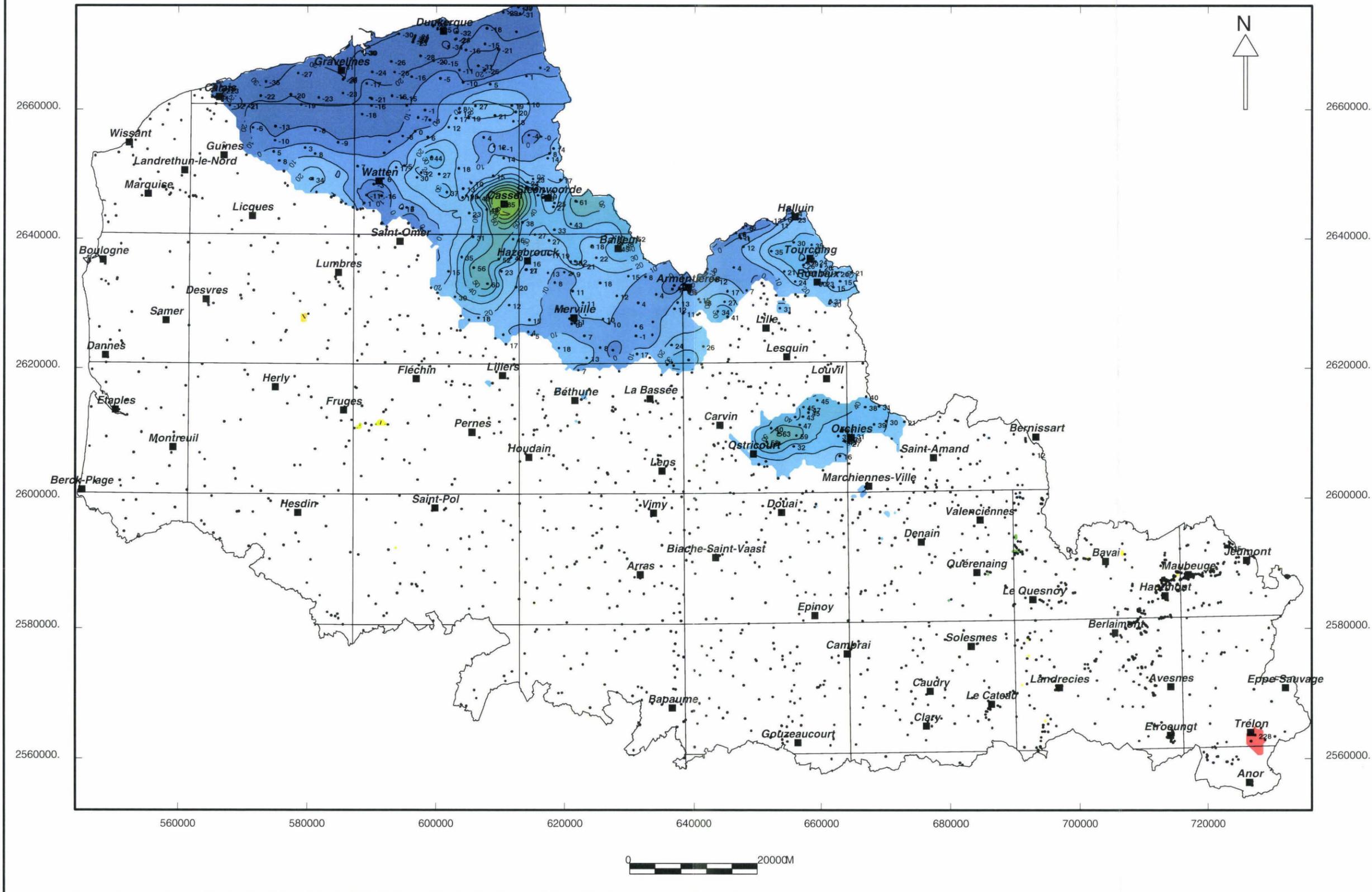


Figure 34 : Toit de l'Yprésien (YPRE).

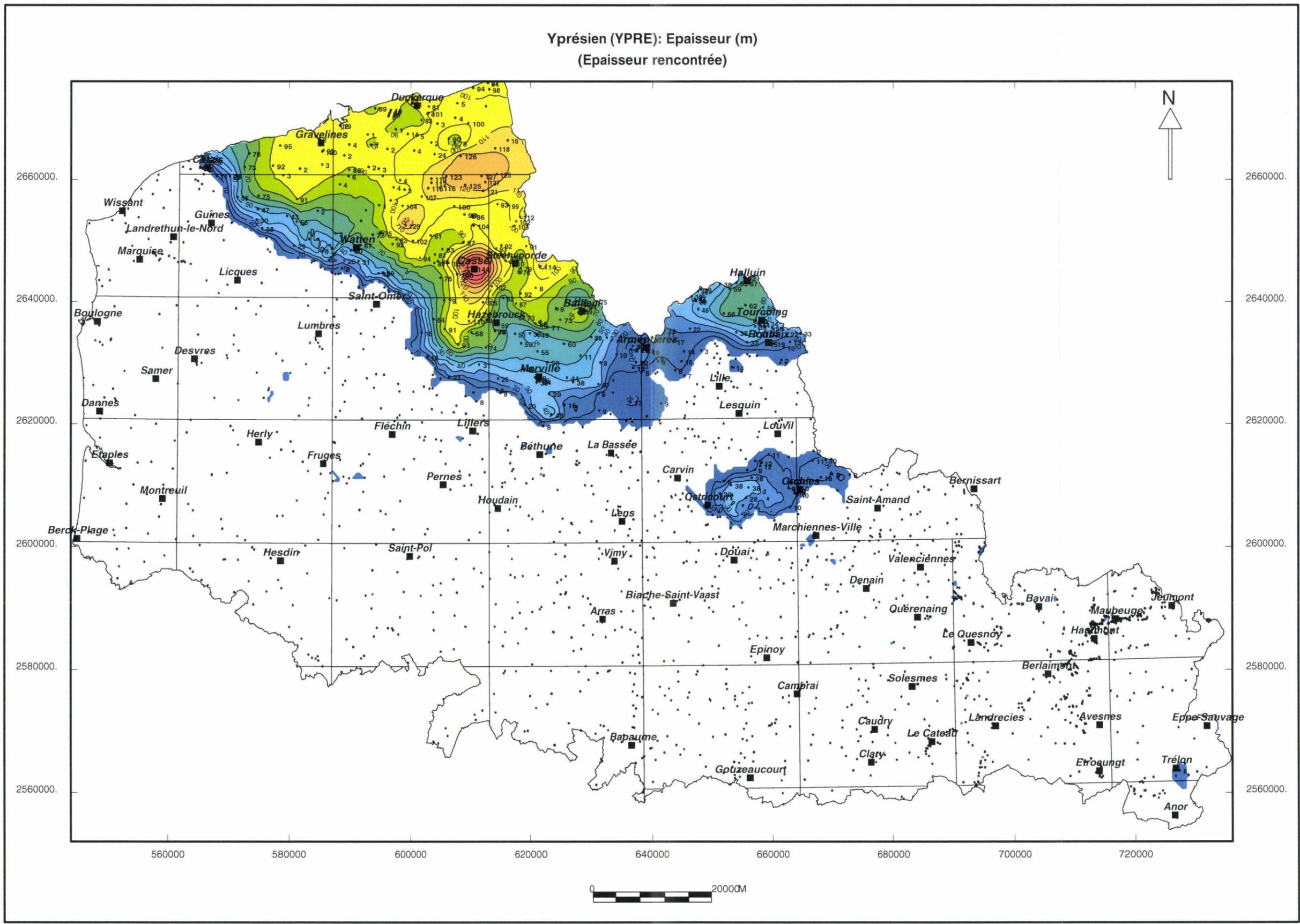


Figure 35 : Epaisseur de l'Yprésien (YPRE).

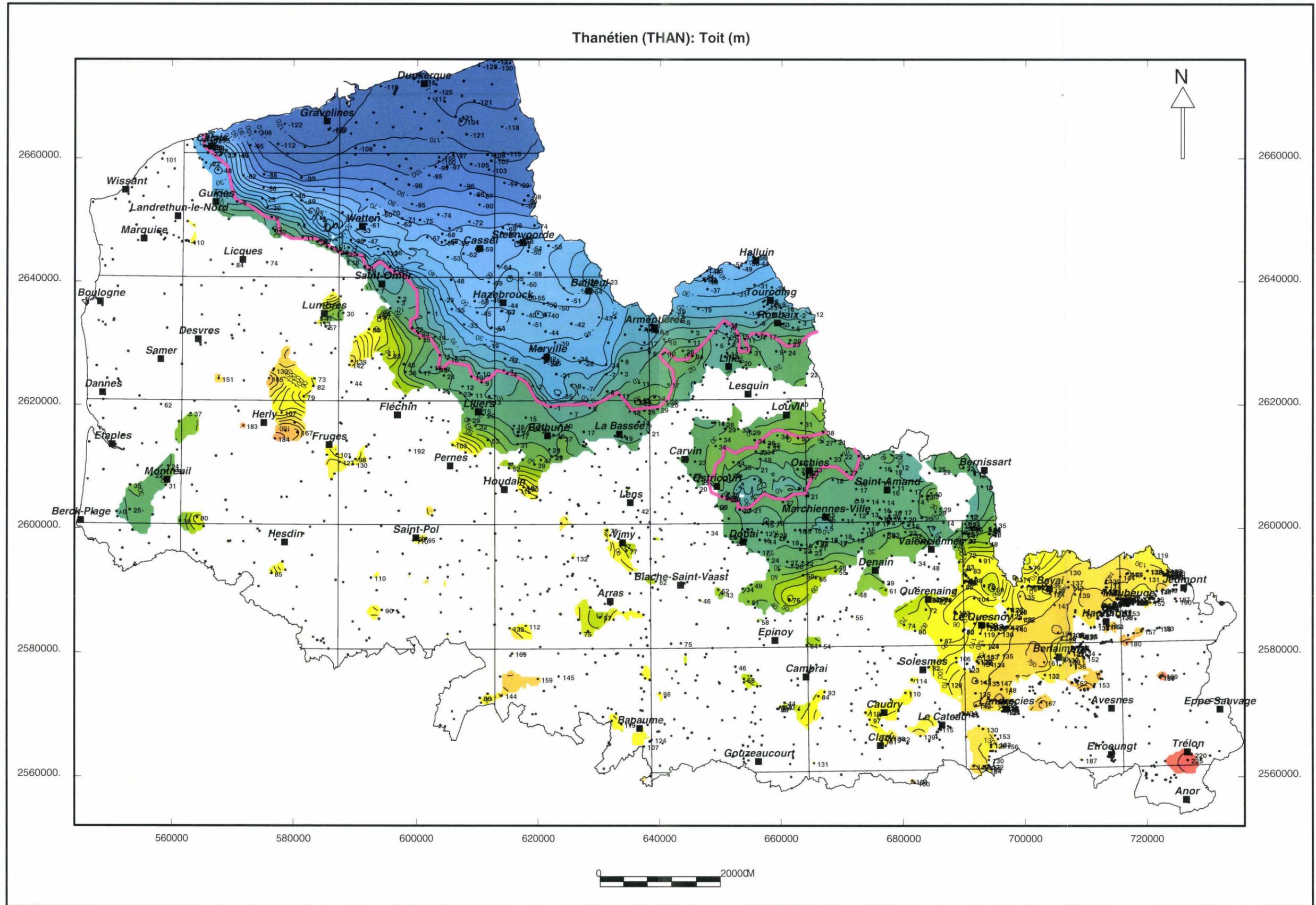


Figure 36 : Toit du Thanétien (THAN).

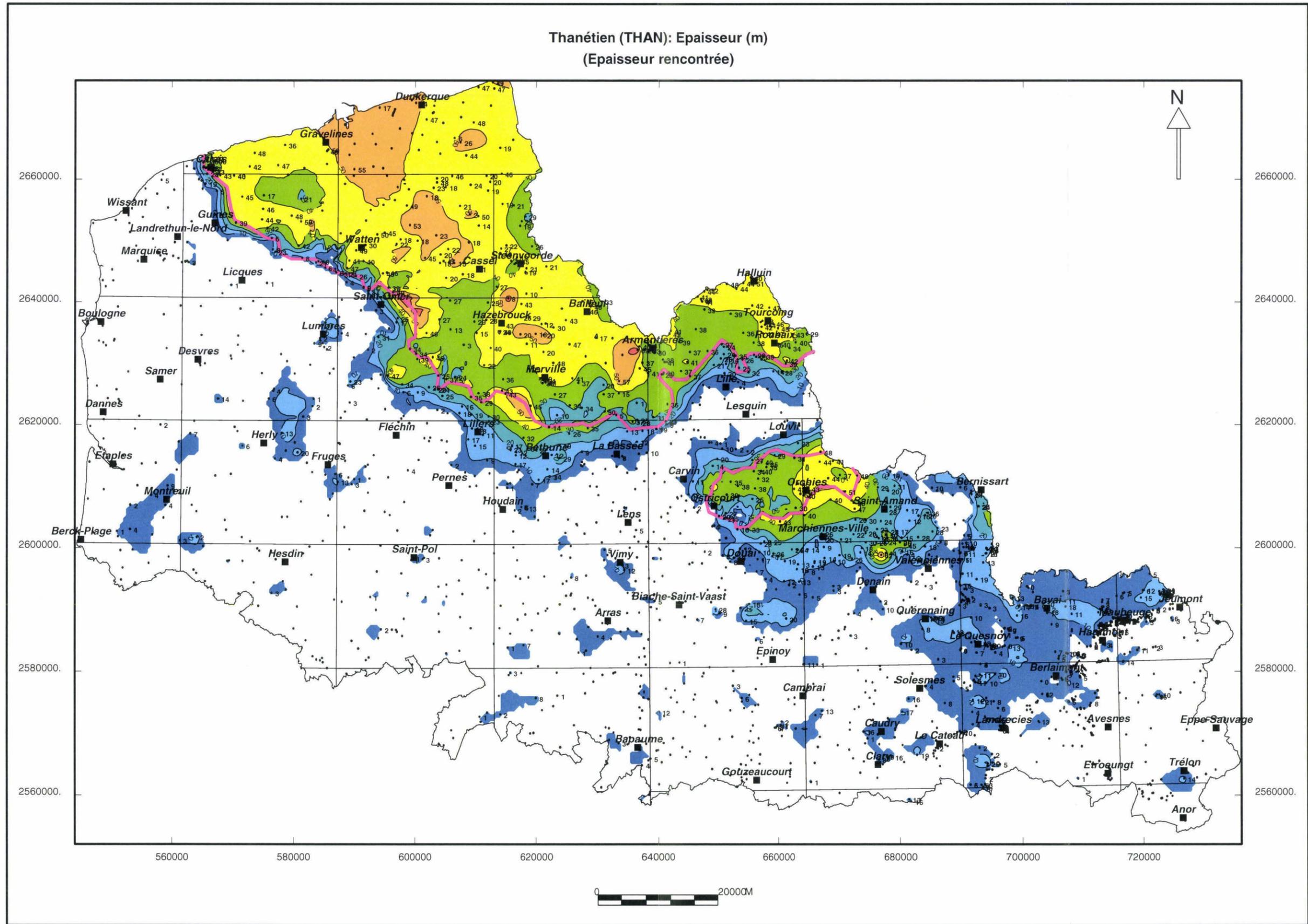
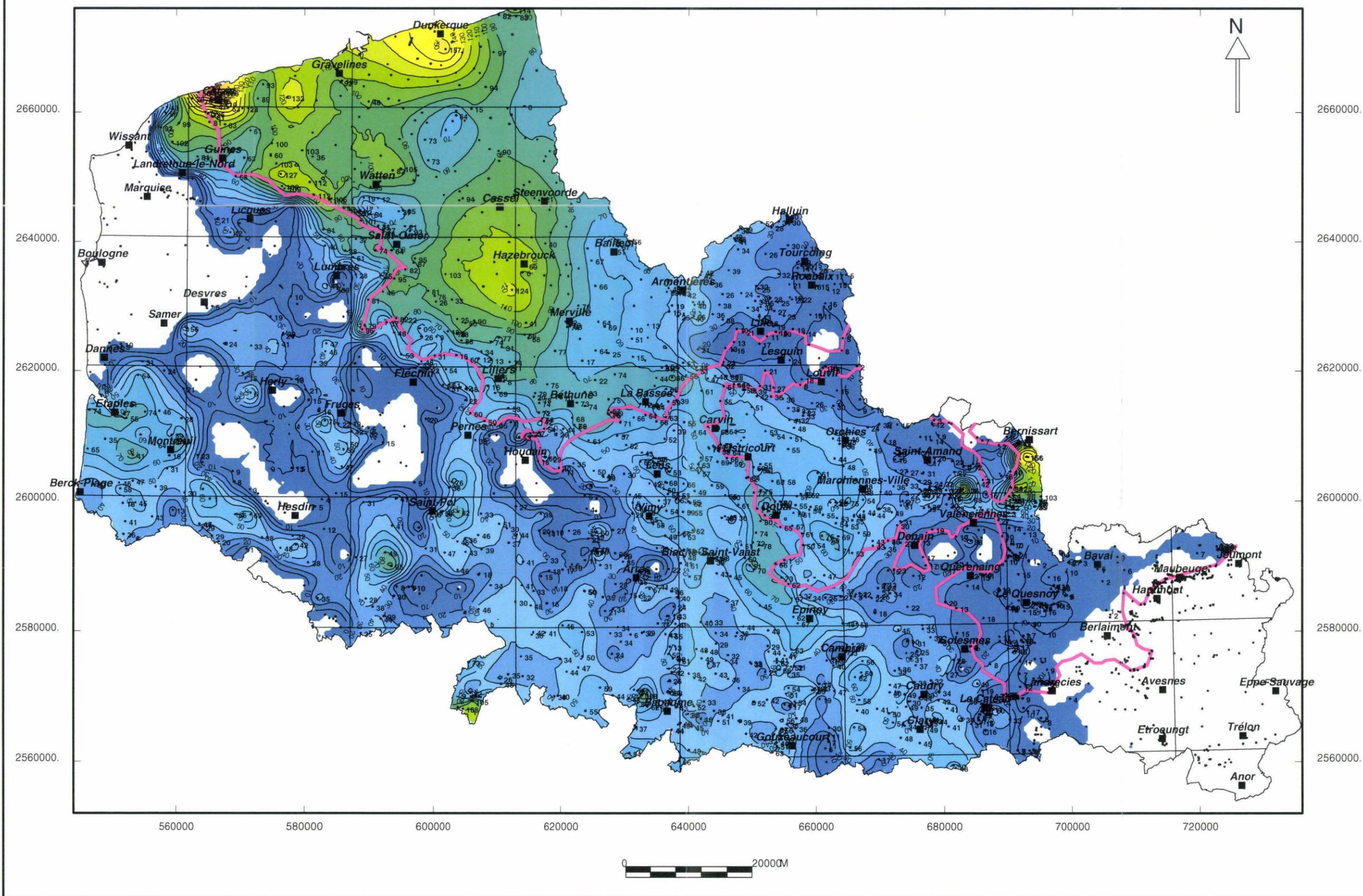


Figure 37 : Epaisseur du Thanétien (THAN).

Sénonien - Turonien Supérieur (SETU): Epaisseur (m)
(Epaisseur rencontrée)



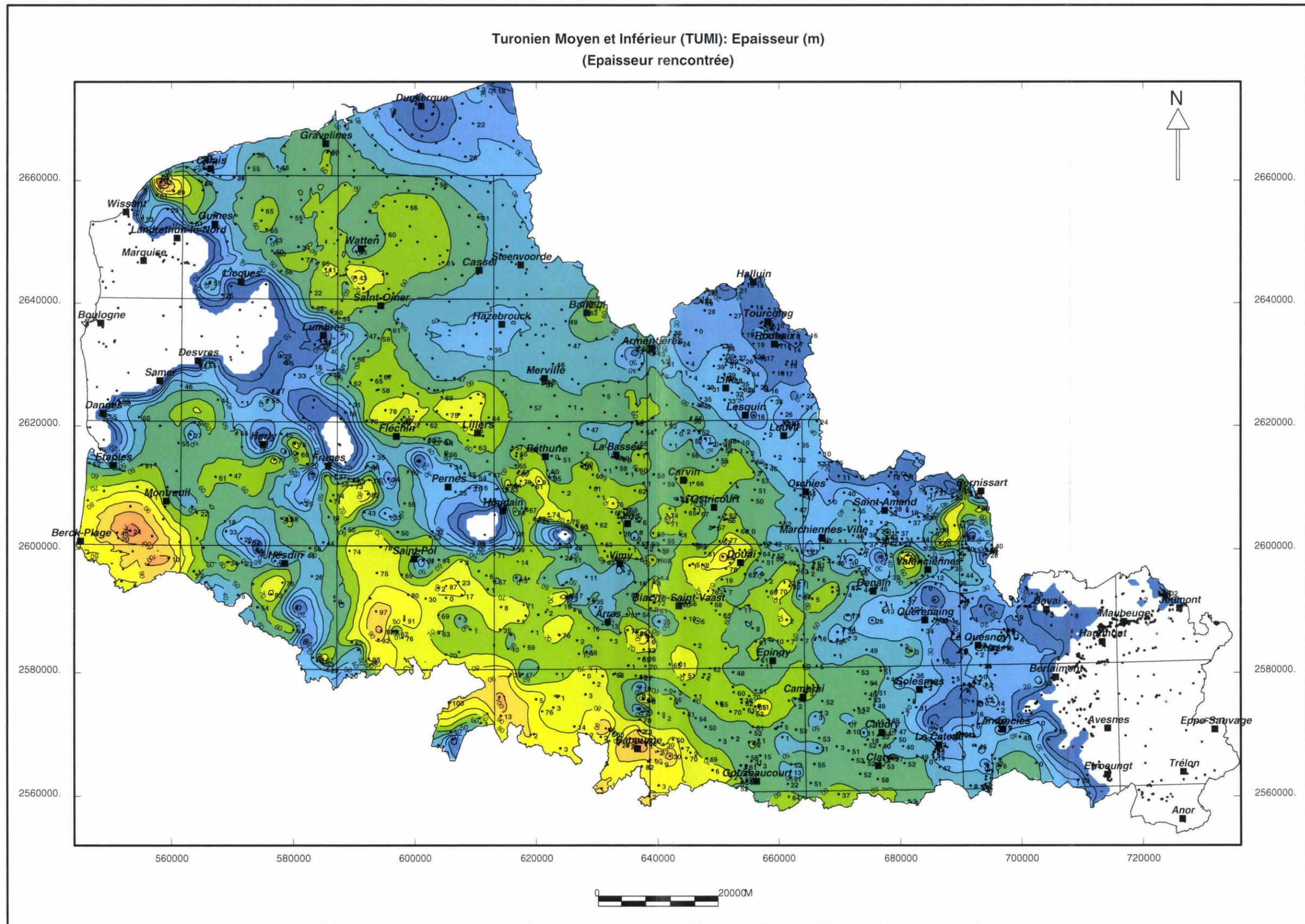


Figure 41 : Epaisseur du Turonien Moyen et Inférieur (TUMI).

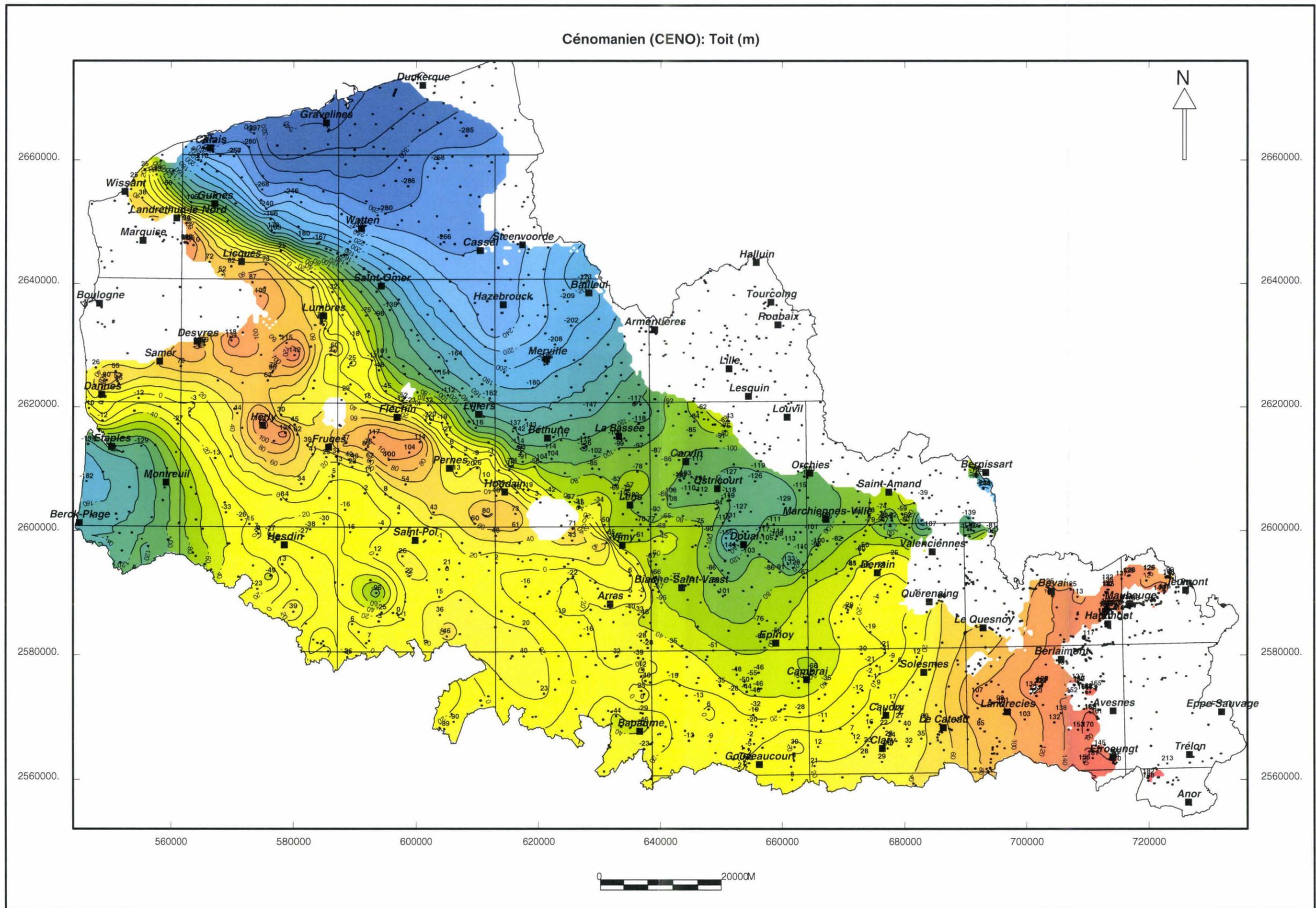


Figure 42 : Toit du Cénomanien (CENO).

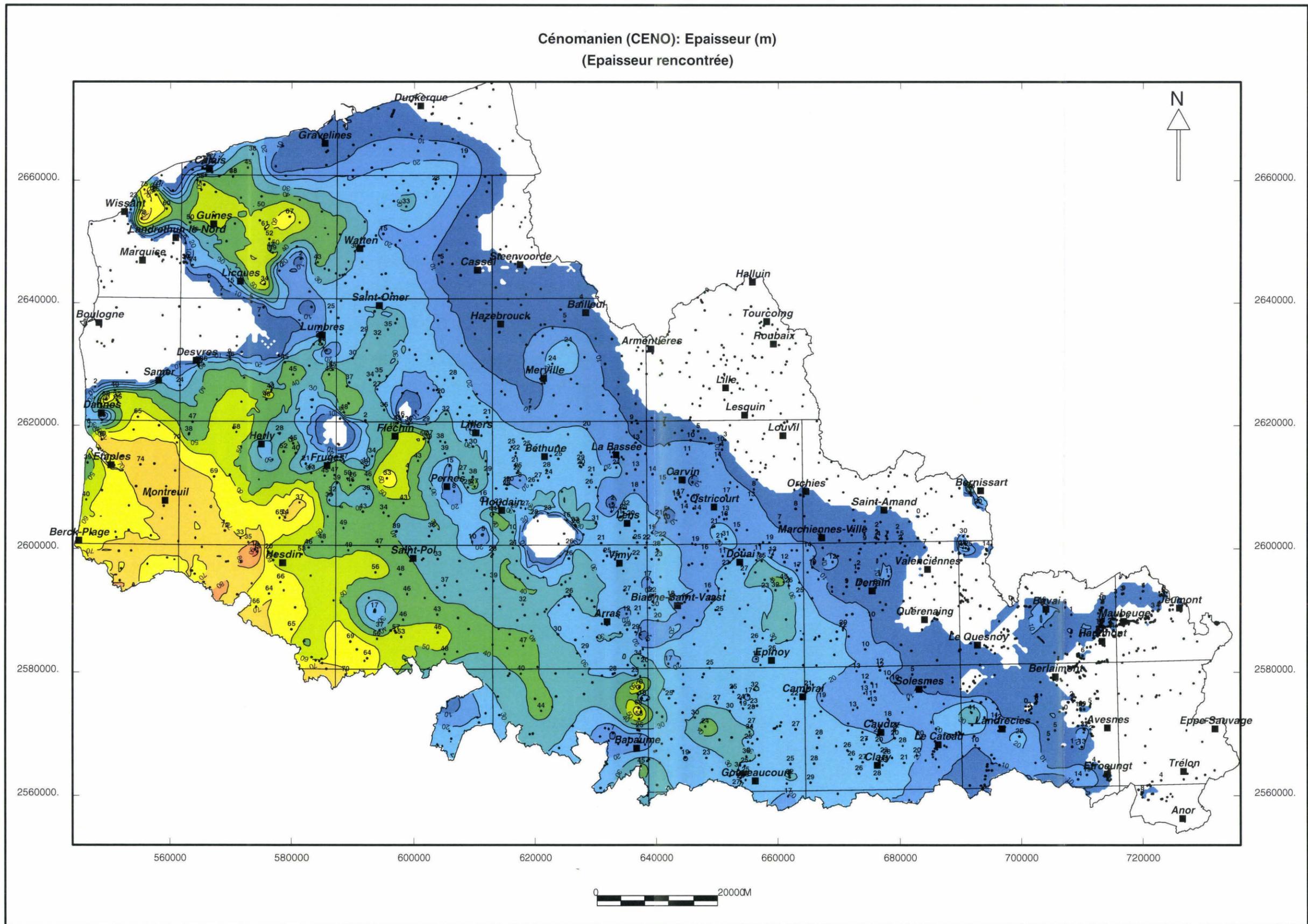


Figure 43 : Epaisseur du Cénoomanien (CENO).

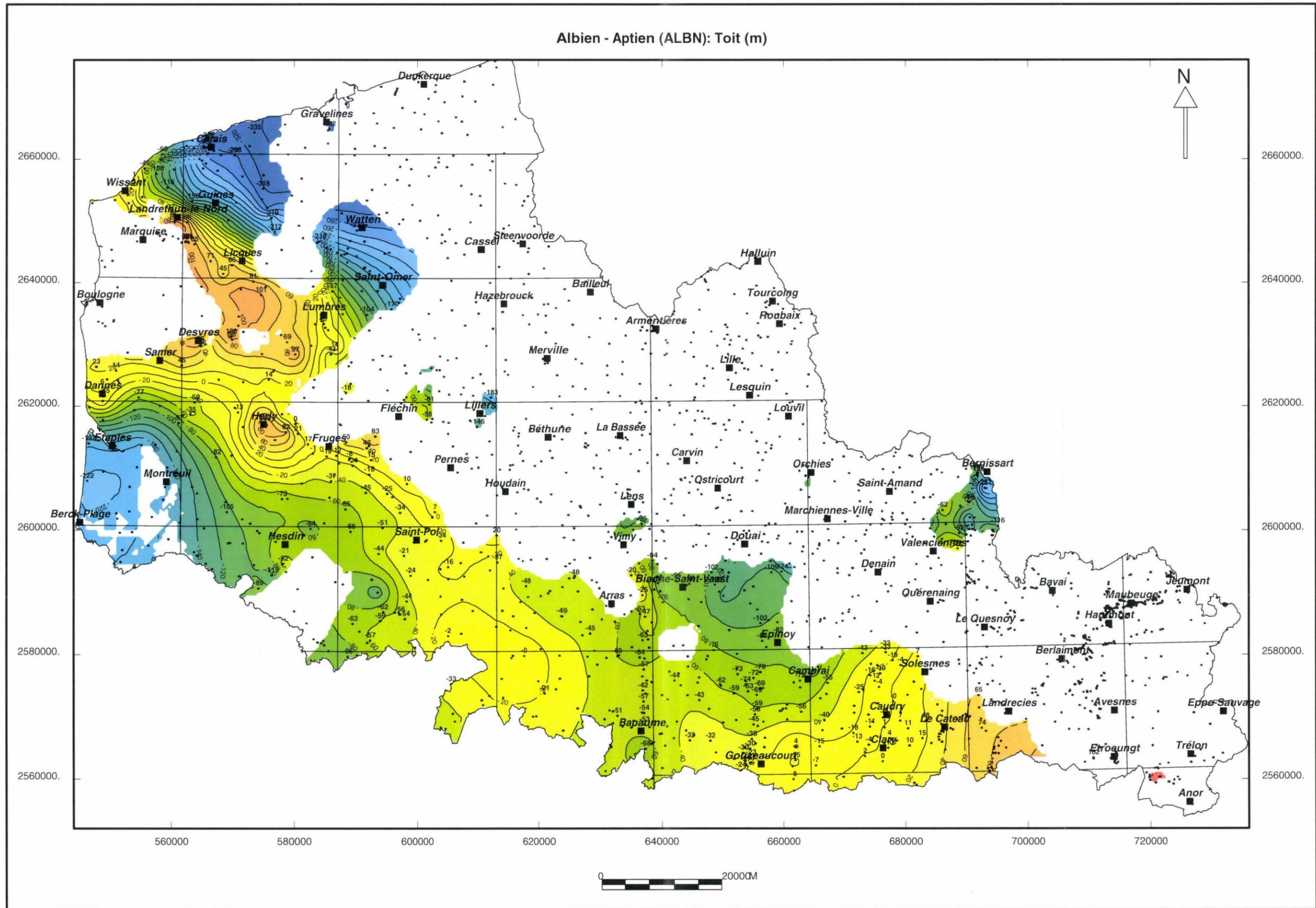


Figure 44 : Toit de l'Albien – Aptien (ALBN).

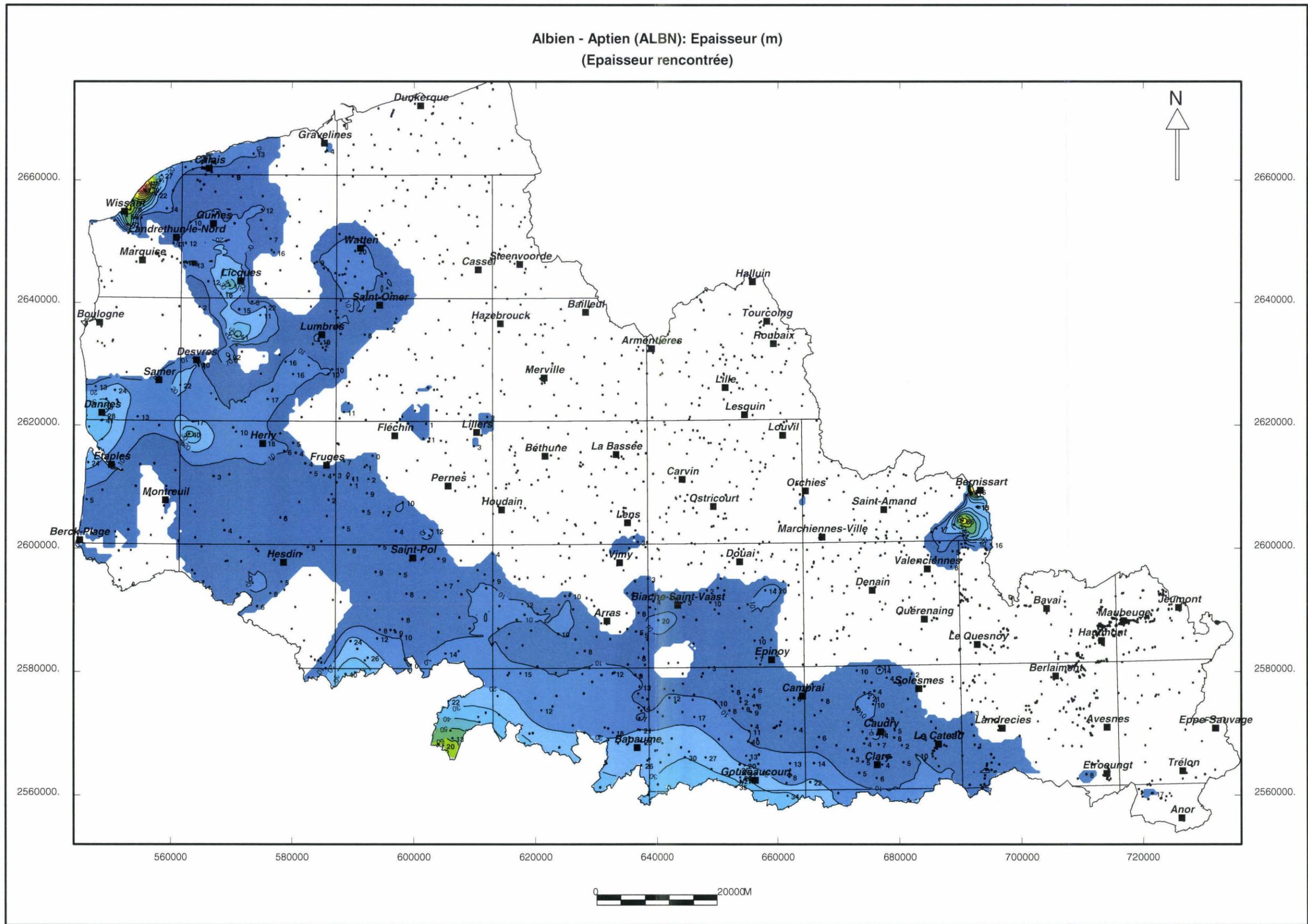


Figure 45 : Epaisseur de l'Albien – Aptien (ALBN).

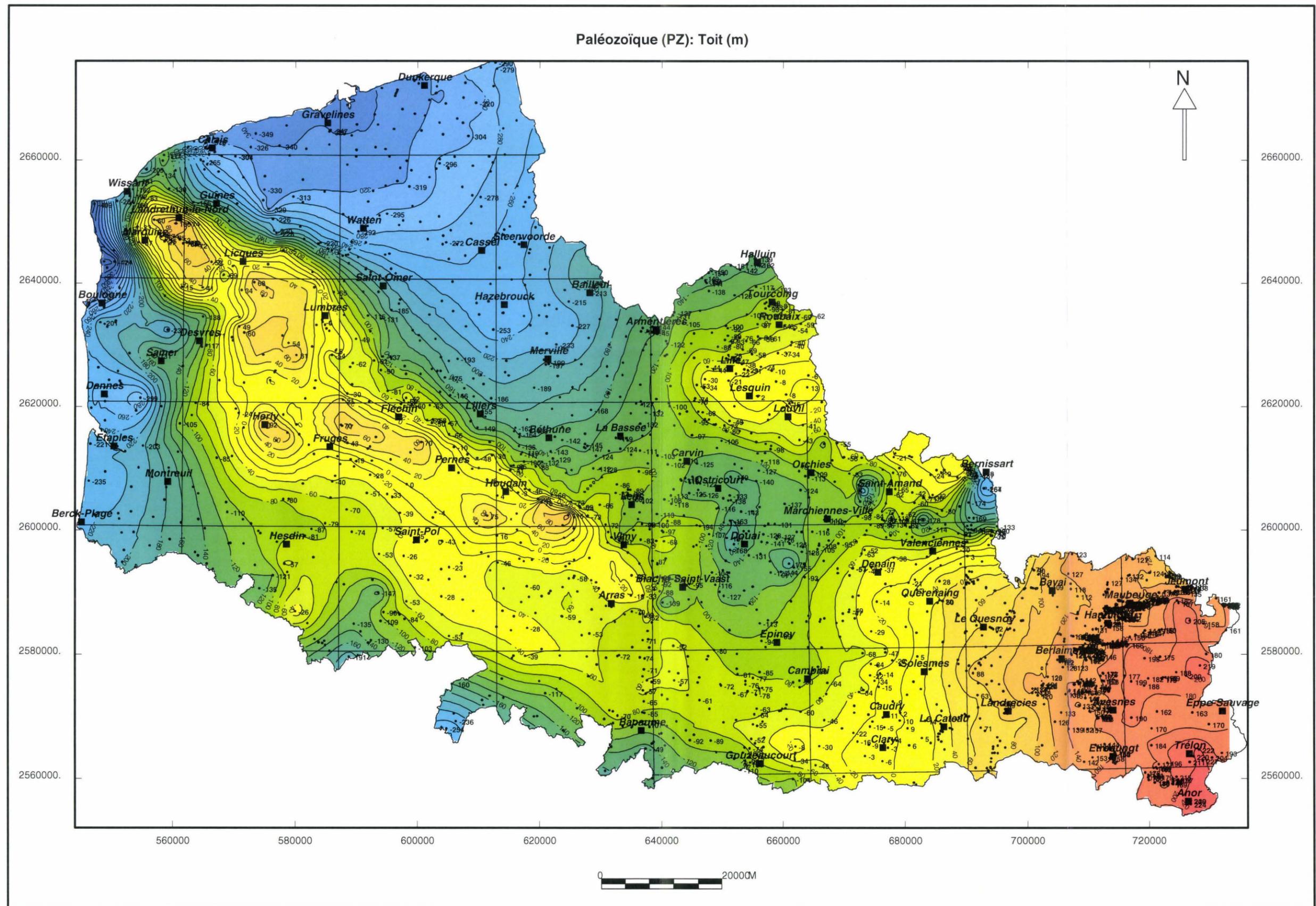


Figure 48 : Toit du Paléozoïque (PZ).

4.2. Discussion sur les cartes d'isovaleurs

Dans cette partie, nous allons reprendre les éléments mis en évidence dans la partie précédente, au niveau des cartes d'isovaleurs. Le but est de combiner les différentes informations pour faire ressortir plusieurs éléments intéressants sur l'évolution géologique de la région.

4.2.1. Influence structurale

Quand on reprend les cartes on se rend compte que la formation des collines de l'Artois joue un rôle essentiel dans la géométrie des dépôts méso-cénozoïques. Ces collines, sont issues du rejeu de failles paléozoïques profondes dans la couverture sédimentaire. Ces mouvements ont été précisés dans le contexte géologique. Au niveau des étages géologiques ce rejeu est souligné par le linéament structural passant par Landrethun, Saint-Omer, Fléchin, Houdain, Vimy et Cambrai qui sépare une zone basse, la Plaine des Flandres et le bassin d'Orchies, d'une zone haute constituée par les collines de l'Artois. Ce linéament peut-être mis en évidence sur presque toutes les cartes. Seule la carte de l'Yprésien ne le montre pas. La limite d'extension Sud du Thanétien correspond à ce linéament. Nous avons peut-être là un élément sur la genèse des collines de l'Artois qui serait donc au Thanétien. Nous reviendrons après sur les éléments permettant de dater la surrection de l'Artois.

L'agencement des maxima d'altitude, sur les différentes cartes, est aussi un indice intéressant. En effet, les cartes nous ont permis de souligner que les maxima d'altitude s'alignent, directement au Sud des failles de l'Artois, dans des directions parallèles à celles des failles. On le note, encore une fois sur la plupart des cartes. Cet élément montre d'une part, que la géométrie de l'étage a été acquise après le dépôt et, d'autre part, l'influence des structures sur cette géométrie. La même remarque peut être formulée sur les directions des courbes de niveau. Ces directions ne sont pas anodines. Elles sont aussi parallèles aux directions structurales majeures. Nous l'avons mis en évidence plusieurs fois, lors de la description des cartes. Pour le bassin d'Orchies, nous avons de même pu remarquer que la direction de son axe d'allongement, sur les cartes du Toit de Cénomaniens jusqu'à celle du toit du Séno – Turonien supérieur, était la même que celle des structures majeures.

La morphologie des étages géologiques depuis le Paléozoïque jusqu'au Cénozoïque, dans le nord de la France, est donc étroitement liée à la structuration tectonique. Nous avons donc un bel exemple d'évolution morphostructurale, la géométrie des dépôts étant acquise tardivement. Le soulèvement de l'axe de l'Artois a donc un rôle majeur dans l'évolution géologique de l'ensemble de la région.

4.2.2. Le début de la surrection de l'Artois : Cénozoïque ou Crétacé ?

Depuis Gosselet (1908) la surrection de l'Artois a été définie comme épicrocétacée, c'est-à-dire « postérieure au Crétacé, mais la phase primaire est encore inconnue ». Cependant, si cette phase Cénozoïque est maintenant admise et plutôt bien contrainte, de nouveaux éléments, extraits des cartes d'isovaleurs, montrent que la surrection pourrait commencer plus tôt.

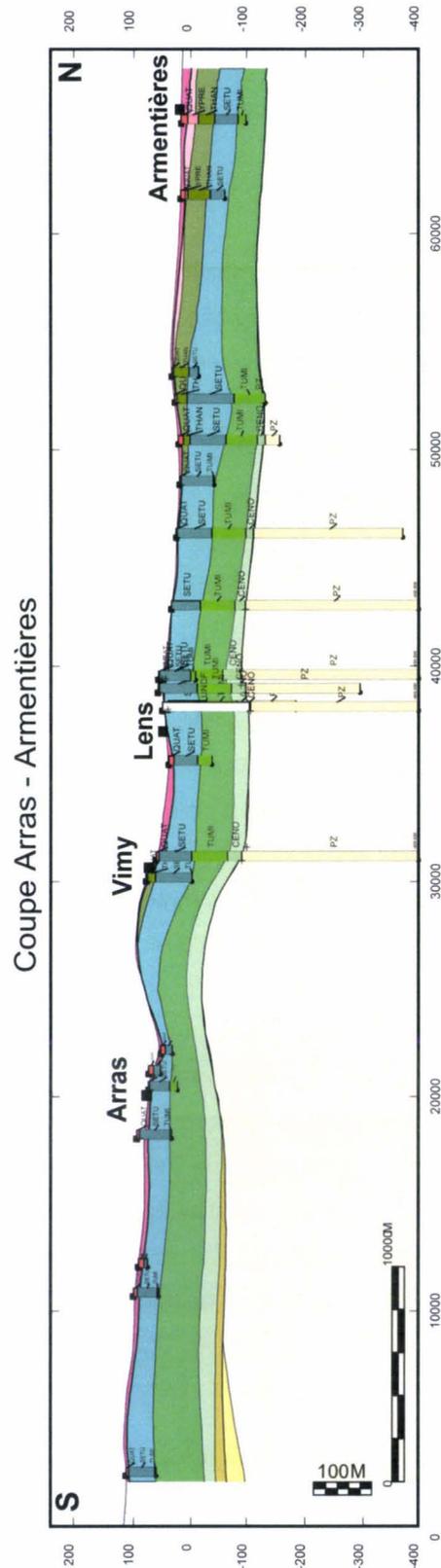


Figure 49 : Coupe NS passant par Arras et Armentières (les couleurs sont reprises dans la pile stratigraphique, Figure 26).

La Figure 49 est une coupe réalisée dans le modèle géologique. Elle est quasiment NS et passe par Arras, Vimy, Lens et Armentières. Cette coupe est localisée sur la bordure Est des collines de l'Artois.

Ces collines sont imagées sur la coupe par la remontée du Paléozoïque PZ entre Arras et Vimy. Sur cette coupe on voit très bien les transgressions et les biseaux associés aux limites d'extension des étages, qui aggradent toujours un peu plus vers le Nord depuis le Jurassique.

L'élément que nous voulons montrer sur cette coupe est la diminution d'épaisseur d'une dizaine de mètres, de l'ensemble Turonien Moyen et Inférieur (TUMI) entre Arras et Vimy. On voit très bien cette zone sur la carte de l'épaisseur du Turonien Moyen et Inférieur (Figure 41). C'est de plus l'un des seuls endroits, dans toute la zone surélevée de l'Artois où l'ensemble TUMI est recouvert par le Turonien Supérieur et donc non érodé (C.F. Cartes géologiques d'Arras). En dessous, l'épaisseur du Cénomaniens reste constante. Cette diminution de l'épaisseur du TUMI est associée à une zone haute du Paléozoïque. La variation d'épaisseur est donc probablement due à la surrection de l'Artois pendant le dépôt du Turonien Moyen à Inférieur. Cet élément a déjà été souligné avant que le modèle ne soit terminé (Minguely *et al.*, 2006)

Le Bassin d'Orchies

Sur les cartes d'isovaleurs, nous avons plusieurs fois insistés sur la présence d'un bassin. Ce bassin, le Bassin d'Orchies, est dans une position très particulière puisqu'il est limité au Nord par le Mélantois, au Sud, par un anticlinal Paléozoïque visible sur les courbes de niveau du Cambrésis, à l'Est par l'Avesnois et à l'Ouest par une « ride » reliant l'Artois au Mélantois (C.F. Coupes de la Figure 51).

Dans la description des cartes, nous avons pu mettre en évidence l'évolution respective des minima et maxima des toits et des épaisseurs des étages.

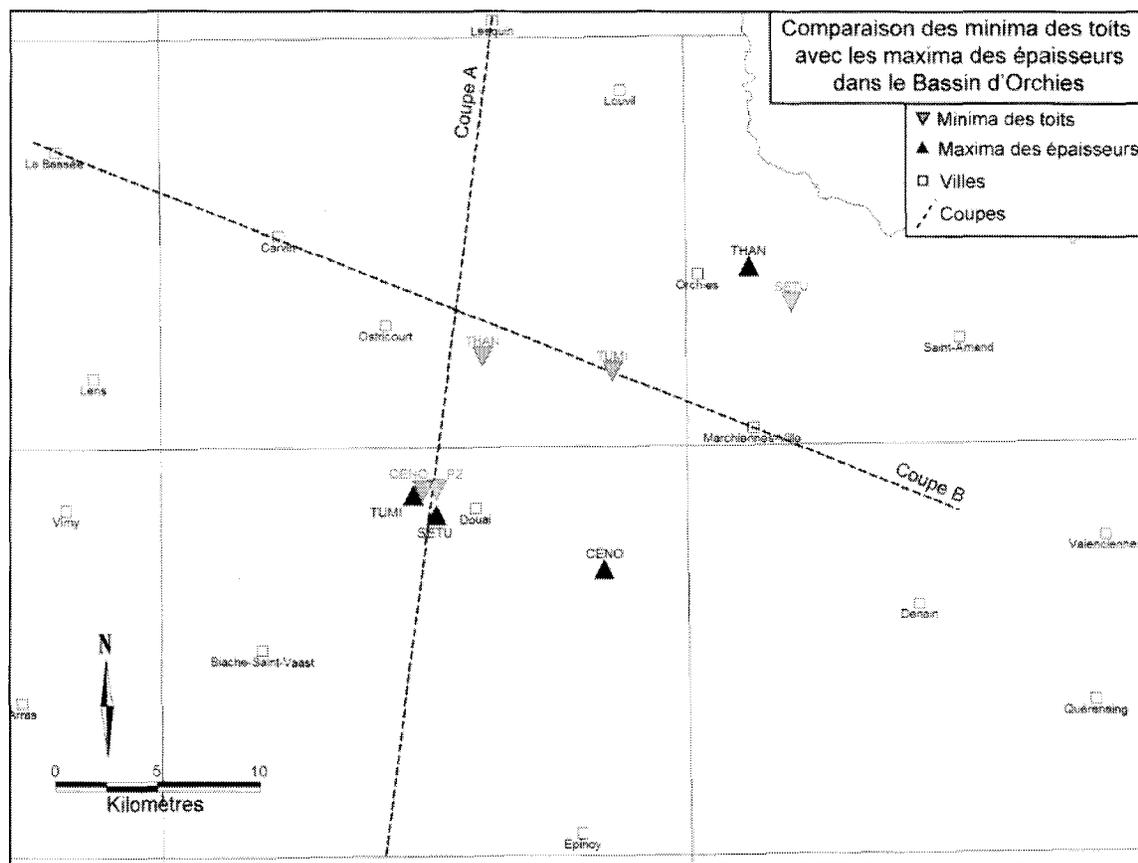


Figure 50 : Comparaison des minima des toits et des maxima d'épaisseur dans le bassin d'Orchies (coupes sur la Figure 51).

La Figure 50 reprend de manière simplifiée les minima des toits et les maxima des épaisseurs par étage dans le bassin d'Orchies. Ils ont été localisés d'après les cartes d'isohypses et d'isopaques. Les triangles inversés rouges correspondent aux minima des toits et les triangles bleus aux maxima des épaisseurs. Les nom des étages (CENO, TUMI, ...) sont repris de la pile stratigraphique (Figure 26).

Dans le bassin, les minima des toits du PZ et du CENO sont proches (il n'a pas été possible de représenter les minima du Jurassique et de l'Aptien – Albien car les étages n'existent pas ou ne recouvrent pas entièrement la zone étudiée). Le minimum d'altitude pour le toit du TUMI n'est pas à proximité des deux précédents. Il est déplacé vers le NE. On remarque la même chose pour le minimum du toit du SETU (sous couverture thanétienne), à proximité d'Orchies. Le minimum du toit du Thanétien (sous couverture yprésienne) se déplace quand à, lui vers l'WSW par rapport à celui du SETU.

Au niveau des épaisseurs, nous voyons que le maximum pour le CENO est à l'écart des autres. Cependant, sur la carte des isopaques (Figure 43) on remarque qu'il n'est pas facile de localiser ce maximum. Dans tous les cas, l'épaisseur maximale de Cénomaniens ne correspond pas au minimum du toit du Paléozoïque situé à proximité de Douai, ce qui veut dire que l'individualisation du bassin imagé par les courbes de niveau du toit du Paléozoïque est postérieure au Cénomaniens. En effet, si le bassin s'était individualisé pendant le dépôt du Cénomaniens, l'épaisseur maximale du Cénomaniens correspondrait au minimum d'altitude du toit du Paléozoïque (étage juste en dessous).

Pour les épaisseurs du TUMI, on voit que le maximum correspond au minimum des toits du CENO et du PZ. C'est un élément important qui montre que la genèse du bassin est contemporaine du dépôt du TUMI. Le bassin commence donc son évolution dès le Turonien Moyen et Inférieur.

L'épaisseur maximale de SETU est encore située à proximité de Douai. Si nous voulons suivre l'évolution du bassin il faut qu'il y ait continuité stratigraphique au niveau des étages. Et ce n'est pas le cas pour le SETU. En effet, le toit du SETU étant une surface d'érosion, il est donc difficile d'émettre des conclusions sur l'évolution du bassin. Il aurait été intéressant de voir si le maximum d'épaisseur du SETU correspondait au minimum du toit du TUMI. Malheureusement ce n'est pas possible car l'épaisseur du SETU observée est une épaisseur érodée.

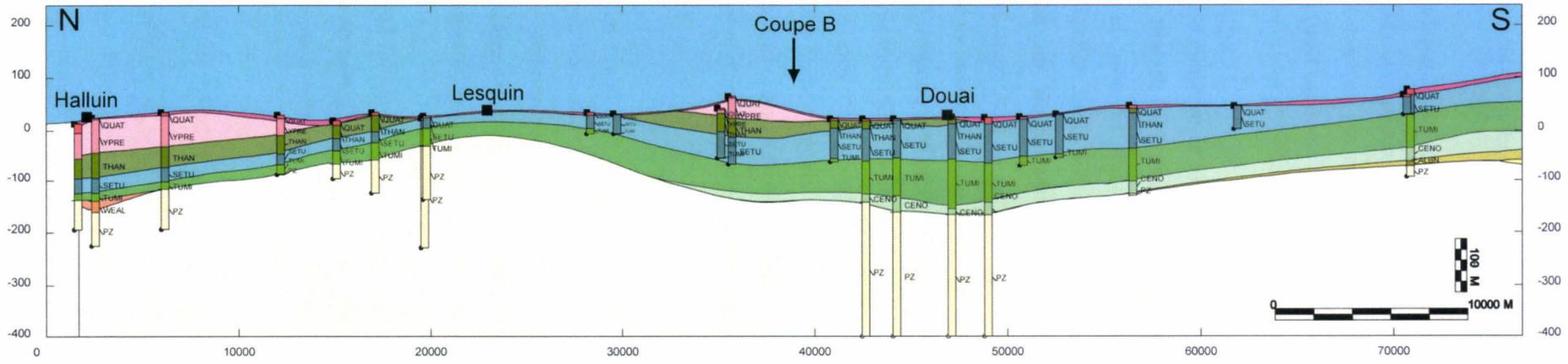
Cependant, quand on se déplace vers le NE, on voit que le minimum d'altitude pour le SETU correspond (aux difficultés de localisation des maxima près) au maximum d'épaisseur du Thanétien (sous couverture yprésienne). Ce qui veut dire que l'évolution du bassin semble se poursuivre depuis le Turonien Moyen et Inférieur même si nous n'observons pas cette évolution au Séno-Turonien Supérieur.

Pour l'étage suivant, l'Yprésien, il n'est pas possible de localiser l'épaisseur de dépôt maximum, l'étage étant érodé. Il faut quand même noter qu'une épaisseur importante d'Yprésien a été conservée au droit du minimum d'altitude du toit du Thanétien (Figure 35).

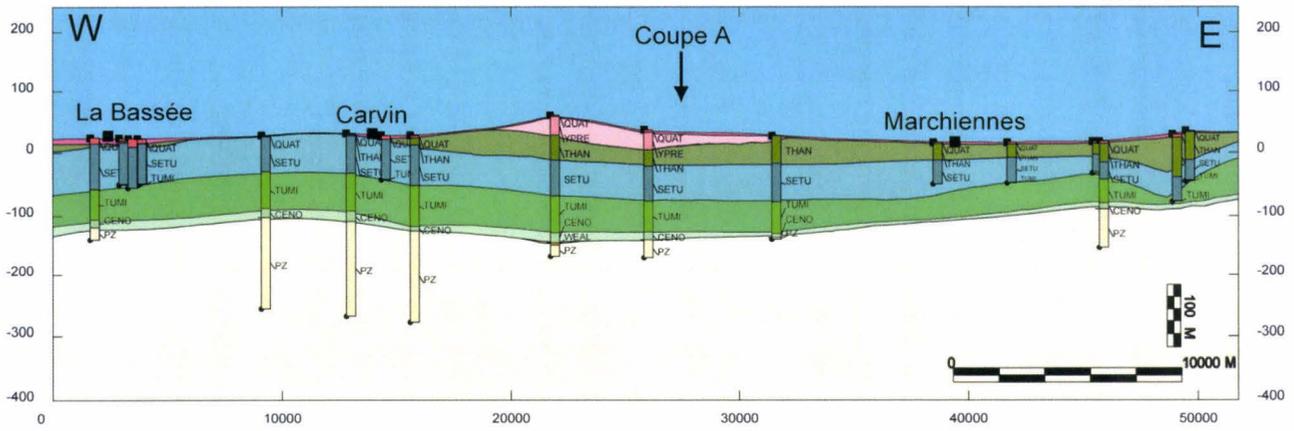
Ces éléments nous montrent **un déplacement du dépôt-centre du bassin** (sauf pour le Séno-Turonien Supérieur) depuis sa création au Turonien Moyen et Inférieur jusqu'au Thanétien (et peut-être l'Yprésien). Le dépôt-centre migre vers le Nord-Est jusqu'au Thanétien puis vers l'Ouest – Sud-Ouest à l'Yprésien. Il faut maintenant tenter d'expliquer cette migration.

Figure 51 : Coupes dans le bassin d'Orchies (localisées sur la Figure 50).

Coupe A: Halluin - Douai



Coupe B: La Bassée - Marchiennes



La Figure 51 propose deux coupes dans le bassin d'Orchies. Elles sont localisées sur la Figure 50. La première (coupe A) est la coupe principale. La coupe B a été ajoutée pour contraindre le bassin en 3-D et montrer ses bordures.

Sur la coupe A, le bassin d'Orchies est très bien imagé. On remarque les biseaux de transgression de l'Aptien – Albien et du Cénomaniens ainsi que la diminution d'épaisseur du Turonien Moyen et Inférieur vers le Nord. Le maximum d'épaisseur du TUMI est au droit de Douai. On voit qu'il est difficile de mettre en évidence un maximum dans l'épaisseur du SETU. Le bassin est sinon limité au Nord par le Mélançois et au sud par la remontée de l'ensemble des étages.

Pour qu'il y ait migration de dépôt-centre, il faut faire intervenir la tectonique. Pour le bassin d'Orchies, nous venons de voir que l'ensemble des étages, sur la partie Sud, étaient remontés. Nous proposons que Cette surrection soit à l'origine de la genèse de ce bassin. En effet, la surrection de la partie Sud entraîne obligatoirement la subsidence flexurale de la partie Nord, laissant la place à la sédimentation. Nous avons pu mettre en évidence que l'individualisation du bassin d'Orchies commencerait au Turonien Moyen et Inférieur. Ce qui veut dire que la surrection de la partie Sud débiterait donc à cette période. Cet élément est compatible avec ce que nous avons vu aux alentours de Vimy avec la variation d'épaisseur du Turonien Moyen et Inférieur (partie précédente). Cette hypothèse permet de plus d'expliquer la géométrie des biseaux Aptien – Albien et Cénomaniens sur la surface Paléozoïque pentée vers le Nord. Cette surface a forcément subi un basculement vers le Nord, postérieur au Cénomaniens, qui pourrait donc commencer au Turonien Moyen – Inférieur. Nous devons aussi nous demander si cette remontée du Cambrésis n'est pas la prolongation vers l'Est, de la surrection de l'Artois. Elle serait cependant nettement moins marquée et non liée au rejeu de failles (car non visibles en cartes ou à l'affleurement).

Comme nous l'avons déjà dit, il est difficile de suivre l'évolution du bassin au Séno-Turonien Supérieur. Il est donc difficile de déterminer la continuité du phénomène de surrection depuis le Turonien moyen – Inférieur. Deux hypothèses sont avancées. Si le phénomène est continu, il y a donc une surrection progressive de l'Artois – Cambrésis et une migration toute aussi progressive des dépôts-centres du bassin, le maximum d'épaisseur du Séno - Turonien supérieur n'étant alors pas visible du fait de l'érosion.

La deuxième hypothèse implique une première surrection pendant le Turonien Moyen – Inférieur, puis une période de quiétude pendant le Séno – Turonien supérieur, et une reprise de la surrection au Cénozoïque. Cette période de quiétude expliquerait alors l'absence de variation d'épaisseur du Séno-Turonien Supérieur au coeur du bassin.

L'Artois et la Plaine des Flandres

La Figure 52, est une coupe quasiment NS qui passe par Saint-Pol et Bray-Dunes. Les villes les plus proches ont aussi été projetées sur la coupe (Pernes et Cassel). Sur cette coupe, plusieurs éléments, similaires à ceux observés sur la figure précédente, peuvent être soulignés.

Au droit de Pernes, la coupe montre une remontée de l'ensemble des étages. Sur la partie Sud de la coupe, au Sud de Pernes, le toit du Paléozoïque est globalement plus haut qu'au Nord. La rupture de

penne, juste au Nord de Pernes se fait de manière assez abrupte, ce qui donne cette forme dissymétrique à l'ensemble. C'est l'image, en coupe, des collines de l'Artois.

Les biseaux du Jurassique (extrémité sud de la coupe en jaune) de l'Aptien – Albien et du Cénomaniens sont visibles. Si le biseau Aptien – Albien peut paraître avoir une géométrie « normale », c'est-à-dire s'arrêtant sur une surface à pendage Sud, pour le Cénomaniens, nous pouvons formuler la même remarque que sur la figure précédente. Le toit du Paléozoïque sur lequel vient se biseauter le Cénomaniens doit avoir basculé pour arriver à l'état actuel (un biseau sur une surface à pendage Nord) et ce, postérieurement au dépôt du Cénomaniens. Si on fait la comparaison avec ce que nous voyons dans le Bassin d'Orchies, c'est le soulèvement de l'Artois – Cambrésis, au Turonien Moyen – Inférieur qui est à l'origine de ce basculement. Le problème est qu'il est difficile de dater ce basculement plus à l'Ouest. En effet, on remarque que l'épaisseur du Turonien Moyen – Inférieur diminue vers le Nord. Cependant, une augmentation est quand même visible juste au Nord de Pernes, au droit de la rupture de pente. On le remarque aussi sur la carte de l'épaisseur (Figure 41). Tout le problème réside dans le fait de savoir si cette variation d'épaisseur est due à un dépôt contemporain du soulèvement ou si l'épaisseur au Sud des failles de l'Artois est érodée ou non. Sur la coupe présentée, c'est le premier cas qui semble ressortir, c'est-à-dire le soulèvement contemporain du dépôt.

Cependant pour avoir effectué plusieurs coupes préliminaires, perpendiculaires à l'axe de l'Artois, ce n'est pas toujours le cas. Cela provient du fait que le jeu des failles de l'Artois n'est pas homogène. La modélisation de ce type de structures est compliquée surtout à l'échelle à laquelle on travaille. Il est donc difficile de conclure définitivement sur l'âge du début de la surrection de l'Artois, dans la partie Ouest de la région, qui sera Turonien Moyen – Inférieur, sur la coupe que nous avons présenté et postérieur sur une autre.

Le dernier point que nous voudrions souligner concerne la position du maximum d'épaisseur du Turonien Moyen – Inférieur sur la coupe présentée (si le maximum existe bien). Si on compare sa localisation à celle du bassin d'Orchies, on voit qu'il est sur la rupture de pente Nord des collines de l'Artois. Ce n'est pas le cas pour le bassin d'Orchies où le maximum d'épaisseur est à l'avant de la rupture de pente. Cet élément montre que le soulèvement maximum, dans la partie Artois, est décalé vers le Nord et nettement plus important que celui du Cambrésis. C'est peut-être pour cela qu'il est difficile d'observer l'âge de la surrection.

Pour conclure sur cette partie, la surrection des collines de l'Artois est difficile à dater. Dans le Cambrésis et le Bassin d'Orchies, les variations locales d'épaisseurs du Turonien Moyen et inférieur ainsi que la migration des dépôts-centre, suggèrent un soulèvement des collines de l'Artois au Turonien Moyen et Inférieur. Quand on se déplace vers l'Ouest, en Artois, cette surrection semble postérieure. Dans cette zone, les dépôts, au droit de la surrection maximale sont érodés, c'est pour cela qu'il est difficile de la dater. Nous proposons donc que la surrection de l'Artois débute au Turonien Moyen – Inférieur, son enregistrement étant préservé dans le Cambrésis mais pas dans l'Artois.

Coupe Saint-Pol - Bray-Dunes

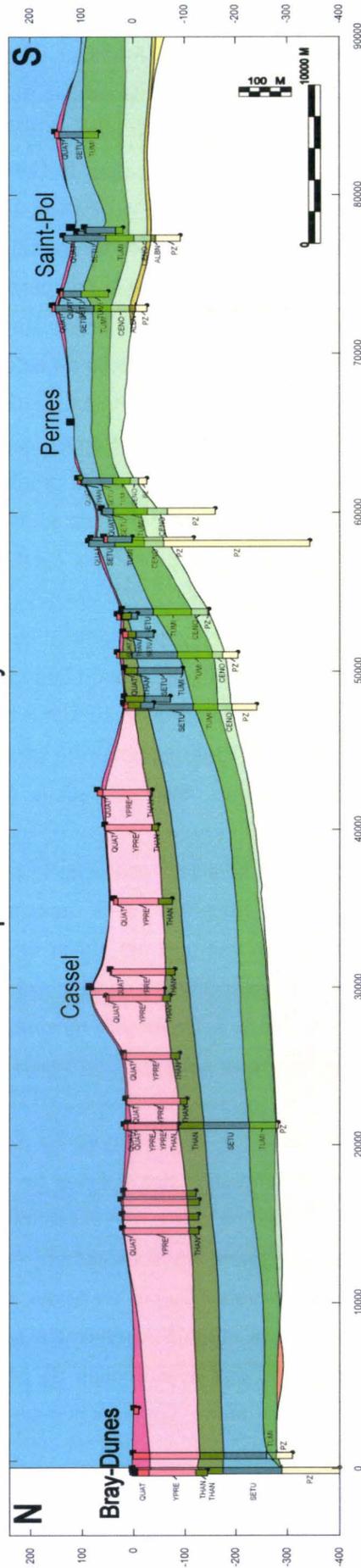


Figure 52 : Coupe Saint-Pol – Bray-Dunes.

4.2.3. La « ride » entre l'Artois et le Mélandois.

La Figure 53 représente deux coupes NW – SE, réalisées pour montrer la « ride » Paléozoïque, mise en évidence sur les cartes des toits des étages. La coupe A (Figure 53) est une coupe générale depuis la plaine des Flandres jusqu'à l'Avesnois. La coupe B (Figure 53) est un zoom de la zone que nous allons détailler.

Sur les cartes d'isohypses, la ride est facilement mise en évidence. Elle se caractérise par une remontée des toits des séries du Paléozoïque (PZ), du Cénomaniens (CENO), du Turonien Moyen – Inférieur (TUMI) et du SENO-Turonien Supérieur (SETU), le long d'un linéament passant par Carvin et Lens.

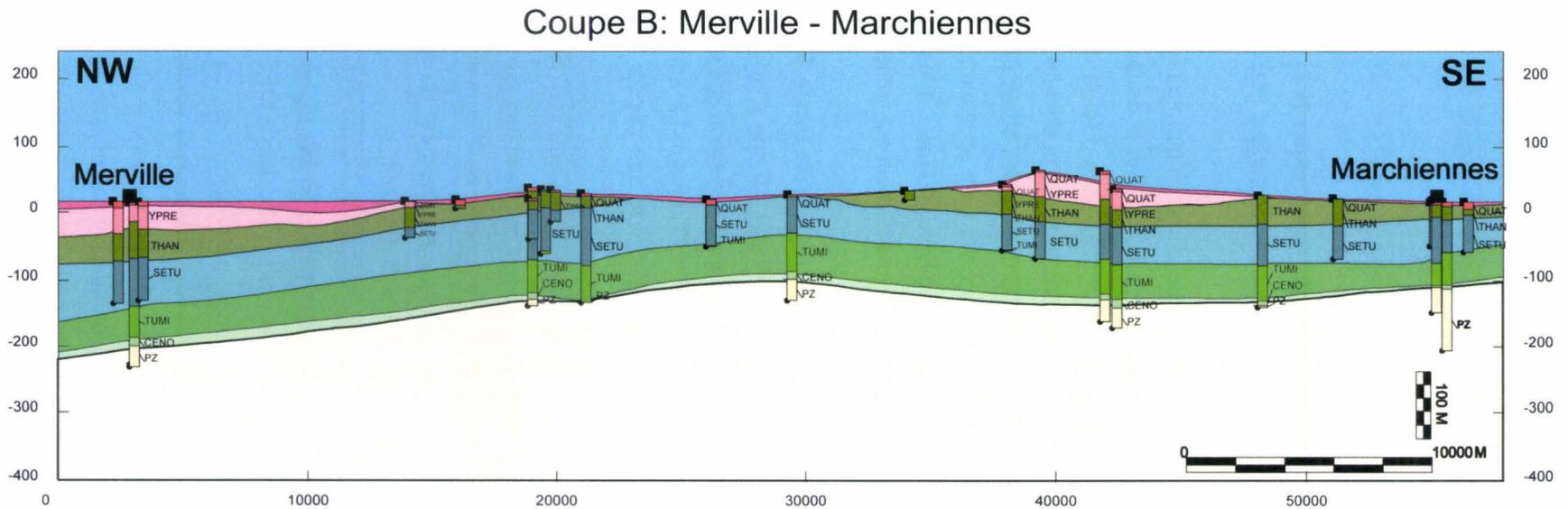
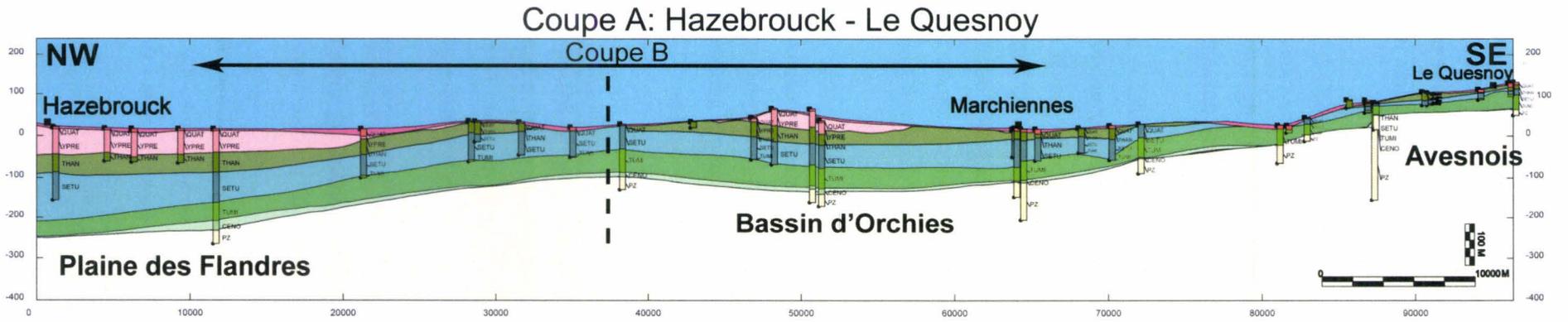
La remontée est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres. Elle semble relier le bombement de l'Artois (à Vimy) au Mélandois (Figure 48). Sur la coupe A, qui est une coupe assez générale, on voit que la « ride » sépare le bassin d'Orchies de la Plaine de Flandres. D'après la géométrie des dépôts du Cénozoïque, il semble qu'elle joue le rôle d'une limite physique du bassin. Ce qui est remarquable c'est que le bassin d'Orchies est limité de tous les côtés par un soulèvement des séries que l'on peut suivre jusque dans le Paléozoïque. Au Nord on a le Mélandois, au Sud les collines de l'Artois ou du moins le possible prolongement de ces collines, à l'Est, l'Avesnois et à l'Ouest, la « ride » (Figure 51 coupe A, pour les limites Nord et Sud et Figure 53 pour les limites Est et Ouest).

Quand on zoom sur la zone (Figure 53, coupe B), On voit que les épaisseurs des séries soulevées ne sont pas affectées par la surrection. La ride s'individualise donc sur les isohypses mais pas sur les isopaques. Cet élément montre que la surrection est postérieure au dernier dépôt non affecté au niveau des épaisseurs, c'est-à-dire le SENO-Turonien. La surrection serait donc Cénozoïque. Ceci est conforté par l'absence, au droit du soulèvement des dépôts Thanétien et Yprésien qui ont probablement été érodés.

Si on revient sur la coupe NS passant par l'anticlinal Mélandois (Figure 51), on peut formuler exactement les mêmes hypothèses qui semblent confirmées par Hennebert (1998). Il faut quand même préciser que les diminutions d'épaisseurs du Turonien Moyen – Inférieur et du SENO-Turonien Supérieur vers le nord, ne sont pas dues au soulèvement du Mélandois. Ce sont les biseaux « classiques » des transgressions, sur la zone haute du Brabant.

En rassemblant les informations, on sait qu'en Artois, la phase majeure de surrection (inversion) est décrite comme d'âge Cénozoïque (Eocène à Miocène). Il est difficile de préciser davantage. D'après les éléments mis en évidence précédemment, dans le Cambrésis, il est possible qu'il y ait un soulèvement au Turonien Moyen – Inférieur, le soulèvement majeur étant aussi Cénozoïque. La même conclusion peut-être formulée pour la ride Lens – Carvin et l'anticlinal du Mélandois. Il y a donc un lien génétique entre ces trois linéaments qui semblent connaître la même évolution post - Crétacé. Nous y reviendrons dans le dernier chapitre.

Figure 53 : Coupe Hazebrouck – Le Quesnoy. (A) Coupe générale. (B) zoom.



CHAPITRE III

ANALYSE GEOMETRIQUE 3-D DES STRUCTURES PROFONDES DU FRONT NORD-VARISQUE

Chapitre III. Analyse géométrique 3-D des structures profondes du Front Nord Varisque.

1. Objectifs

Le but de ce chapitre est d'essayer, par les outils géophysiques, de contraindre la géométrie des structures profondes dans le Nord de la France. Plus précisément, nous allons essayer par l'outil sismique et les données gravimétriques de caractériser la géométrie et la cinématique de déformation au Front Nord de la chaîne Hercynienne.

Nous avons pu déjà voir, dans le contexte géologique, que le front de la chaîne Varisque peut se résumer par la Faille du Midi, chevauchement hors séquence majeur qui limite au sud l'allochtone Ardennais qui est charrié, sur l'autochtone ou le para-autochtone Brabançon au nord. Ce front a déjà été étudié par plusieurs auteurs comme Bouroz (1948), Becq-Giraudon (1982, 1983), Raoult (1988), Le Gall (1994) ou plus récemment Lacquement *et al.* (1999). Si ces auteurs se sont intéressés à la structure du bassin houiller d'avant chaîne ainsi que de son prolongement vers la Belgique, l'Artois a plutôt été laissé de côté. Et c'est ce secteur que nous allons étudier. Etant coincé entre deux zones bien étudiées (Boulonnais et Bassin Houiller), la connaissance de la structuration profonde est primordiale. D'autant que l'écorché des pétroliers (C.F.P. (M), 1965) n'est pas complet à cet endroit. C'est de plus dans cette zone que sont localisées les failles dites épicrotécées (Gosselet, 1908, Bouroz, 1956).

2. Profils sismiques du Nord – Pas-de-Calais

2.1. Localisation des profils sismiques

Le Nord de la France a fait l'objet d'une étude sismique importante depuis 1960 et ceci grâce aux grandes campagnes géophysiques des compagnies pétrolières. Il en résulte un nombre important de lignes sismiques réparties sur l'ensemble de la région (Figure 54).

Ces lignes sismiques sont pour la plupart orientées perpendiculairement aux structures (ESE-WNW) et localisées quasiment sur le front principal de la déformation hercynienne dans le Nord de la France. Il existe aussi plusieurs profils longitudinaux (NNE-SSW). Le tout formant un maillage assez conséquent au niveau du front. Les lignes qui vont nous intéresser sont les lignes BM, M, A et C. Ces lignes sont, pour la plupart, des STACK (SATAN OU DMO) mais certaines ont fait l'objet de migration. Elles sont d'assez bonne qualité, car plus récentes que celles situées dans le Boulonnais et aux alentours de Calais (la série des SOM).

**Localisation des profils sismiques
Dans le Nord de la France et dans le détroit de Calais**

Type de données:

- Papier
- Papier, image, SEG-Y
- Papier, image
- Image, SEG-Y

 Limite du Bassin Houiller

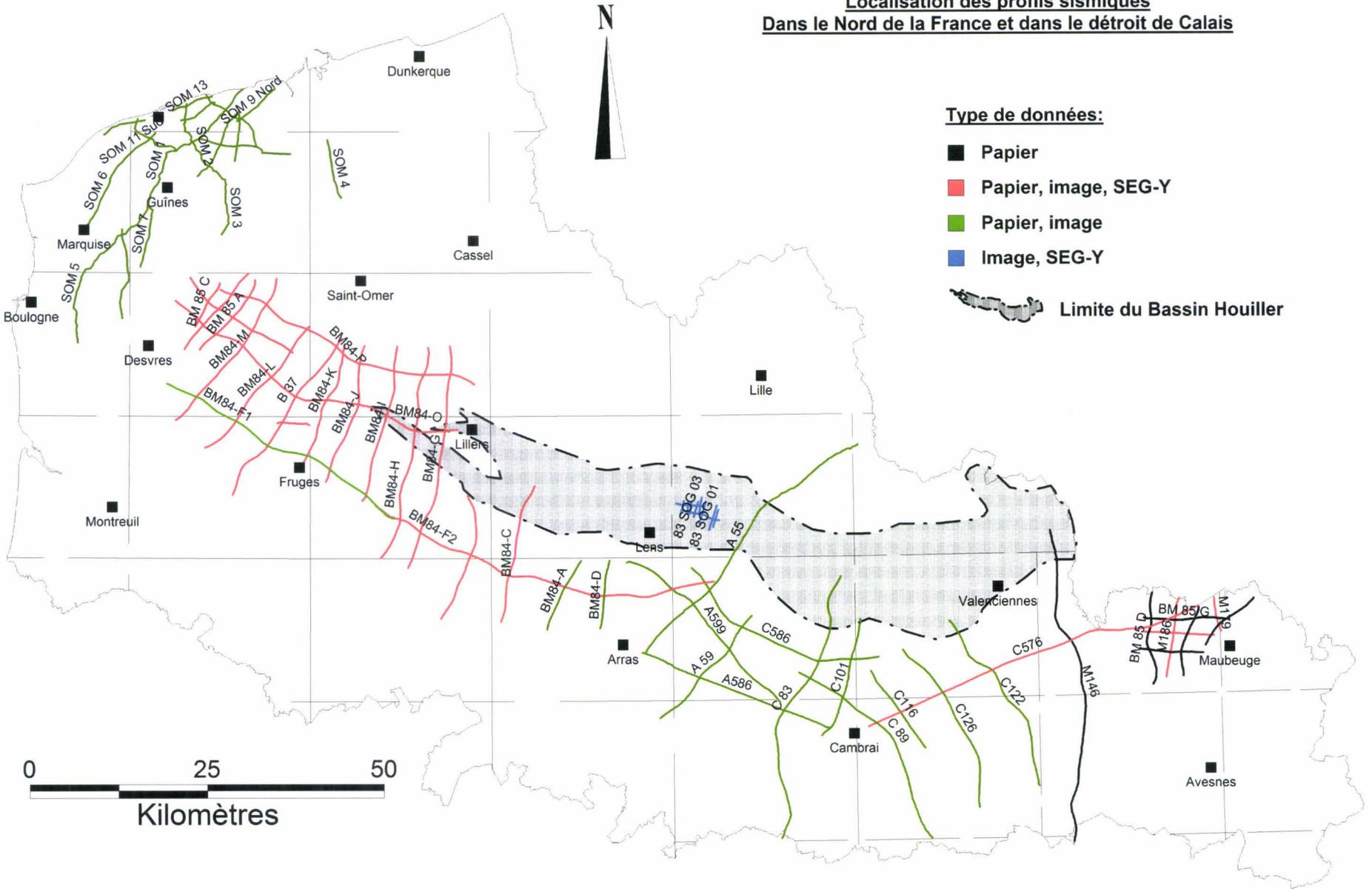


Figure 54: Localisation des profils sismiques dans le Nord de la France.

Sur la Figure 54, les lignes sismiques n'ont pas toutes les mêmes couleurs, car nous ne les possédons pas toutes au même format. Les lignes en noir sont celles que nous ne possédons qu'au format papier. Pour les vertes, nous avons en plus du papier une image numérique, la plupart du temps scannée, du profil. Les lignes en rouge possèdent un format supplémentaire, le format SEG-Y, qui est l'un des plus utilisés par les compagnies pétrolières pour leurs études sur les bassins sédimentaires et la modélisation de réservoir. C'est aussi l'un des seuls formats lisibles par la plupart des logiciels d'interprétation des pétroliers. Enfin les lignes en bleu n'ont qu'un format image et SEG-Y.

2.2. Description et interprétation des profils

Les profils sismiques ont quasiment tous fait l'objet, en premier lieu, d'une interprétation papier. Seuls les profils du Boulonnais (la série SOM) n'ont pas été interprétés. Pour des raisons de simplification, tous les profils ne vont pas être présentés. Nous allons nous concentrer sur ceux qui sont les plus représentatifs de la géométrie du front en Artois. En effet, tous les profils du Nord de la France, n'ont pas la même qualité. Les versions papier ou image que nous possédons sont parfois inutilisables ou imagent juste une partie des structures. C'est pour cela que nous avons effectué un tri des lignes intéressantes.

Dans le premier chapitre, nous avons décrit les profils sismiques de référence, M146 et C83 (voir localisation sur la Figure 54). Ces profils montrent la géométrie admise du front Varisque dans le Bassin Houiller et sur la bordure Ouest de l'Avesnois. Nous ne reprendrons pas ces profils ici. Nous allons nous attacher à décrire ceux de l'Artois et voir les différences majeures.

2.2.1. Profils transverses

BM84G

Le profil BM84G est le premier profil qui traverse entièrement le front Varisque en Artois. Il est situé à l'extrémité Ouest du Bassin houiller (Figure 54). Il mesure 32,2 km. C'est le plus grand profil transverse que nous étudierons.

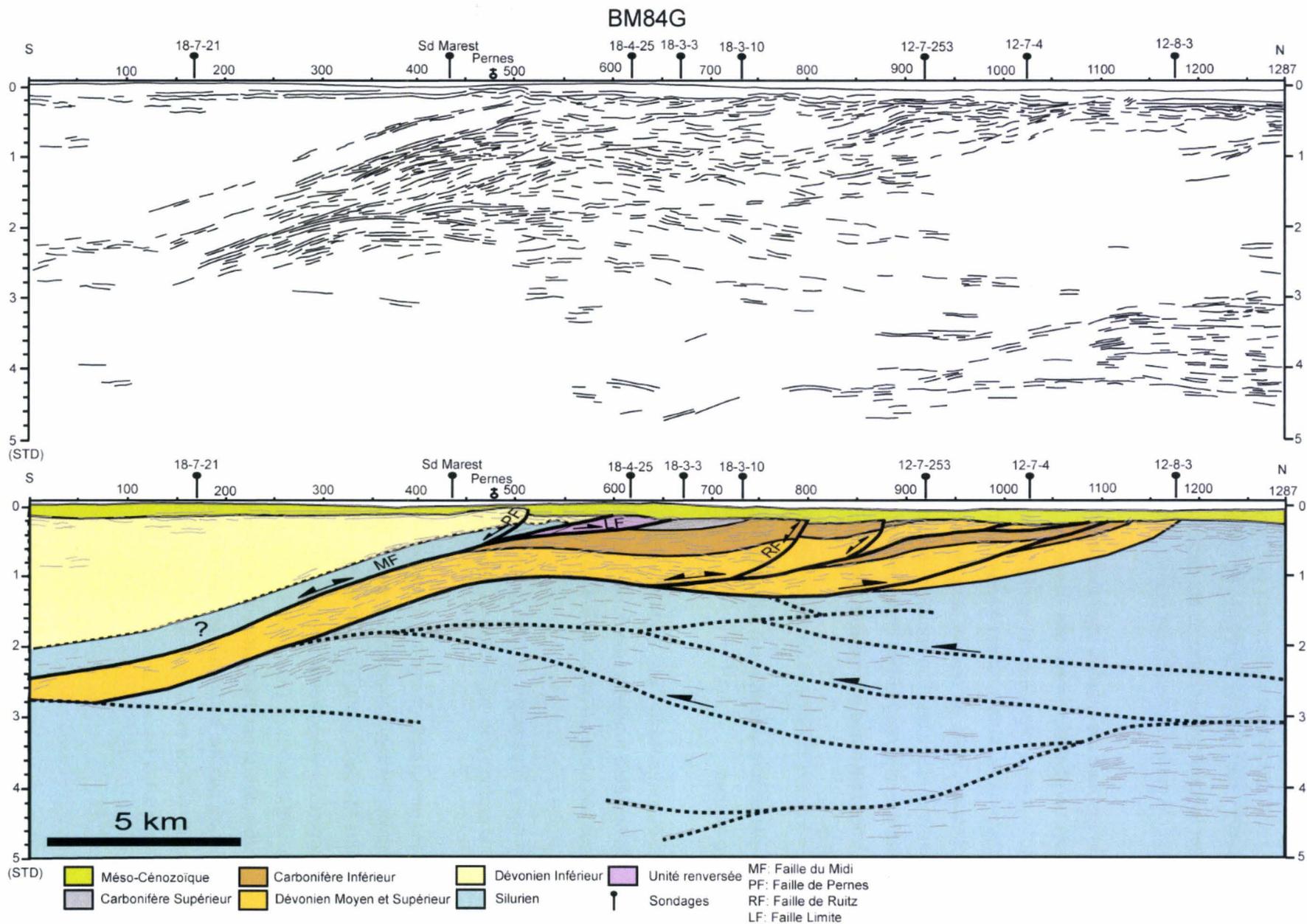
La Figure 55 est un line drawing ainsi qu'une interprétation du profil. Les sondages à proximité du profil ont été projetés sur la coupe. Ils sont extraits de la base de données. Ces sondages ont des profondeurs qui dépassent rarement les 500 m. Il n'existe en effet pas de sondage profond (comme Epinoy ou Jeumont), en Artois. Les interprétations sont donc difficiles à contraindre. Les cartes et la bibliographie locales permettent de pallier à ce problème (carte du Bassin Houiller, écorché géologique par exemple). Sur cette interprétation, on retrouve la Faille du Midi (MF) qui est l'accident le plus tardif. Elle charrie l'allochtone Ardennais, c'est-à-dire, les séries du Dévonien inférieur, sur le parautochtone Brabançon et ses séries du Dévonien Moyen au Carbonifère supérieur, le Silurien représentant le socle du Brabant. On peut noter qu'il existe peut-être, au toit de la Faille du Midi du Silurien. Une roche, assimilée au Silurien, a été rencontrée dans le Sondage de Le Marest (Stièvenard, 1949). Le niveau de décollement basal se fait probablement au niveau du Calcaire Frasnien (Lacquement, 2001). Les éléments marquants sont :

- La réduction significative du nombre des chevauchements dans la couverture Dévono-Carbonifère du parautochtone par rapport à ce qui est connu dans le Bassin Houiller. Cette

réduction peut s'expliquer par la disparition du Bassin Houiller dont le remplissage « schisteux » permet, plus à l'est, un découplage important favorisant l'individualisation des chevauchements.

- Les chevauchements restants délimitent des écailles exclusivement Dévono-Carbonifère Inférieur.
- Les failles de l'Artois (Pernes PF et Ruitz RF) viennent se raccorder à des chevauchements profonds. C'est une notion nouvelle par rapport au coupe de Bouroz (1963). Cet élément est plus en accord avec ce qui est couramment représenté dans la bibliographie. Nous reviendrons dessus dans le dernier chapitre.
- L'unité renversée (CDP 600), qui représente le cœur du Bassin Houiller plus à l'Est, est toujours présente en Artois, mais de façon réduite (en violet sur la figure). Cette réduction peut aussi provenir de la réduction du nombre de chevauchements dans la couverture Dévono-Carbonifère.
- Le pendage de la Faille du Midi est plus important que dans le Bassin Houiller et sur la Bordure de l'Avesnois. Il est cependant difficile de donner une valeur à ce pendage car aucun sondage profond ne permet de contraindre le profil en profondeur. Un calcul rapide sur le profil donne un pendage d'environ 20° si on considère, comme le montre Lacquement (1999), Le Gall (1994) ou encore Raoult (1986), que la Faille du Midi devient quasiment horizontale vers 6 kilomètres de profondeur.
- Le socle du Brabant (Silurien en bleu) est plus proche de la surface, comparé à ce qui est visible sur les profils C083 et M146. Il est en effet à l'affleurement au Nord du profil (sous la couverture Méso-Cénozoïque), à une profondeur maximale d'environ 1.3 seconde temps double (STD) au cœur de la chaîne (CDP 800) et une profondeur de 2.8 STD au Sud (CDP 50). Il remonte même au droit du CDP 500 à une altitude d'environ 1 STD. Dans le Bassin Houiller et en Avesnois, il n'est jamais à l'affleurement. Il atteint une profondeur maximale de 2 à 2.5 STD au cœur du bassin houiller et une profondeur d'environ 3 à 3.2 STD au sud.
- Le socle (Silurien) semble être déformé par plusieurs chevauchements à vergence sud. On le remarque très bien par l'orientation des réflecteurs énergétiques profonds au centre et au Nord du profil. Ces accidents ont donc des vergences opposées à l'orogénèse hercynienne. Ces chevauchements (ou rétrochevauchements) délimitent aussi des écailles et se raccordent au décollement basal hercynien, formant ainsi plusieurs zones en triangle (Butler, 1982, Gidon, 1987). Cet élément contraste totalement avec la géométrie observée dans le Bassin Houiller ou sur la bordure de l'Avesnois.

Figure 55 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique BM84G.

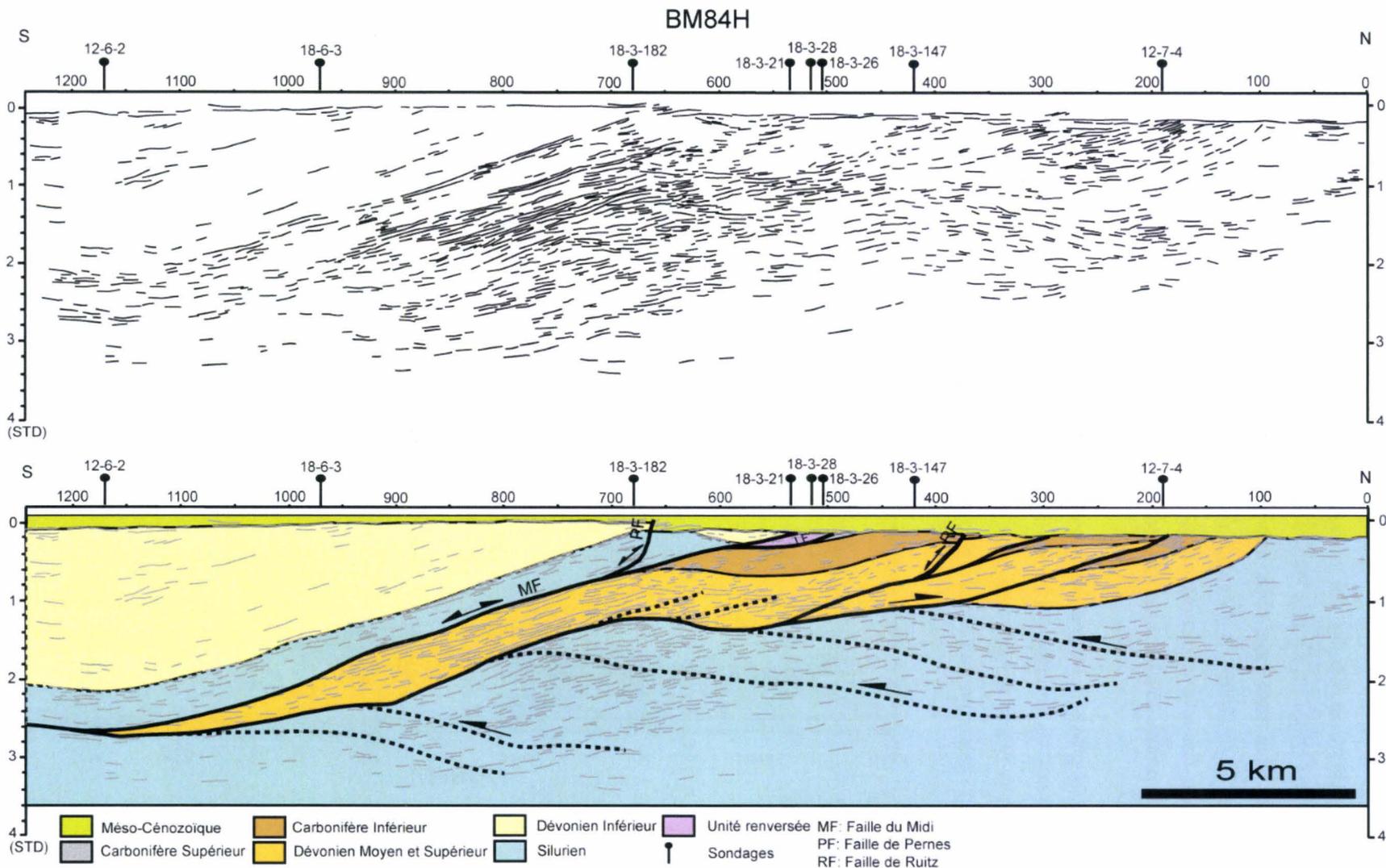


BM84H

Le profil BM84H est localisé sur la Figure 54. Il est juste à l'Ouest du profil BM84G. Sa longueur totale est de 31.1 kilomètres. La Figure 56 présente un line drawing et une interprétation du profil BM84H. Comme sur la figure précédente, les sondages à proximité du profil ont été projetés. Les éléments mis en évidence sur le profil précédent sont une nouvelle fois visibles sur BM84H :

- On retrouve les mêmes chevauchements mis en évidence sur le profil BM84G. Cependant, on note un épaississement des séries du Dévonien Moyen et Supérieur entre le CDP 500 et 650. Nous avons interprété cet épaississement comme le résultat de petites failles Intra Dévonien Moyen et Supérieur. Il est évidemment possible d'interpréter cette zone autrement. En effet, les réflecteurs juste au dessus semblent recouper les failles. Ce sont ces réflecteurs qui donnent la forme concave que l'on souligne très bien sur le line drawing entre les mêmes CDP. Il s'agit peut-être d'un chevauchement intra formation qui pourrait aussi expliquer la variation d'épaisseur.
- L'unité renversée est toujours présente sur le profil. Elle est encore plus réduite que sur le profil BM84G.
- Il est encore possible de raccorder les failles de l'Artois, PF et RF, aux chevauchements en profondeur.
- Le pendage de la Faille du Midi est plus important que dans le Bassin Houiller ou en Avesnois. De la même manière, que sur le profil précédent, en estimant la profondeur de la Faille du Midi, nous calculons un pendage similaire d'environ 20°.
- Le socle Brabançon est plus proche de la surface que sur le C83 et le M146. Il est cependant plus profond que sur le BM84G. Les variations sont de l'ordre de 0.2 STD.
- Les rétrochevauchements profonds sont aussi visibles sur ce profil. Cependant, si les chevauchements affectant la couverture Dévono-Carbonifère peuvent être suivis sans problème, entre les deux profils (84G et 84K), c'est plus compliqué en profondeur. Il est en effet difficile de raccorder les accidents profonds entre eux. Ces variations peuvent être expliquées par la qualité du profil sismique. Deux profils sismiques, même très proches, pourront montrer des géométries différentes. C'est d'ailleurs toute la difficulté de l'interprétation. Dans notre cas, le profil BM84H ne montre pas les structures en dessous de 3.5 STD, alors que le BM84G descend jusque 5 STD. La différence est peut-être là. Néanmoins, les structures chevauchantes profondes sont bien présentes et forment encore des zones en triangles.

Figure 56 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique BM84H.



BM84K

Le profil BM84K est localisé sur la Figure 54. Les profils BM84I et BM84J n'étant pas de bonne qualité, nous avons choisi de ne pas les présenter. La longueur totale du profil est de 18.3 kilomètres. C'est le profil le plus petit que nous interpréterons. Il a déjà fait l'objet d'un traitement et d'une interprétation par Rolin (2000). Il a ensuite été réutilisé, sans réinterprétation, par Mansy (2003). Nous proposons ici une nouvelle interprétation de ce profil qui s'accorde plus avec la géométrie mise en évidence sur les profils voisins. Les réflecteurs profonds n'avaient en effet pas été mis en évidence auparavant.

La Figure 57 présente un line drawing et une interprétation du profil sismique BM84K. Comme sur la figure précédente, les sondages à proximité ont été projetés. Si le profil paraît petit et compact, c'est parce qu'il est à la même échelle que ceux précédemment décrits. A partir de ce profil, nous entrons dans la zone non interprétée de l'écorché géologique infra-mésozoïque des pétroliers (C.F.P. (M), 1965).

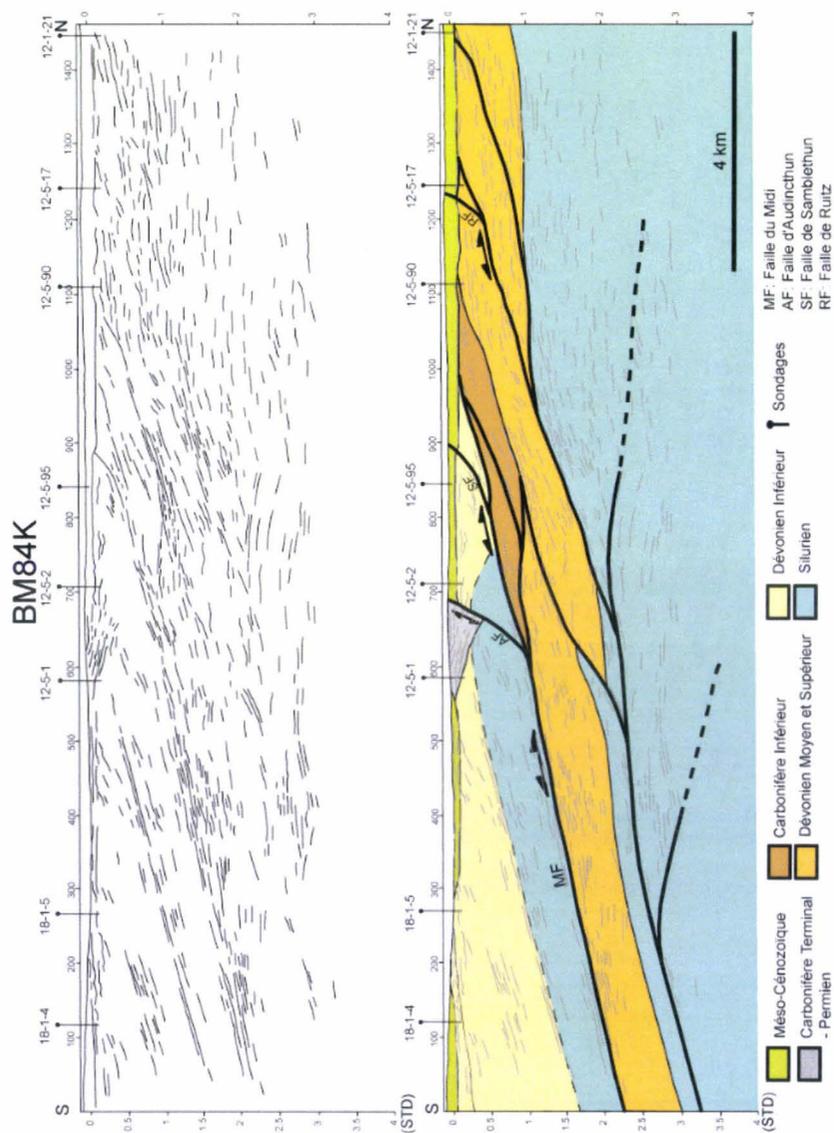


Figure 57 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique BM84K

- Quand on se déplace vers l'Ouest, le Carbonifère Supérieur disparaît complètement. Au Nord du profil, on ne retrouve plus que le Frasnien à l'affleurement, sous la couverture Mésocénozoïque.

On a donc une remontée du socle et de sa couverture. Quand on compare les épaisseurs en Avesnois (Lacquement, 2001) et dans le Boulonnais dans la notice de la carte géologique de Marquise (Mansy *et al.*, 2005), on note une augmentation de l'épaisseur des séries du Dévonien Moyen et Supérieur dans le parautochtone. On remarque aussi cela sur le profil sismique.

- Entre les CDP 600 et 700 le profil image un demi graben, limité au Nord par la faille d'Audincthun. Ce graben est rempli de dépôts d'âge Carbonifère Terminal à Permien (Mériaux, 1961). La géométrie en éventail des réflecteurs, sur le line drawing, montre que le jeu de la faille est contemporain du dépôt (syssédimentaire). Nous reviendrons dessus dans le dernier chapitre.
- L'unité renversée est inexistante. On retrouve le Carbonifère Inférieur directement sous la Faille du Midi.
- En profondeur, et sur la partie Sud (entre les CDP 0 et 700), le chevauchement basal affecte aussi les séries siluriennes. Il est cependant évident que nous ne sommes pas contraints en profondeur. Ce choix provient des chevauchements profonds à vergence Sud qui viennent se raccorder sur le chevauchement basal. Si nous avions considéré que le décollement se faisait toujours entre le Dévonien moyen et le Silurien, une augmentation anormale de l'épaisseur du Dévonien Moyen et Supérieur aurait été dessinée. Dans le but d'essayer au mieux de préserver ces épaisseurs, nous avons donc décalé le décollement dans le Silurien. Un tel changement est tout à fait possible quand on connaît la lithologie du Silurien. En effet, il est composé de puissantes séries d'argilites (schistes) incompetentes. Il est donc très facile de localiser un niveau de décollement dans ces séries.

D'une manière plus générale, le profil BM84K montre les mêmes éléments décrits sur les deux profils sismiques précédents :

- Les failles de l'Artois (Audincthun, Samblethun et Ruitz) viennent une nouvelle fois se raccorder sur des chevauchements profonds. On le voit nettement sur le line drawing et par exemple au droit du CDP 900 pour la faille de Samblethun. De plus, le demi graben, au Sud de la Faille d'Audincthun, avec les dépôts en éventail rappelle la géométrie des dépôts généralement associée aux failles listriques. Ces failles se raccordent à des chevauchements en profondeur.
- Les rétrochevauchements dans le socle ressortent particulièrement bien sur le profil. On les met en évidence par les différences de pendage des réflecteurs de part et d'autre de l'accident.
- Le pendage de la Faille du Midi est très important. Un calcul rapide donne encore un pendage d'environ 20°.

B37

Le profil B37 est situé entre 1 (partie Nord) et 5 kilomètres (partie Sud) à l'Ouest du profil BM84K (Figure 54). Sa longueur totale est de 27.6 kilomètres.

La Figure 58 propose un line drawing et une interprétation du profil B37. Ce profil est assez différent de ceux interprétés plus haut car la Faille du Midi n'est plus facilement identifiable sur le line drawing. Les profils plus à l'Ouest (BM84L, BM84M, ...) présentent le même problème. Les sondages sont alors les seules données disponibles pour localiser la faille. Comme dans le cœur du bassin houiller, nous considérons que la présence du Dévonien inférieur dans le sondage suffit pour dire que celui-ci se situe sur l'allochtone et que la Faille du Midi passe donc plus au Nord. Le Dévonien Inférieur n'ayant jamais été rencontré dans le parautochtone, cette condition devrait suffire. Le problème est que cette zone possède un faible nombre de sondage profond. A cela vient s'ajouter leurs descriptions parfois douteuses (nous l'avons plusieurs fois répété). En bref, les pétroliers n'ont pas interprétés cette zone et il est aisé, aux vues des incertitudes citées de comprendre pourquoi. Si l'attribution stratigraphique est incertaine, la géométrie des ensembles en sismique est mieux contrainte. C'est dans ce sens que nous allons utiliser le profil B37. Nous avons tenté, lors de son interprétation de retrouver les éléments mis en évidence précédemment. Le modèle de géométrie proposé sur les autres profils, mieux contraints, peut s'appliquer sur ce profil.

Les éléments importants sont les suivants :

- La faille du Midi (telle que nous l'avons dessinée) a toujours un pendage fort. Le calcul rapide nous donne entre 18° et 19°.
- L'unité renversée n'existe plus non plus sur ce profil.
- Les failles de l'Artois sont moins identifiables sur ce profil. Cela vient du fait, qu'elles ne sont quasiment plus visibles à l'affleurement. Elle ne décale peut-être plus le toit du Paléozoïque comme sur les autres profils. Cependant, la couverture Méso-Cénozoïque s'épaissit toujours vers le Nord et le toit du Paléozoïque est plus haut au centre du profil (entre le CDP 400 et 650) qu'à ces extrémités. Les failles ne s'expriment donc plus en découpant le Paléozoïque et la couverture, mais en formant des flexures ou de plis forcés au sein de cette même couverture (Everaerts & Mansy, 2001, Mansy *et al.*, 2003b). Nous en avons d'ailleurs la confirmation sur toutes les cartes des toits des séries ainsi que sur le MNT.
- Le socle Silurien est toujours très déformé. Il est possible de mettre en évidence, par des différences de pendage des réflecteurs, des accidents que nous interprétons encore comme des rétrochevauchements.

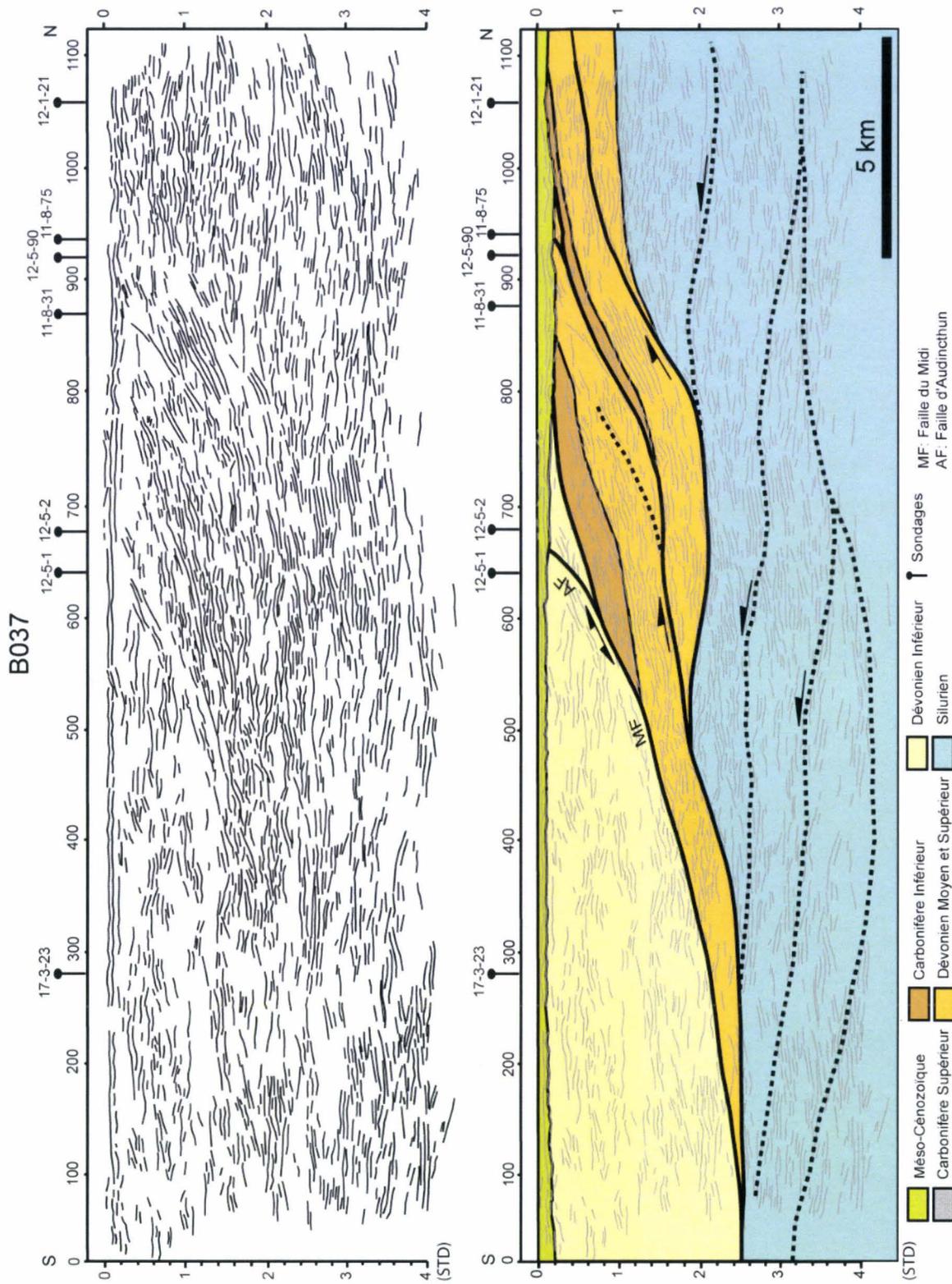


Figure 58 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique B37.

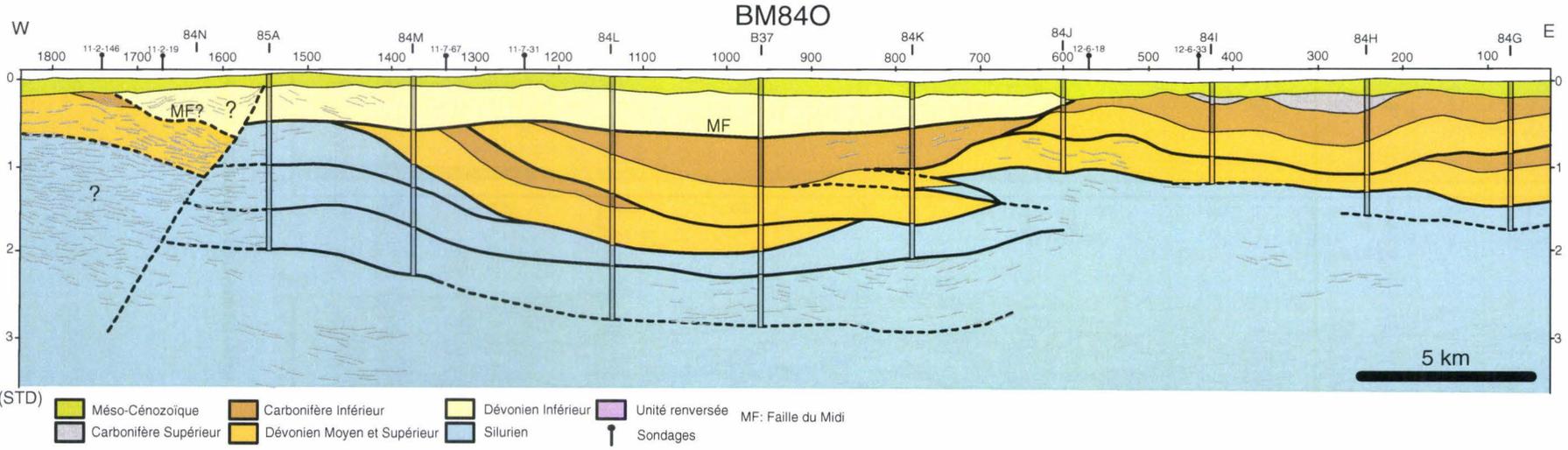


Figure 59 : Interprétation du profil sismique longitudinal BM84O.

Pour contraindre la géométrie que nous avons mise en évidence sur les profils transverses, l'interprétation d'un profil longitudinal, le BM84O, est proposée. Il est nécessaire d'utiliser ces profils pour avoir une vue « 3-D » de la structure et surtout pour contraindre toutes nos interprétations. Le profil BM84O est localisé sur la Figure 54. Il recoupe tous les profils de l'Artois et surtout ceux qui ont été interprétés sans être présentés.

La Figure 59, propose une interprétation du profil sismique longitudinal BM84O. Sur ce profil ont été ajoutés les interprétations des profils perpendiculaires. On retrouve les profils 84G, 84H, 84K et B37 exposés précédemment. Il est généralement difficile d'interpréter géométriquement ce genre de profil sismique, les structures étant compliquées à rattacher latéralement. Il est donc évident que nous ne sommes pas contraints en profondeur sur les différents raccords que nous proposons.

L'interprétation du BM84O est cependant très intéressante. Sur la partie Est (entre les CDP 0 et 600), la Faille du Midi n'est pas présente. Ceci est dû à la forme incurvée du profil 84O qui passe donc au Nord de l'affleurement de la faille à cet endroit. Cette zone présente un chevauchement qui sépare deux unités. La première est constituée de roches Dévono-Carbonifère Supérieur. Elle est charriée sur une unité composée de roches Dévono-Carbonifère Inférieur. L'interprétation de cette partie a été simple car les réflecteurs correspondent parfaitement au tracé que nous proposons. Comme nous l'avons déjà souligné, les profils 84I et 84J n'imagent pas de réflecteurs profonds.

La partie centrale (entre les CDP 600 et 1400) montre une vaste structure synclinale qui est en partie due à la forme incurvée du profil BM84O qui ne recoupe pas les profils transverses aux mêmes endroits. C'est aussi dans cette partie qu'apparaît la Faille du Midi.

Entre les CDP 700 et 800, aux alentours de 1.5 STD, l'interprétation montre une zone assez compliquée qui correspond, sur les profils à des réflecteurs énergétiques, qui semble montrer une zone écaillée latérale permettant d'une part l'augmentation d'épaisseur des séries du Dévonien Moyen et Supérieur et, d'autre part, l'approfondissement du Silurien, sur le profil 84K. Il est aussi à noter que nous ne retrouvons pas le chevauchement qui séparait les deux unités dans la partie Est. Il semble cependant se prolonger en décollement dans la limite Carbonifère Inférieur – Dévonien Moyen et Supérieur. Ce n'est d'ailleurs pas surprenant si on considère encore une fois, les différences lithologiques entre le Famennien schisteux et le Dinantien calcaire. Ce niveau est, comme le passage Silurien - Dévonien Moyen, un niveau propice au découplage et à la rupture. C'est aussi dans cette partie du profil que nous voyons les chevauchements profonds qui écaillent le Silurien. Ils peuvent pratiquement être suivis grâce aux profils transverses.

La dernière partie du profil, la partie Ouest imagent un écaillage important du Silurien (CDP 1500) qui se retrouve, d'après notre interprétation, juste au dessous de la Faille du Midi. Plus à l'Ouest, il devient difficile de suivre ces écaillures siluriennes. Elles semblent en effet venir s'arrêter sur une faille à pendage Ouest. Cette faille aurait un jeu normal et affaiblirait tout le bloc ouest, décalant ainsi la Faille du Midi et les écaillures siluriennes en profondeur. C'est le sondage 11-2-146 qui nous oblige à interpréter l'extrémité du profil de cette manière. Il atteint en effet le Calcaire carbonifère. Cette zone est très intéressante car l'écaillage Silurien peut correspondre au Dôme de Saint-Omer dont nous aurions enfin une image structurale. Ce dôme a été décrit par Becq-Giraudon comme étant un haut-fond, comparable à celui de Marchiennes dans le Bassin Houiller (voir la dernière partie). Ces haut-fonds, transverses par rapport aux structures majeures, joueraient le rôle de barrières naturelles paléogéographiques, influençant les dépôts Namuro-Westphalien (Becq-Giraudon *et al.*, 1982, Becq-Giraudon, 1983). La faille limitant à

l'Ouest ce haut-fond pourrait aussi correspondre à la faille imagée sur l'écorché géologique des pétroliers (C.F.P. (M), 1965). Cette faille aurait un rôle primordial sans la structuration du Boulonnais car elle séparerait le pays Silurien de la Plaine des Flandres, du Boulonnais avec les séries Dévono-Carbonifère Supérieur. Elle pourrait aussi influencer, plus tardivement, l'individualisation du Golfe du Boulonnais et donc la limite des dépôts Jurassique.

3. Données gravimétriques

3.1. Quelques rappels de base

Le but de cette partie n'est pas de faire un cours sur la gravimétrie mais de rappeler les principales formules qui régissent la compilation et l'interprétation de ces données.

Les études gravimétriques découlent de l'étude du champ gravitationnel de la Terre, un sujet qui intéresse les géodésistes pour la détermination de la forme de la Terre. La Terre n'étant pas une sphère parfaitement homogène, l'accélération gravitationnelle n'est pas constante sur la surface de la Terre (Telford *et al.*, 1990).

La magnitude de l'accélération de la pesanteur dépend de cinq facteurs : la latitude, l'altitude, la topographie des terrains environnants, les marées terrestres et les variations de densité en subsurface. Les études gravimétriques sont rendues possible grâce aux anomalies, qui sont dues à ce dernier facteur. Ces anomalies sont généralement plus petites que celles dues aux changements d'altitude et de latitude et plus grande que celles dues aux effets des marées et à la topographie. Pour avoir accès à ces anomalies, on définit deux surfaces pour représenter la forme de la Terre.

La première est l'ellipsoïde de référence. C'est un ellipsoïde qui « approxime » le niveau moyen des mers auquel les continents seraient enlevés. Elle représente en fait la surface équipotentielle de la gravité qu'aurait une terre uniforme. Cette ellipse est théorique. Elle est calculée et dépend de la latitude (Telford *et al.*, 1990).

La deuxième surface que l'on définit est le Géoïde. Il représente la surface équipotentielle actuelle des océans au repos. Sur les continents, le géoïde correspond à la surface définie par l'eau contenue dans un canal étroit reliant les océans de part et d'autre du continent (Blakely, 1996, Chouteau, 1999).

A cause des variations géologiques latérales, Le Géoïde et l'ellipsoïde de référence ne coïncide pas. Les anomalies de masse locale déforment le géoïde (Figure 60). Le géoïde est déformé vers le haut sous les continents à cause des matériaux au dessus et déformé vers le bas sur les océans du fait de la faible densité de l'eau (Telford *et al.*, 1990). Les différences d'altitude entre ces deux surfaces excèdent rarement 100 m et sont généralement en dessous de 50 m.

Pour isoler les anomalies dues aux variations locales de densité par rapport aux autres champs, il faut appliquer une série de corrections à la gravité observée. Dans notre étude, nous allons utiliser trois types de données gravimétriques, l'anomalie de Bouguer, le gradient vertical et horizontal de cette anomalie.

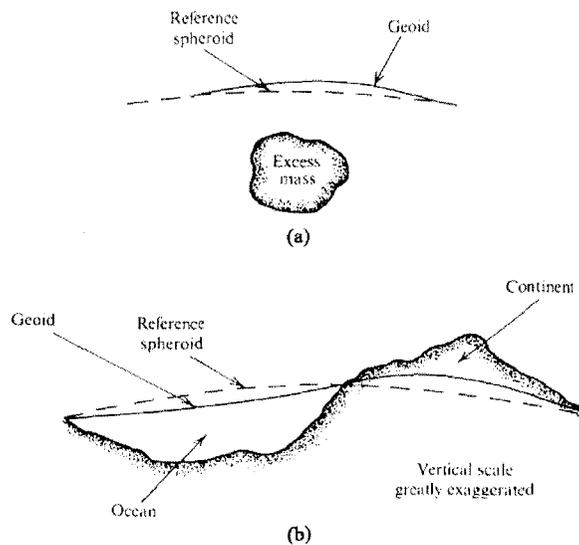


Figure 60: Comparaison entre le géoïde (Geoid) et l'ellipsoïde de référence (Reference spheroid). (a) variation du géoïde due à un excès de masse locale. (b) Variations à une plus large échelle. (Blakely, 1996).

3.2. Anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer représente une série de correction à appliquer à l'accélération de la pesanteur observée à la station de mesure. Elle reflète les masses de densité inférieure ou supérieure à 2.67 g.cm^{-3} , cette densité étant celle moyenne de la Terre. Nous n'allons pas ici décrire et développer toutes les équations des corrections intervenant dans le calcul de l'anomalie de Bouguer. Nous allons simplement en donner des résumés simplifiés et expliquer quelle est la part des variations de densités dans cette anomalie. L'anomalie se décrit par l'équation suivante (Telford *et al.*, 1990, Blakely, 1996, Chouteau, 1999):

$$\Delta g_B = g_{obs} - g_t + (\Delta g_L + \Delta g_h - \Delta g_P + \Delta g_T)$$

g_{obs} correspond au g mesuré à la station de mesure

g_t correspond au g théorique.

Δg_L , Δg_h , Δg_P , Δg_T sont les corrections à appliquer.

Correction de latitude (Δg_L) :

La correction de latitude tiens compte des variations de g avec la latitude, dues à la rotation de la terre et à son aplatissement.

$$\Delta g_L = 0,081 dl \sin 2 \varphi \text{ mGal}/100 \text{ m} ; (N \rightarrow S)$$

dl correspond à un déplacement sur un méridien $\approx R_{\text{équatorial}} d \varphi$

φ est la latitude. Cette correction est positive pour un déplacement du Nord vers le Sud.

Correction d'altitude (Δg_h) :

Les lectures gravimétriques ne sont pas forcément prises au dessus d'un terrain plat. Or, plus on se rapproche du niveau de référence, plus g augmente. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui ne sont dues qu'à la position de la station et non pas à des hétérogénéités du sous-sol. Il faut donc faire un ajustement d'altitude entre le g_{obs} et le Géoïde.

$$\Delta g_h = 0.3086 h \text{ mGal/m } (h > 0)$$

h est l'altitude en m.

Correction de plateau (Δg_P) :

La correction de plateau tient compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure. Elle correspond à l'anomalie que créer un plateau infini de densité et d'épaisseur homogènes. Cette anomalie introduit les variations de densité dans notre calcul. Elle est donnée par :

$$\Delta g_P = - 0.04191 \rho_B h \text{ mGal/m } ; (h > 0)$$

Avec ρ_B , la densité présumé de la croûte terrestre ($\rho_B = 2.67 \text{ g.cm}^3$) et h , l'épaisseur en m du plateau.

Correction de terrain (Δg_T) :

La correction de terrain est un peu particulière. Elle permet de rendre compte des irrégularités topographiques à proximité de la station de mesure. Ces ondulations topographiques (collines ou vallées) affectent la mesure gravimétrique dans le même sens, c'est-à-dire qu'elles augmentent la mesure quand la topographie augmente (et inversement), la correction de terrain devant être additionnée à la mesure. Il y a plusieurs méthodes pour calculer la correction de terrain. Toutes demandent une connaissance détaillée du relief près de la station de mesure.

Dérive de l'appareil :

Après toute les corrections que l'on vient de voir, il en reste une à apporter. Ce n'est pas une correction due à un phénomène géologique ni au positionnement de l'appareil de mesure, elle est liée à l'appareil lui-même. Quand on effectue une série de mesures, l'appareil « se fatigue » et perd donc en précision sur les mesures. C'est pour cela que l'on effectue les mesures en boucle, c'est-à-dire, qu'on refait toujours une mesure à la première station, en fin de campagne. Les valeurs numériques que l'on obtient sont la plupart du temps différentes. Comme on connaît le temps mit à faire les mesures et la différence entre les mesures à la première station, on peut en déduire un taux de dérive (en division par minute) et ainsi corriger les autres (Chouteau, 1999).

3.3. Gradients de l'anomalie de Bouguer

Les opérations mathématiques (conversion, filtrage, dérivée) sur les variables géophysiques sont connues depuis plusieurs années. Elles permettent, la plupart du temps, de faire ressortir ou d'atténuer le signal obtenu. Une des méthodes utilisées en gravimétrie, consiste à calculer les gradients de l'anomalie

de Bouguer. Dans cette partie, nous allons expliquer de manière succincte, les méthodes d'obtention et les éléments d'interprétation que mettent en évidence les gradients horizontaux et verticaux de l'anomalie de Bouguer.

3.3.1. Gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer

Le gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer est la méthode la plus simple des deux méthodes expliquées. Il s'agit de la racine carrée de la somme des carrés des dérivées partielles de l'anomalie en X et en Y (Blakely, 1996, Everaerts & Mansy, 2001). Autrement dit:

$$H(x, y) = \sqrt{(\partial g_{(x, y)} / \partial x)^2 + (\partial g_{(x, y)} / \partial y)^2} \text{ mGal/m}$$

Avec g, l'anomalie de Bouguer.

Cette méthode, sous cette formule assez compliquée, se révèle être l'une des méthodes les plus utiles en gravimétrie. Elle est utilisée pour mettre en évidence les changements abrupts de densité. En effet, le champ gravimétrique, au dessus d'un contact vertical mettant en présence des roches de densité différentes, présente un bas du côté des roches de faible densité et un haut, du côté des roches de hautes densité, le point d'inflexion se trouvant à l'aplomb de ce contact vertical. Lorsqu'on applique cela à une carte d'anomalie, les maxima du gradient horizontal ont tendance à s'aligner sur ces changements abrupts de densité, matérialisant, la plupart du temps des failles. Si les failles ont un pendage, les maxima se déplaceront du côté du pendage (Grauch & Cordell, 1987, Blakely, 1996, Everaerts & Hennebert, 1998, Everaerts & Mansy, 2001).

Les cartes du gradient horizontal se lisent donc comme des cartes structurales où les anomalies positives représentent des contacts verticaux ou subverticaux entre des roches de densités différentes.

3.3.2. Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer

Le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer est la dérivée première verticale de l'anomalie. Elle agit comme un filtre passe-haut, les hautes fréquences étant amplifiées. Le signal haute fréquence correspond aux variations de densité des roches qui se trouvent près de la surface. La carte du gradient vertical permet donc de mettre en évidence les frontières lithologiques peu profondes et donc les grandes entités lithostratigraphiques. Elle permet aussi d'atténuer, voire de supprimer, la composante régionale du champ qui déforme et parfois masque les relations entre la géologie d'un socle peu profond et la forme des anomalies.

Sur les cartes, les zones positives traduisent la présence de roches ayant une densité supérieure à la moyenne et inversement. Les zones en surrection (zones positives) montre les endroits où le socle est plus dense et plus proche de la surface, ou encore recouvert par une couverture de faible épaisseur. Inversement, les zones en dépression (zones négatives) indiquent un socle moins dense ou une couverture plus épaisse (Marson & Klingele, 1993, Everaerts & Hennebert, 1998, Everaerts & Mansy, 2001).

Les cartes du gradient vertical doivent être regardées comme une carte de Bouguer classique, c'est-à-dire une image des variations de densité des roches sous-jacentes. Cependant, les limites des lithologies sub-affleurantes y seront définies avec plus de précision (Everaerts & Hennebert, 1998).

3.4. Cartes gravimétriques du Nord de la France

Dans cette partie, nous allons montrer les cartes de l'anomalie de Bouguer et des ses gradients verticaux et horizontaux. Plusieurs zones ont déjà fait l'objet d'études plus précises. Nous essayerons donc de donner les éléments les plus importants en faisant ressortir les nouveautés. Ces cartes ont été réalisées à l'aide des données de Michel EVERAERTS (Observatoire Royal de Belgique).

3.4.1. Anomalie de Bouguer

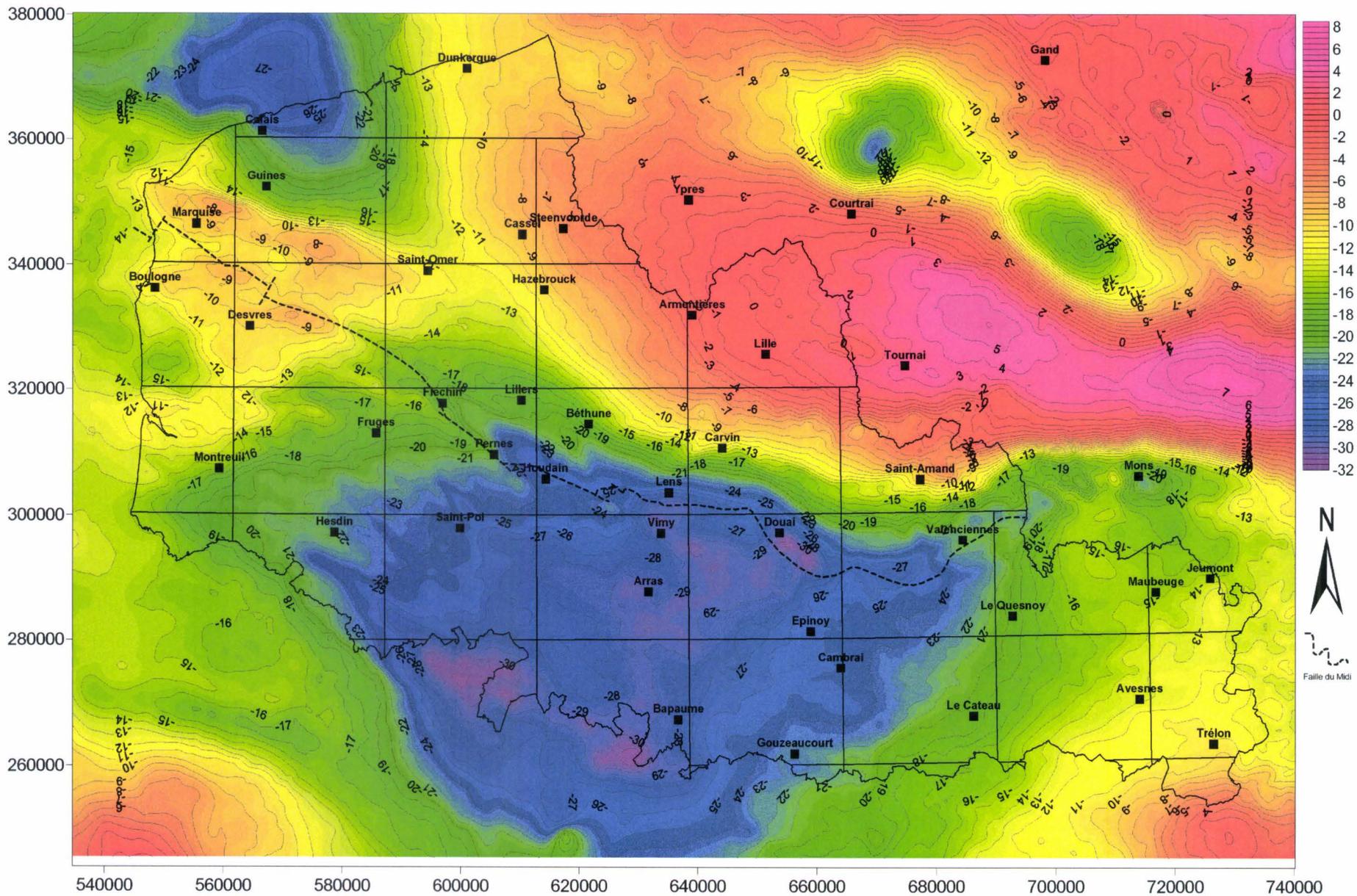
Sur la Figure 61, nous avons superposé la carte de l'anomalie de Bouguer au découpage des cartes géologiques de la région. Plusieurs éléments ressortent de cette carte.

D'après la carte, la zone d'étude semble découpée en deux parties. Au NE, une zone à forte anomalie qui s'étend depuis le bord Est de la carte jusqu'aux environs de Lille, Steenvoorde et Dunkerque. L'anomalie de Bouguer y est comprise entre -8 mGal à Steenvoorde pour atteindre +7 mGal au NE de Mons. Au sein de cette zone, une dépression importante est visible. Elle correspond à « l'anomalie de Bouguer négative des Flandres » et semble s'individualiser en deux parties distinctes. Cette anomalie est générée par la présence d'un massif granitique profond (Everaerts *et al.*, 1997, Everaerts & Hennebert, 1998, Mansy *et al.*, 2003b). Cette zone à forte anomalie est séparée du reste de la carte par un fort gradient (les courbes de niveaux sont rapprochées). On le voit très bien sur la ligne Lille – Carvin - Vimy ou au Nord de Mons. Ce fort gradient, correspond à la limite sud du Massif du Brabant (« Pays Silurien »), qui s'enfonce progressivement vers le sud, ainsi qu'au passage des séries carbonatées du Viséen – Tournaisien denses au argilites Namuro-westphalienne moins denses du Bassin Houiller du Nord (C.F.P. (M), 1965, Debégliá & Didoski, 1981, Everaerts & Hennebert, 1998).

Au sud de ce gradient, on note une vaste zone globalement négative (en bleu et violet sur les cartes de Saint-Pol, Arras, Douai, Cambrai et Bapaume). La forme de cette anomalie à l'Ouest est directement corrélable avec la forme du bassin allochtone sur la carte de l'écorché des pétroliers (C.F.P. (M), 1965). Elle semble aussi se découper en trois linéaments (Debégliá & Didoski, 1981, Minguely *et al.*, 2006). Le premier est au sud de la ligne Hesdin – Bapaume, le deuxième sur la ligne Saint-Pol – Arras – Cambrai et le dernier sur la ligne Lens – Douai – Valenciennes. Au niveau de ces linéaments s'individualisent de petites anomalies ponctuelles (jusque -32 mGal au sud de Bapaume et Doullens). Ces linéaments ont des orientations concordantes avec celles des structures majeures dans la région à savoir N110° – 130°. Quand on compare cette carte à celle du toit du Paléozoïque, on voit que les courbes d'isovaleurs de l'anomalie de Bouguer ne suivent pas celle de l'altitude du toit du Paléozoïque. C'est donc que l'anomalie n'est pas liée au remplissage sédimentaire mais plutôt à la nature du socle. Sur la carte de la géologie du socle (C.F.P. (M), 1965), on voit que l'anomalie sur la ligne Lens – Douai – Valenciennes et plus précisément au niveau de la « Anse de Valenciennes » est directement

superposable au bassin houiller. L'anomalie s'explique donc par la puissance importante des séries Namuro-wesphaliennes peu denses du bassin houiller. Il en est de même pour celle située le long de la ligne Hesdin – Bapaume. Les invaginations de l'anomalie correspondent parfaitement à des petits bassins Namuro-Westphalien (Debégia & Didoski, 1981, Minguely *et al.*, 2006).

Figure 61 : Carte de l'anomalie du Bouguer dans le Nord de la France.



Il est à noter, qu'au niveau de la carte de Doullens (au sud de Saint-Pol), des sondages des HBNPC ont rencontré des roches volcaniques (« complexe éruptif et roches éruptives d'après les houillères ») datées du Carbonifère – Permien. Nous sommes donc peut-être en présence d'un petit bassin Permien qui pourrait aussi générer une partie de l'anomalie. Cependant, il faudrait que la densité de ces roches soit plus légère que celle de l'encaissant comme on a une dépression négative. Les rhyolites, d'une densité de 2.3 à 2.4 g.cm⁻³, pourraient convenir (Donsimoni, 1989). Sur le dernier linéament (Saint-Pol – Arras – Cambrai), la carte géologique au toit du Paléozoïque ne montre pas de petit bassin Namuro-westphalien. La dépression est donc plutôt due à des causes régionales, l'origine de cette anomalie étant à aller chercher plus profondément.

Même si localement, les dépressions ponctuelles peuvent être expliquées par la présence de bassins en surface à remplissage moins dense, ce ne sont pas ces petits bassins qui expliquent l'anomalie dans sa globalité. Vu de la grande longueur d'onde de celle-ci, il y a certainement des causes plus profondes qui sont à prendre en compte. On sait qu'il existe sous la faille du Midi, les séries houillères. Leur extension vers le sud n'est, a priori pas aussi étendue que ce que montre l'anomalie. Si ce houiller, sous la Faille du Midi, est responsable d'une partie de l'anomalie qu'en est-il pour les zones plus au sud ?

Au SE de la carte, nous voyons une culmination de l'anomalie (à l'extrémité de la carte). Cette anomalie correspond au Massif de Rocroi dont les roches cambriennes denses sont à l'affleurement (Debéglija & Didoski, 1981). Le contraste de densité par rapport à l'encaissant (le Cambrien étant plus dense que les reste) permet de visualiser ce massif. Un autre élément est aussi visible. Si on compare les courbes d'isovaleurs de l'anomalie de Bouguer à celles du toit du Paléozoïque, au niveau du Bassin de Mons et de l'Avesnois (cartes de Le Quesnoy, Avesnes, Maubeuge et Trélon), on voit qu'elles ont la même orientation et qu'elle dessine plus ou moins les mêmes formes. Cela veut dire que c'est le remplissage sédimentaire qui crée l'anomalie et non la nature du socle Paléozoïque. Pour l'Avesnois, le Paléozoïque à l'affleurement s'enfonce progressivement vers l'Ouest sous la couverture. Cette couverture sédimentaire étant plus légère, l'anomalie décroît donc vers l'Ouest. On voit très bien cela sur la carte (Minguely *et al.*, 2006). Pour le Bassin de Mons, l'anomalie nous montre aussi très bien les différentes « cuves houillères » (dépression de faible extension) comme par exemple la Cuve de Mons ainsi que les dômes séparant ces cuves (Everaerts & Hennebert, 1998).

Au NW, une dépression dans l'anomalie est visible. Son centre est situé au large de la ville de Calais. Une première interprétation des pétroliers (C.F.P. (M), 1965) explique cette anomalie par la présence d'un batholite de granite en profondeur comme ceux localisés au sein du Massif du Brabant (voir plus haut). Comme les granites ont généralement des densités de l'ordre de 2.6 g.cm⁻³, ils sont plus légers que l'encaissant. Cependant, Debéglija et Didoski (1981) souligne que la signature magnétique des granites n'est généralement pas celle observée à cet endroit. En effet, une anomalie magnétique positive se surimpose. Les granites étant non magnétiques, cette hypothèse est donc à écarter. Ceci les a amenés à proposer avec l'appui de l'écorché géologique des pétroliers, la présence d'un bassin, assez localisé, de sédiments légers dévono-carbonifères. Everaerts et Mansy (2001) montre par le calcul qu'un tel bassin est possible. C'est aussi au niveau de Calais, que l'on a une augmentation assez conséquente de l'épaisseur de craie. Nous avons peut-être là le résultat de l'effet combiné de deux bassins. Cependant

l'anomalie magnétique reste toujours à expliquer. Debéglija et Didoski (1981) propose donc la présence d'un corps profond magnétique pouvant s'apparenter à des roches basiques dans le socle cristallin sous le bassin paléozoïque. Il faut cependant noter que, dans la colonne stratigraphique régionale, les seules roches magnétiques susceptibles de créer cette anomalie sont les roches cambriennes de la Formation de Tubize en Belgique (De Vos *et al.*, 1992, Everaerts *et al.*, 1997, Everaerts, 2000, Minguely *et al.*, 2005). Cependant, si ces roches sont présentes partout, pourquoi n'avons-nous pas plus d'anomalie magnétique similaire à celle de Calais dans le reste de la région? La réponse est peut-être dans la nature de ses roches. Des hétérogénéités des propriétés géophysiques (variation latérale de la susceptibilité magnétique par exemple) peuvent exister au sein de cette série (De Vos *et al.*, 1992). De telles variations peuvent tout à fait expliquer l'anomalie que nous voyons.

Au sud de cette anomalie gravimétrique un fort gradient est visible. Ce gradient délimite la dépression d'une zone haute centrée sur le Boulonnais. La pente la plus importante est située entre Guînes et Marquise. Ce gradient indique le passage d'une discontinuité structurale, qui se poursuit jusque Saint-Omer. C'est la faille de Landrethun (ou la flexure de Landrethun). Elle sépare le Paléozoïque affleurant juste au NE de Marquise, de la plaine des Flandres où les séries crétacées et tertiaires s'épaississent assez rapidement. On voit bien cette remontée sur la carte des isohypses du toit du Paléozoïque. Dans sa globalité, la forme de l'anomalie du Boulonnais correspond presque au tracé des contours géologiques du Jurassique à l'affleurement. Quelle est la cause de cette anomalie? Comme le Paléozoïque est, dans cette zone assez profond (sauf pour le Massif de Ferques au Nord de la ville de Marquise). Il donc est peu probable que ce soit la nature de ce socle qui influence l'anomalie. Il faut donc se pencher sur la couverture. Comme nous l'avons déjà dit, le Boulonnais présente d'épaisses séries Jurassique. Ces ensembles étant pour la plupart constitués d'argile, de calcaire et de grès, leurs densités ne sont pas assez élevées pour contraindre l'anomalie que nous observons. La solution est donc ailleurs. Nous savons qu'au niveau de la boutonnière, les séries du Crétacé au Tertiaire n'existent quasiment pas (il y a quand même quelques buttes de Wealdien). Ces séries étant particulièrement peu denses, leur absence peut jouer un rôle important dans l'anomalie. Et c'est de cette manière que nous expliquons la culmination de l'anomalie dans la zone. Un autre problème apparaît alors. Pourquoi l'anomalie dans l'Avesnois n'est pas plus marquée du fait de l'affleurement des séries paléozoïques dans cette région? La solution se trouve dans la nature de ces séries. Dans cette zone, ce sont les formations carbonifères et dévoniennes qui affleurent. Comme les différences de densités avec les roches environnantes ne sont pas assez importantes, l'anomalie n'est donc pas assez marquée.

3.4.2. Gradient vertical de l'anomalie de Bouguer

Comme nous l'avons déjà dit, le gradient vertical de l'anomalie de Bouguer permet de faire ressortir les anomalies de hautes fréquences qui correspondent aux variations de densité des roches près de la surface. On peut donc mettre en évidence les frontières lithologiques en atténuant la composante régionale du champ.

Sur la Figure 62, le Massif du Brabant ressort bien tout comme les granites au Nord et à l'Est de Courtrai dont on peut d'ailleurs préciser la géométrie (Everaerts *et al.*, 1997). L'autre élément qui ressort bien de cette carte est la zone déprimée (en bleu) qui s'étend depuis Mons, Valenciennes, Douai, Lens et

jusqu'à Hesdin. Nous voyons que la limite Sud de cette dépression correspond exactement à la trace de la Faille du Midi. Cette anomalie correspond donc aux séries peu denses des bassins houillers du Nord et du Hainaut (Everaerts & Hennebert, 1998). Cette visualisation du houiller est vraiment exceptionnelle car il est possible de définir sa forme avec beaucoup de précision. On retrouve d'ailleurs les « cuves » et zones hautes du Bassin de Mons.

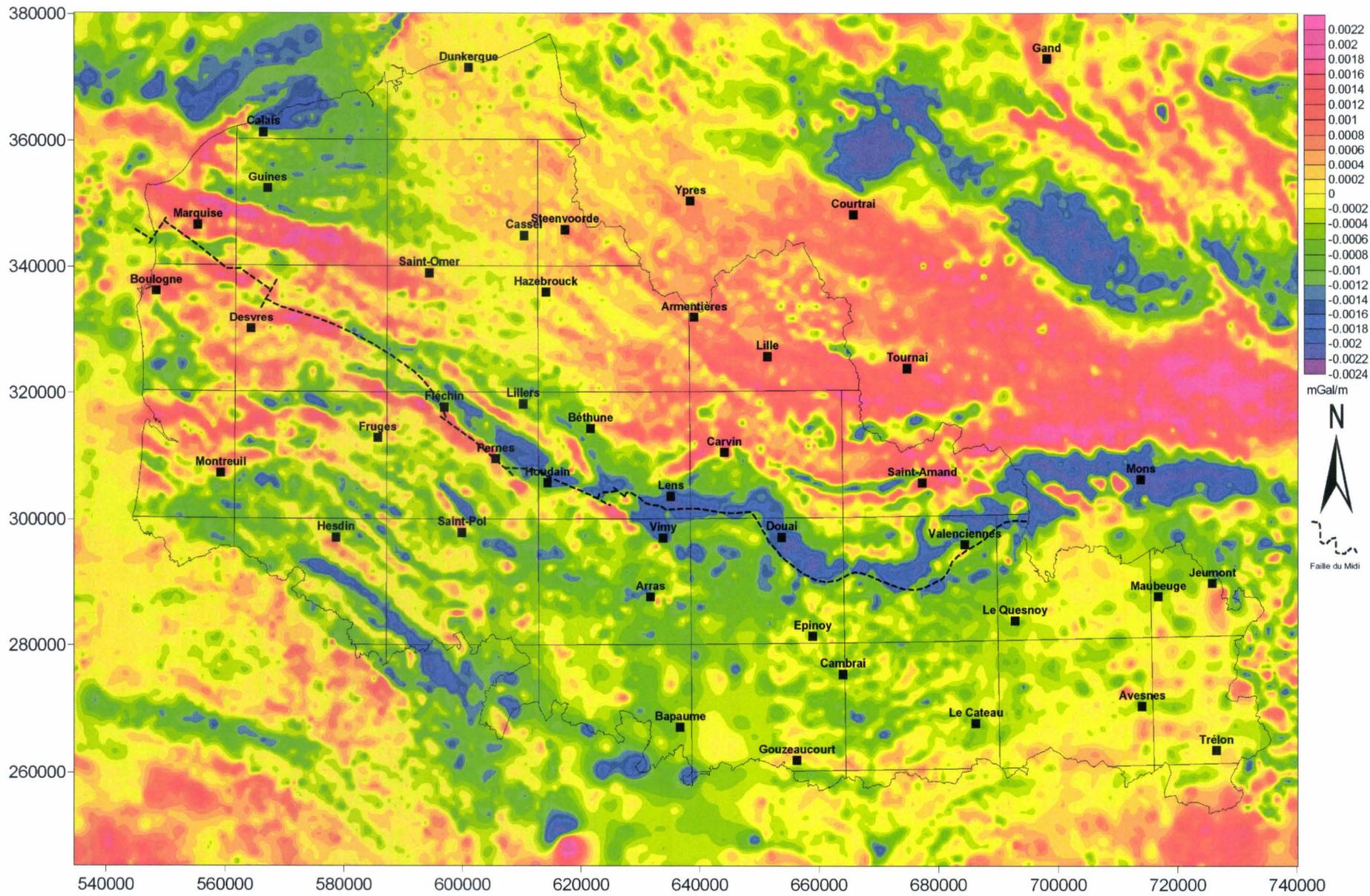
La limite Nord de cette vaste anomalie correspond à la limite du bassin houiller. Si on regarde la carte géologique des pétroliers nous voyons que cette limite se superpose au passage des séries du Namuro-westphalien aux séries calcaire du Dinantien (Tournaisien et Viséen).

En Artois, au NW Fléchin d'abord, on remarque la présence de quelques petites anomalies ponctuelles toujours localisées au Nord de la trace proposée de la Faille du Midi. Il est possible que ces ponctuations montrent les dernières occurrences des séries houillères et la limite d'extension Ouest du bassin. Cette extension a fait débat pendant de nombreuses années car on retrouve du houiller dans le Boulonnais. Certains pensaient qu'il existait un lien entre ces deux bassins. Sur l'écorché géologique d'ailleurs, la zone entre le Boulonnais et l'Artois n'est pas dessinée. La carte du gradient vertical montre qu'a priori, aucun lien n'existe entre ces deux bassins.

En se déplaçant vers le SW (Fléchin, Lillers, Pernes, Houdain et Béthune), on note que l'anomalie du bassin houiller est encadrée, par deux linéaments positifs, orientés N110-130°, qui correspondent à ux failles de l'Artois qui rappelons le, sont des failles inverses qui font remonter le Paléozoïque en surface, et notamment à Fléchin, Houdain et Pernes (Gosselet, 1908, Bouroz, 1956). La faille la plus au sud, la faille de Pernes, semble débiter un peu à l'Ouest de Houdain et se terminer au NNW de Fruges où l'on perd sa trace. Pour celle au Nord, la Faille de Ruitz, elle semble débiter au Nord de Fléchin pour peut-être se terminer au SSE de Vimy. Il est possible cependant qu'elle s'arrête ou traverse l'anomalie du bassin houiller pour se continuer ensuite vers l'Est. Nous y reviendrons quand nous aborderons le gradient horizontal (partie suivante).

Si on revient sur la grande dépression que nous avons vue sur la carte de l'anomalie de Bouguer (Figure 61 en bleu et violet sur les cartes de Saint-Pol, Arras, Douai, Cambrai et Bapaume), nous remarquons, que cette zone n'est plus présente sur le gradient vertical. On retrouve cependant deux des trois linéaments cités au paragraphe précédent. Nous voyons que l'anomalie de l'axe Lens – Douai - Valenciennes correspond bien aux sédiments légers du bassin houiller. Il en est de même pour l'axe Hesdin – Bapaume où il est possible de bien identifier la forme de chaque bassin Namuro-Westphalien formant l'anomalie. En revanche, comme on l'a signalé précédemment, on ne retrouve presque aucune anomalie sur le dernier axe (Saint-Pol – Arras – Cambrai). Il y a cependant quelques anomalies locales correspondant à de petits bassins dinantiens (C.F.P. (M), 1965) et notamment entre Saint-Pol et Arras. Comme nous l'avons déjà signalé, la vaste anomalie vue sur la carte de Bouguer a donc très probablement une origine plus profonde. Cet élément semble être confirmé d'après la carte du gradient vertical.

Figure 62 : Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer dans le Nord de la France.



Au niveau du Boulonnais, l'anomalie mise en évidence entre Marquise et Saint-Omer est encore présente et elle correspond bien à la culmination, proche de la surface, du Paléozoïque.

Plus au Nord, la dépression centrée au large de Calais est encore visible. Elle semble cependant se découper en deux voire trois parties. La traduction de la vaste anomalie de Bouguer dans cette zone n'aurait donc pas pour origine un seul bassin mais plusieurs petits comme nous le voyons sur le gradient vertical.

Le dernier point qu'il faut souligner concerne une anomalie positive située juste au Nord de la ligne Lens – Carvin. Cette anomalie a une direction N45° qui ressort assez bien sur la carte. Cette direction ne correspond à aucune direction connue. Il est difficile de la rattacher à une structure géologique. Il semble cependant qu'elle s'aligne plus ou moins avec l'Anticlinal Poil d'Ours, une structure ancienne du Bassin Houiller où le Dinantien est à l'affleurement (Becq-Giraudon *et al.*, 1982, Becq-Giraudon, 1983). Il faut aussi noter que cette structure est légèrement visible sur l'anomalie de Bouguer (Figure 61).

3.4.3. Gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer

Le gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer met en exergue les changements abrupts de densité. Ces variations sont généralement dues à la présence de discontinuités comme les failles ou les chevauchements. Sur la Figure 63, les anomalies en rouge et rose, correspondent à des discontinuités.

La carte du gradient se découpe en quatre zones présentant plus ou moins d'anomalies. La première, au Sud, s'étend depuis l'Avesnois (Jeumont, Trélon) jusqu'en Artois (Fruges, Hesdin). Elle est assez pauvre en anomalies. On note cependant quelques anomalies ponctuelles. Elle correspond à l'allochtone Ardennais avec ses puissantes séries dévonniennes. Le second ensemble s'étend depuis Mons à l'Est, jusque Calais en passant par Valenciennes, Douai, Lens, Fléchin et Guînes. Il correspond à de fortes anomalies associées aux limites et aux structures des bassins houillers du Nord et du Hainaut mais aussi aux failles de l'Artois et du Boulonnais. Le troisième ensemble débute à l'Est de Tournai pour se terminer aux alentours de Dunkerque. Encore une fois il correspond à une zone à faible anomalie. Quelques linéaments sont néanmoins visibles entre Hazebrouck, Steenvoorde et Armentières. Le dernier ensemble s'étend sur toute la partie NE de la carte du gradient. La limite sud passe Courtrai et est orientée N110° environ. Cette ligne représente la limite sud des massifs granitiques plusieurs fois évoqués précédemment.

Pour la zone au sud, on note que, malgré sa pauvreté en anomalie, plusieurs petites culminations sont visibles. C'est le cas au sud de Bapaume. Nous avons vu qu'à ce niveau, un bassin namuro-westphalien expliquait l'anomalie visible sur les cartes de Bouguer et du gradient vertical. Sur la carte du gradient horizontal, on retrouve encore une anomalie qui semble entourer celle mise en évidence sur les autres cartes. Nous avons ici la trace du passage des séries légères du Namuro-Westphalien aux séries environnantes plus denses. Avec l'intensité de l'anomalie on peut aussi estimer le pendage des couches. Plus le contact est abrupt (pendage fort), plus l'anomalie est forte. Sur la carte, on voit que la plus forte anomalie se situe vers le sud du petit bassin. Cet élément montre que les couches à ce niveau semble

être plus pentées. Nous avons dit dans le paragraphe sur le gradient horizontal qu'il permettait de mettre en évidence les failles mais il faut cependant noter qu'un changement abrupt de densité n'est pas forcément synonyme de faille. Un bassin présentant sur un de ses bords un fort pendage pourrait aussi créer une anomalie sur le gradient horizontal. Faire la part des deux n'est pas chose aisée. Pour revenir à l'anomalie, on peut quand même se rendre compte, d'après le tracé de l'écorché, que les épaisseurs des séries au sud du bassin semblent plus faibles. Cela veut dire que le pendage des couches est plus important. Au sud d'Hesdin, l'autre bassin namuro-westphalien est aussi encadré par deux fortes anomalies. Sur l'écorché, on remarque aussi le fort pendage des séries au sud et au nord. Les deux linéaments positifs pourraient être expliqués par ces changements de pendages. Plus à l'ouest, au NE de Montreuil, plusieurs anomalies positives sont visibles. Nous ne savons pas actuellement à quoi elles peuvent correspondre.

Pour le second ensemble (la zone centrale de la carte), c'est plus compliqué. La première chose à noter, est que la Faille du Midi n'est pas marquée. On note juste quelques anomalies positives sur son tracé. Le faible pendage de ce chevauchement fait qu'il ne se marque pas dans le gradient horizontal (Everaerts & Hennebert, 1998). Au nord de Mons, on a une large et longue anomalie qui semble se superposer à la limite nord du bassin houiller du Hainaut (C.F. carte du gradient vertical) ainsi qu'à la limite du bassin mésozoïque de Mons où l'on voit se développer d'épaisses séries crétacées. De plus il semblerait que l'anomalie s'aligne avec la « Faille Bordière », faille normale - décrochante à faible rejet vertical (de l'ordre de 5 à 25 m) bien décrite par Legrand (1968). L'anomalie peut donc être expliquée par ces effets combinés (Everaerts & Hennebert, 1998). La « Faille Bordière », si elle est décrochante, ne doit pas avoir un grand effet comparé aux variations d'épaisseur des terrains crétacés quand on se déplace vers le sud.

Plus à l'ouest, dans le bassin houiller du Nord, on remarque la présence d'anomalies concentriques épousant la forme de la « Anse de Valenciennes ». Ces linéaments ne correspondant pas à des limites lithologiques majeures puisqu'ils se situent pour la plupart dans le bassin houiller, ils sont donc probablement dus à la présence de failles verticales dans le houiller. Ces structures ont fait l'objet d'une étude approfondie par Everaerts et Hennebert (1998). Nous n'en dirons pas plus.

Cependant, nous souhaiterions mettre en évidence un dernier élément qui concerne le linéament Carvin – Lens que nous avons déjà vu sur les cartes de l'anomalie de Bouguer et du gradient vertical. Ce linéament ressort très bien sur le gradient horizontal. Il atteint des amplitudes comparables à celles de la Faille de Landrethun ou encore celles de la Faille Bordière (juste au Nord de Mons). Sa direction est N45° environ. Il s'arrête au NE de Carvin et semble relayé par un autre linéament, de direction N130° environ qui rejoint les anomalies concentriques au cœur du Bassin Houiller. Ces anomalies, au cœur du Bassin Houiller ont été interprétées par Everaerts (1998), comme des failles sub-verticales. Nous sommes donc amenés à proposer que l'anomalie de Carvin – Lens corresponde elle aussi à l'existence d'une faille séparant deux domaines (de part et d'autre de la faille) à fort contraste de densité. Nous reviendrons sur ce linéament dans le dernier chapitre.

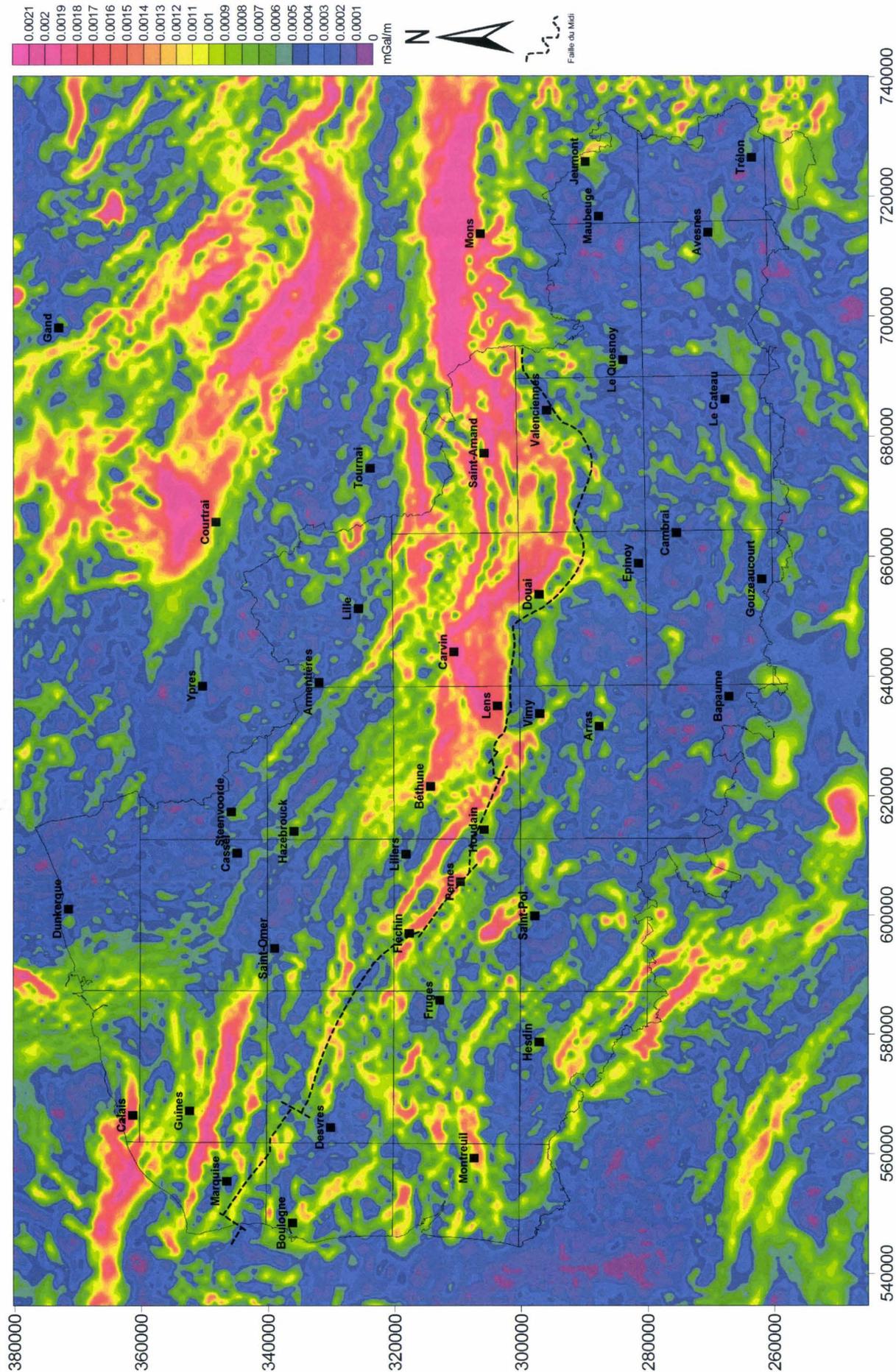


Figure 63 : Carte du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer.

A l'ouest de Béthune, dans la zone comprise entre Fléchin, Pernes, Houdain et Lillers, deux linéaments ressortent. Comme nous l'avons déjà vu sur la carte du gradient vertical, ces anomalies correspondent aux failles de l'Artois (Gosselet, 1908, Bouroz, 1956). Au toit de ses failles, on retrouve les séries paléozoïques à l'affleurement. C'est la différence de densité entre les sédiments au toit et au mur des failles qui est marquée. Une des questions que nous avons posée précédemment était de savoir qu'elle était l'extension de la faille la plus au nord des deux (Faille de Ruitz). Avec le gradient horizontal, nous pouvons remarquer qu'elle semble se poursuivre jusqu'au SE de Vimy. C'est d'ailleurs ce qu'ont représenté les pétroliers sur l'écorché géologique. Entre Fléchin et Saint-Omer, on note deux linéaments qui correspondent aussi à des failles cartographiées sur la carte géologique de Saint-Omer. Même si ces failles n'ont pas le rejeu des failles de Ruitz et de Pernes, on peut quand même se rendre compte qu'elles affectent aussi le toit Paléozoïque.

En continuant vers le NW, sur les cartes de Calais et Marquise, nous avons deux linéaments avec une forte anomalie. Le premier au nord, semble débiter aux environs de Calais pour se poursuivre en Manche. Le second débute au NW de Marquise et court jusque Saint-Omer. Ces deux anomalies correspondent à la présence de failles, la Faille de Sangatte au nord et celle de Landrethun au sud. Everaerts et Mansy (2001) ont montré que ces failles s'amortissaient latéralement en quelques kilomètres ne formant pas une zone faillée continue mais un réseau en échelon. Avec le gradient horizontal, à une échelle plus importante, on voit que cette disposition en relais inclut aussi les failles au sud de Saint-Omer et les failles de l'Artois.

Le troisième ensemble est coincé entre deux zones à forte anomalie. Il s'étend depuis l'Est de Tournai jusqu'à la ligne Dunkerque – Saint-Omer. Cette zone n'a pas d'anomalie majeure visible. On note cependant quelques linéaments entre Armentières, Hazebrouck et Steenvoorde. Ces linéaments ont des anomalies de moyenne intensité (si on regarde l'échelle des couleurs) qui doivent correspondre à des failles ayant un assez faible rejeu. Une des failles, la Faille de Bailleul (à l'est d'Armentières) a été mise en évidence et décrite par plusieurs auteurs (Gosselet, 1898, Waterlot, 1957, Colbeaux *et al.*, 1979).

3.5. Modélisation gravimétrique des profils sismiques

Cette partie a pour but de présenter deux modèles gravimétriques réalisés à partir des profils BM84G et B37. Nous voulons vérifier si la géométrie que nous avons observée sur les profils peut contraindre l'anomalie observée.

3.5.1. Le logiciel GRAVMAG

La modélisation est réalisée par le programme GRAVMAG, développé par le British Geological Survey (Pedley, 1991). GRAVMAG est un logiciel permettant la modélisation simultanée en 2.5D des données gravimétriques et magnétiques. Le programme donne la possibilité à l'utilisateur de réaliser des modèles géophysiques réalistes, en construisant des polygones de lithologies différentes dans un plan vertical XZ. Chaque polygone possède une densité et une susceptibilité distinctes. Le programme calcule alors l'anomalie gravimétrique et magnétique résultant de ces polygones, le but étant de contraindre et de

suivre au mieux les anomalies observées (mesurées). Les équations utilisés dans ces calculs sont une compilation de la méthode de Rasmussen et Pedersen (1979), pour le calcul de l'anomalie de Bouguer et de la méthode de Shuey et Pasquale (1973) pour l'anomalie magnétique.

Dans notre zone d'étude, les données magnétiques ne sont pas très représentatives. Aucune anomalie n'est observable. Nous ne présenterons donc que deux modèles, exclusivement gravimétriques.

3.5.2. Description des anomalies gravimétriques sur les profils sismiques.

BM84G

La Figure 64 représente en coupe, l'anomalie de Bouguer le long du profil BM84G, sur laquelle on a superposé les gradients verticaux et horizontaux, ainsi que la position des failles de l'Artois cartographiée par Lacquement et al. (2004). L'anomalie de Bouguer évolue depuis -14 mGal jusque -26 mGal. On remarque que plusieurs anomalies de différentes longueurs d'onde se superposent. Il y a d'une part, l'anomalie régionale de grande longueur d'onde, généralement associée à la géométrie profonde des ensembles géologiques, qui augmente depuis le Sud vers le Nord et plusieurs petites anomalies locales, de plus faible longueur d'onde, probablement liées à la présence d'accidents à proximité de la surface.

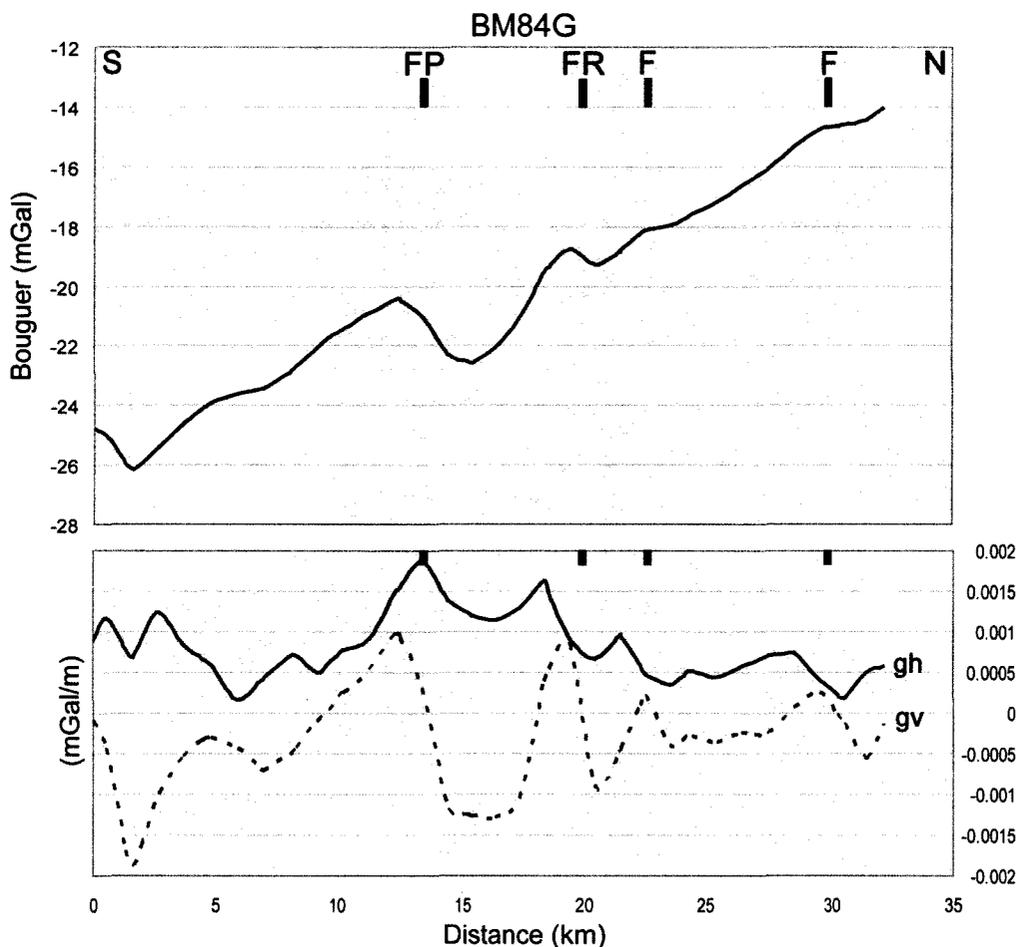


Figure 64 : Anomalie de Bouguer et gradients de l'anomalie le long du profil BM84G. (gh : gradient horizontal ; gv : gradient vertical ; FP : Faille de Pernes ; FR : Faille de Ruitz ; F : Faille).

L'anomalie de Bouguer régionale évolue depuis -14 mGal jusque -26 mGal. Elle augmente vers le Nord. Cette augmentation correspond en profondeur à la remontée progressive du Massif du Brabant sous la couverture Dévono-Carbonifère. On le voit très bien sur l'écorché géologique (C.F.P. (M), 1965) avec le Silurien qui remonte vers le Nord, à l'affleurement sous la couverture méso-cénozoïque.

La première anomalie locale (entre 0 et 5 kilomètres) a une amplitude d'environ 1 mGal. Deux hauts sur le gradient horizontal encadrent l'anomalie. Ce sont peut-être des failles de faible rejet. En effet, le gradient horizontal permet de mettre en évidence les contacts de densités différentes (3.3.1). Le gradient vertical montre une dépression assez forte qui montre que la densité des roches en sub-surface est faible (C.F. 3.3.2). Il est difficile de répondre car aucune information n'est disponible en surface. Il est possible que cette anomalie soit liée à la présence d'un petit bassin au toit du Paléozoïque. En comparant avec la carte des pétroliers on voit que cette anomalie peut correspondre au bassin Dinantien situé à l'est de Saint-Pol (Figure 65).

La deuxième anomalie est située entre les kilomètres 10 et 15. Elle correspond à la Faille de Pernes qui fait remonter, au Sud, les roches du Paléozoïque plus denses, à l'affleurement. Le maximum du gradient horizontal correspond parfaitement à la localisation de la faille ce qui montre qu'elle est quasiment verticale dans cette zone (3.3.1). L'amplitude de cette anomalie suggère un fort rejet de la faille. Le gradient vertical présente aussi un maximum suggérant, encore une fois, la remontée de roches denses en surface.

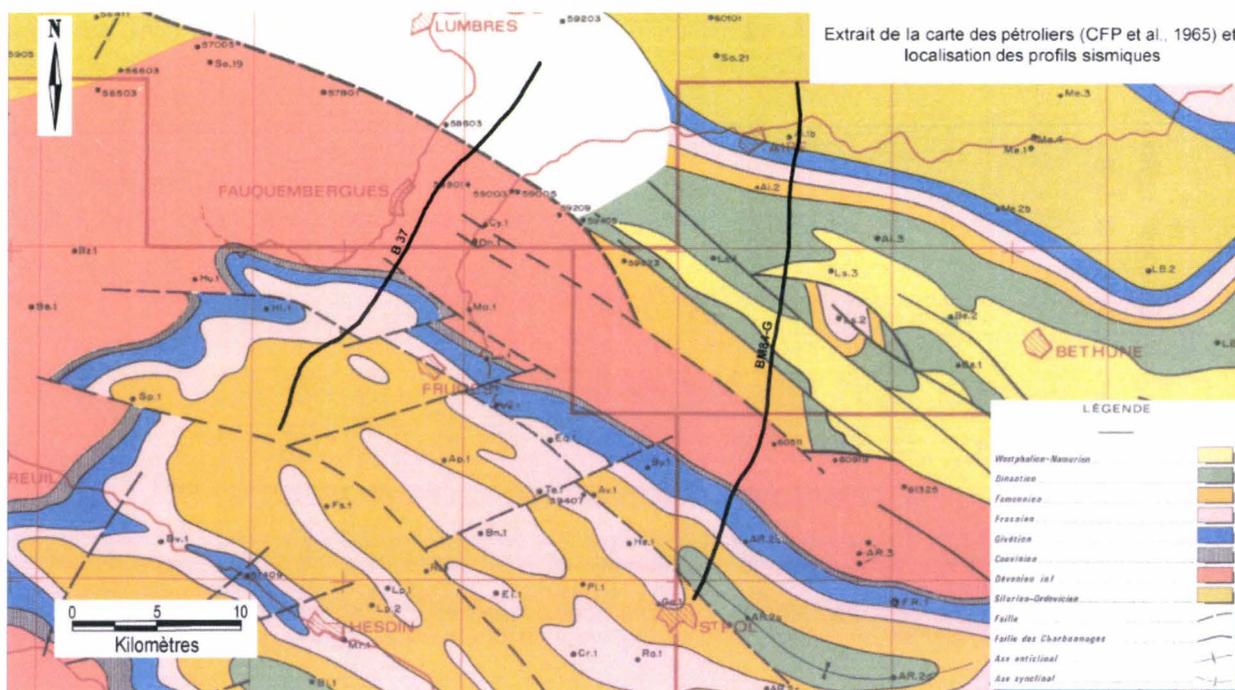


Figure 65 : Extrait de l'écorché des pétroliers (CFP et al., 1965) et localisation des profils sismiques BM84G et B37.

L'anomalie suivante est localisée un peu avant le kilomètre 20 (Figure 64). Elle est liée à la faille de Ruitz qui, de la même manière que la faille de Pernes fait remonter le Paléozoïque au Sud. Sur le gradient horizontal, on voit que le maximum n'est pas aligné avec la trace de la faille. Il est décalé vers le Sud. Cet élément montre que la faille n'est cette fois-ci pas verticale. Elle possède un pendage vers le Sud. L'amplitude de l'anomalie est moins importante que celle de la faille de Pernes ce qui tend à

montrer un rejet moindre. Le gradient vertical, au niveau de la faille image aussi un maximum, signe de la remontée de roches denses.

Au milieu de ces deux failles, l'anomalie de Bouguer image une dépression assez importante. Cette dépression correspond à un bas du gradient horizontal et un bas marqué du gradient vertical. Cette anomalie ressemble à celle juste au Nord de la faille de Ruitz qui a cependant, une plus faible amplitude. Pour que ces anomalies soient si bien soulignées par le gradient vertical, il faut que des roches de faible densité soient proches de la surface. On remarque, si on compare le graphique à l'écorché des pétroliers (Figure 65), que ces deux anomalies correspondent aux derniers lambeaux de Namuro-Westphalien du Bassin houiller. Elles correspondent aussi à une augmentation d'épaisseur du Mésozoïque juste au Nord des failles. Ces roches ont de faibles densités. C'est l'effet combiné des deux qui permet de contraindre les tracés gravimétriques observés.

Pour les deux anomalies restantes, elles sont aussi associées à des failles appartenant visiblement, d'après leurs anomalies, au système des failles de l'Artois. Elles se caractérisent par un maximum au niveau du gradient horizontal qui n'est pas aligné avec la trace des failles. Elles possèdent donc un pendage vers le Sud. D'après l'amplitude du gradient, elles semblent avoir un rejet assez faible. Il est intéressant de noter que l'amplitude, et donc le rejet, décroît vers le Nord depuis la faille de Pernes. Sur le gradient vertical elles correspondent à un haut du gradient. Ce qui montre encore une remontée de roches denses en surface.

B37

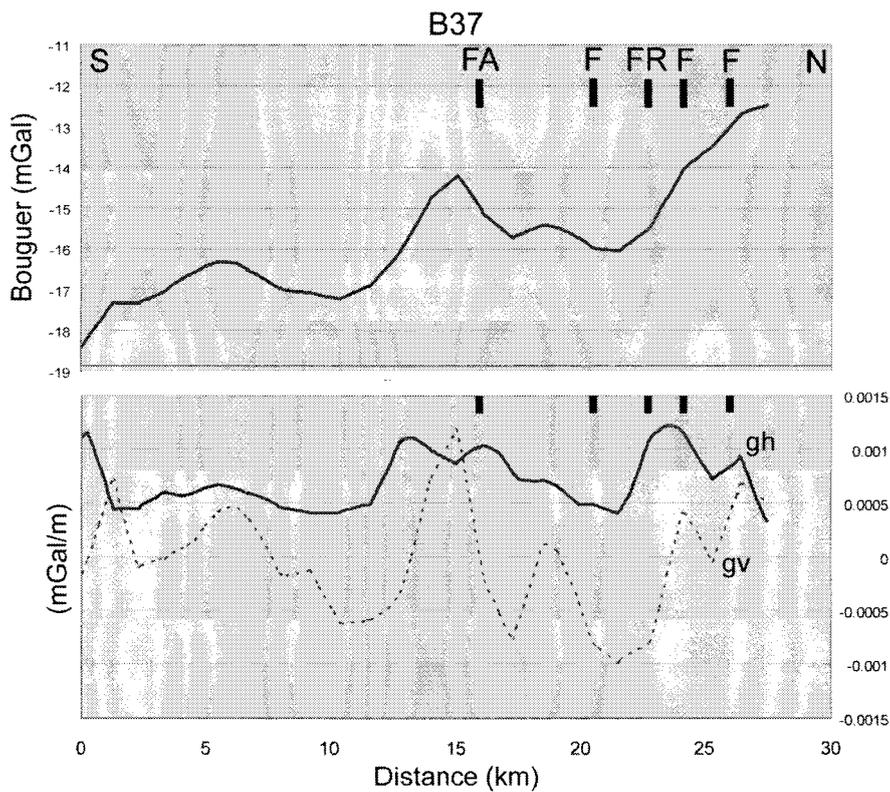


Figure 66 : Anomalie de Bouguer et gradients de l'anomalie le long du profil B37. (gh : gradient horizontal ; gv : gradient vertical ; FA : Faille d'Audincthun ; FR : Faille de Ruitz ; F : Faille).

La Figure 66 représente en coupe, l'anomalie de Bouguer le long du profil B37, sur laquelle on a superposé les gradients verticaux et horizontaux, ainsi que la position des failles de l'Artois cartographiée par Lacquement et al. (2004). Ces anomalies sont plus difficiles à interpréter que celles observées sur BM84G. Nous sommes en effet dans la zone où les failles de l'Artois ne sont pratiquement plus à l'affleurement. Cependant, sur les cartes isohypses des toits, ainsi que sur le MNT, nous avons pu voir que cette zone était toujours haute et influencée par la structuration.

L'anomalie de Bouguer montre, comme sur le profil précédent, deux types d'anomalie. La première, la régionale, montre une augmentation vers le Nord de l'anomalie de Bouguer (depuis -18.5 mGal à -12.5 mGal). C'est une composante qui a encore une grande longueur d'onde. Nous associons toujours cette augmentation à la remontée du massif du Brabant en sub-surface. L'anomalie est cependant moins marquée que sur le profil BM84G. A cette anomalie régionale viennent se surimposer des anomalies locales. Elles jouent un rôle important dans l'anomalie observée du fait de la faible amplitude de l'anomalie totale ($-18.5 - (-12.5) = -6$ mGal). En d'autres termes, l'amplitude de l'anomalie régionale est très proche des amplitudes des anomalies locales. L'interprétation est donc d'autant plus difficile car il est compliqué de faire la part entre les deux, l'une masquant l'autre.

La partie sud de l'anomalie (entre 0 et 12 kilomètres) est très compliquée à analyser car nous ne possédons aucune donnée autre que la carte des pétroliers. Les anomalies observées autant sur Bouguer que sur les gradients peuvent être liées au développement du bassin dans le « Synclinorium de Dinant ». Il est malheureusement difficile de préciser davantage.

L'anomalie suivante est localisée entre 12 et 17 kilomètres. Elle semble être liée à la faille d'Audincthun. Cependant, sur le gradient horizontal, deux pics sont visibles dans cette zone. Ils sont quasiment de même importance. D'après la localisation de la faille, il semble que le deuxième pic soit celui correspondant à la faille elle-même. Cela est vérifié par le haut de l'anomalie de Bouguer ainsi que le haut du gradient vertical qui sont situés juste au Sud de la faille. Comme cette faille présente les mêmes caractéristiques que les failles de l'Artois, à savoir une remontée des séries au Sud (surtout du Paléozoïque), il est donc normal d'observer ces anomalies. Elle semble de plus être quasiment verticale. En revanche. Le premier pic dans le gradient horizontal ne correspond à aucune anomalie sur le gradient vertical. Il est donc difficile de le relier à une structure particulière. Il est en tout cas lié à la remontée importante de l'anomalie de Bouguer dans ce secteur.

Sur la partie Nord, nous voyons une succession de failles assez rapprochées. Comme nous l'avons déjà souligné, il est difficile de faire la part entre l'anomalie régionale et celles plus locales. Il semblerait néanmoins que la faille juste au Nord de la faille de Ruitz est un rejeu important puisqu'elle est associée, sur le gradient horizontal et sur le gradient vertical, à un haut. Cette faille étant très proche de la faille de Ruitz, nous ne savons pas si le pic sur le gradient vertical, ainsi que la remontée rapide de l'anomalie de Bouguer ne sont pas aussi dus au jeu de la faille de Ruitz. Il est cependant clair que cette dernière n'a pas la même signature gravimétrique par rapport à ce que l'on a vu plus à l'Est. Le gradient vertical présente en effet un bas au droit de la faille.

3.5.3. Modèles gravimétriques

Le but de cette partie est de proposer un modèle gravimétrique pour chaque profil sismique BM84G et B37. La modélisation gravimétrique est intéressante car elle permet, quand elle est bien

contrainte, d'affirmer ou d'infirmer les géométries des ensembles géologiques interprétés en sismique. Il faut cependant être prudent quand à l'utilisation de la modélisation. En effet, il est toujours possible de faire correspondre l'anomalie de Bouguer mesurée le long du profil de modélisation à un ou plusieurs polygones informes et de densités différentes. Le choix de ces densités ainsi que la géométrie des ensembles géologiques est donc primordial. Plus ces paramètres sont contraints, plus le modèle gagne en réalisme. Dans la suite, nous allons donc proposer deux modèles. L'objectif des ces modèles n'est pas de faire correspondre parfaitement l'anomalie calculée à l'anomalie mesurée. L'objectif est de voir si, avec la géométrie mise en évidence en sismique et des densités réalistes pour les ensembles géologiques, il est possible de se rapprocher de l'anomalie mesurée.

Pour les modèles que nous proposons, la géométrie des unités géologiques est extraite des profils sismiques que nous avons interprétés. Les profondeurs sont en seconde temps double (STD) sur les profils sismiques. Nous devons les convertir en profondeur pour la modélisation. L'un des problèmes inhérent de la sismique est le passage en temps – profondeur. Un sondage profond est nécessaire pour cette transformation. En Artois, ce sondage profond n'existe pas. Les seuls sondages profonds dans le Nord de la France sont ceux d'Épinoy (Total en 1983), de Gouzeaucourt (CFP en 1963) et de Jeumont (CFP en 1964). Les deux premiers ont été utilisés lors de l'interprétation du profil ECORS (Cazes & Torreilles, 1988) et du profil C83 (Raoult, 1986, 1988). Le sondage de Jeumont a quand à lui été utilisé par Lacquement (Lacquement *et al.*, 1999, Lacquement, 2001) pour l'interprétation du profil M146. Avec ces données, il est possible de déterminer une loi de vitesse en fonction de la profondeur, que nous appliquons à l'Artois. Si nous utilisons le sondage d'Épinoy, nous obtenons une vitesse moyenne de 5000 m/s. Si en revanche on utilise le sondage de Gouzeaucourt, nous obtenons 5500 m/s. Enfin, le sondage de Jeumont donne une vitesse moyenne de 5100 m/s. Nous avons utilisé une vitesse moyenne de 5000 m/s pour convertir en profondeur les profils sismiques.

Les densités sont toutefois plus difficiles à estimer. Aucune étude n'a été réalisée dans le Nord de la France pour déterminer les densités des séries. Nous sommes donc obligés d'utiliser la bibliographie des régions voisines pour approcher ce paramètre. En Belgique, pour la modélisation du Massif du Brabant, plusieurs études ont été réalisées. Elles détaillent les densités les plus fréquemment rencontrées dans les roches de cette région (De Vos *et al.*, 1992, Everaerts *et al.*, 1997, Everaerts, 2000). Nous avons aussi travaillé sur un modèle gravimétriques dans le Pas-de-Calais (Minguely *et al.*, 2005) qui donne des éléments sur les densités utilisées. Enfin, plusieurs auteurs de livres (Cara, 1989, par exemple, Blakely, 1996) donnent des tableaux des densités en fonction de la lithologie.

Age	Densités BM84G (g.cm-3)	Densités B37 (g.cm-3)
Background	2.7	2.69
Méso-Cénozoïque	1.9	1.9
Carbonifère Supérieur	2.49	-
Carbonifère Inférieur	2.56 -2.58	2.56
Dévonien Moyen et Supérieur	2.64	2.64
Séries allochtones (Dévonien Inf...)	2.58	2.62
Silurien	2.69	2.69
Unité renversée	2.52	2.64

Tableau 7 : Densités utilisées dans les modèles gravimétriques des profils BM84G et B37.

Le Tableau 7 reprend les densités utilisées dans la modélisation des profils BM84G et B37. Ces densités sont estimées à partir de la lithologie prédominante dans les différents ensembles. Même si elles ne sont pas réelles, ces valeurs sont dans les gammes proposées dans la bibliographie. L'ensemble « Séries allochtones » désigne les roches constituant l'allochtone ardennais, transporté au dessus de la Faille du Midi. Sa densité est une densité moyenne essayant de rendre compte au mieux des lithologies présentes.

Modèle du profil BM84G

La Figure 67 représente le modèle gravimétrique du profil BM84G. D'une manière générale, l'anomalie calculée (tirets rouges) correspond assez bien à celle observée (en noir). On le voit dans les amplitudes de l'anomalie. Cet élément montre que les densités choisies sont réalistes. Cependant, au niveau des bords du modèle et de la zone comprise entre les kilomètres 10 et 18, l'anomalie calculée est légèrement au dessus de celle observée. Pour les bordures du modèle, c'est une erreur classique que l'on retrouve dans toutes les modélisations. En effet, l'anomalie en bordure n'est pas uniquement due aux roches justes en dessous. Elle dépend aussi des ensembles à l'extérieur de la zone de modélisation. C'est pour cette raison que l'anomalie calculée est différente de celle observée.

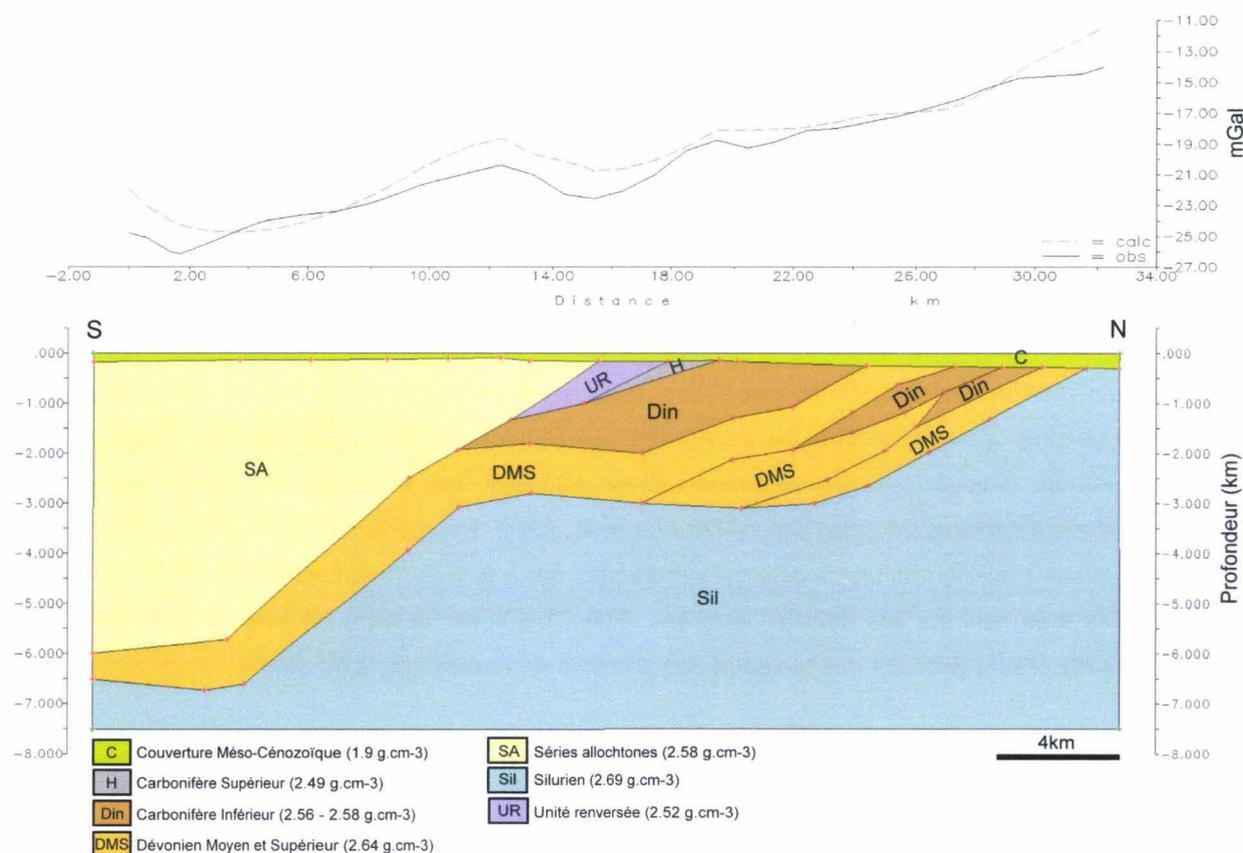


Figure 67 : Modèle gravimétrique le long du profil sismique BM84G.

Pour la zone comprise entre les kilomètres 10 et 18, c'est différent. L'écart entre les deux anomalies est dû à la modélisation. L'anomalie de Bouguer est négative le long du profil. Ce qui veut dire

que si l'anomalie calculée est au dessus de celle mesurée, et c'est notre cas, nous avons un excès de masse. Il faut donc expliquer cet excès de masse. Une des possibilités serait de modifier la densité d'un polygone et en particulier celui de l'unité renversée. D'après les informations que nous possédons en sub-surface, cette unité est en partie composée de roches du Frasnien. Le problème est, qu'en profondeur, nous ne savons pas de quel âge sont les séries. Il est possible que du socle (Silurien) soit présent à la base de l'écaille. Cependant, le socle présente une densité de 2.69 g.cm-3. C'est une densité élevée qui ne ferait qu'accentuer l'excès de masse observé. Le problème ne semble donc pas venir des densités.

Pour diminuer cette anomalie observée, il faudrait introduire un corps de plus faible densité. Nous sommes donc amenés à discuter la présence possible, sous l'unité renversée, de Carbonifère Supérieur. C'est, en effet, l'ensemble qui possède une densité relativement faible comparée aux autres roches. Cette hypothèse est de plus tout à fait plausible quand on connaît la géométrie du Bassin Houiller plus à l'Est, où le Carbonifère supérieur est rencontré assez loin au Sud sous la Faille du Midi.

Modèle du profil B37

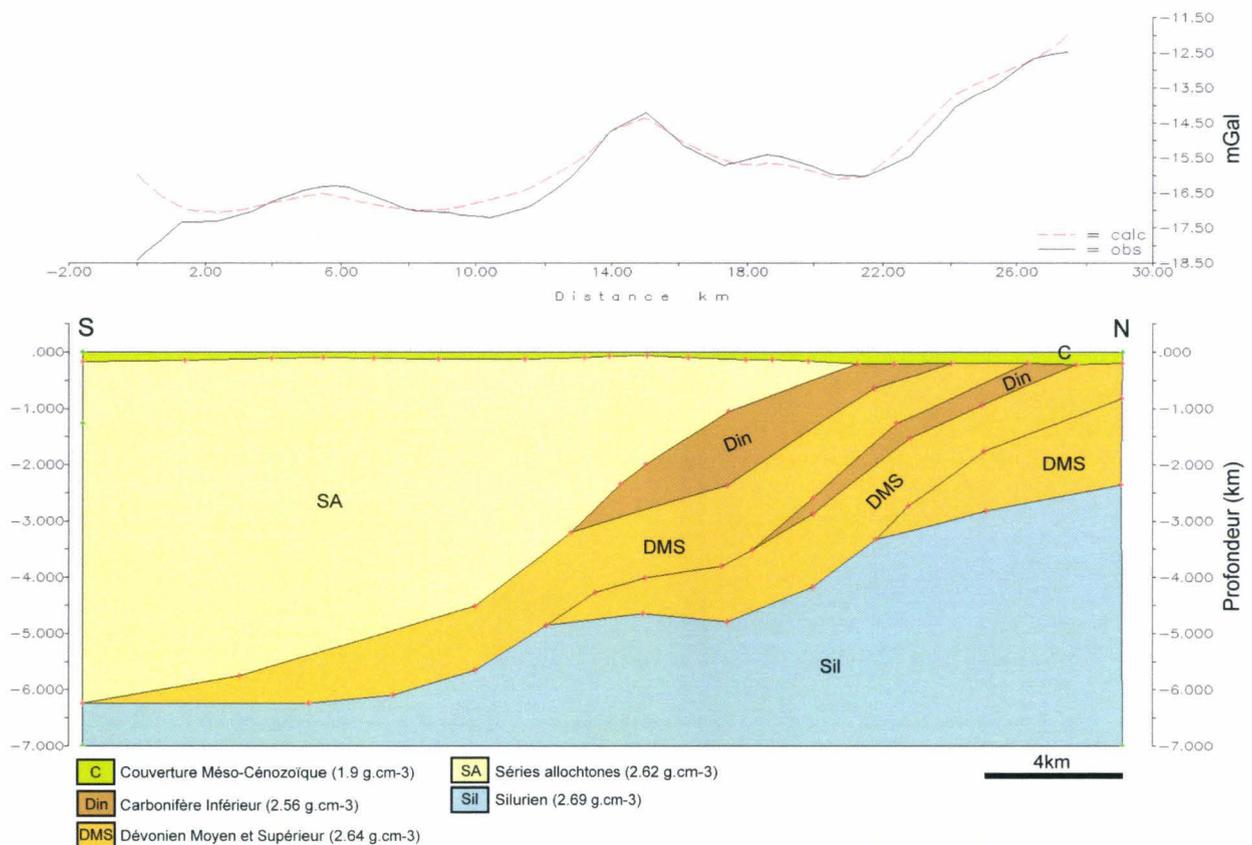


Figure 68 : Modèle gravimétrique le long du profil B37.

La Figure 68 représente le modèle gravimétrique du profil B37. L'anomalie calculée correspond très bien à celle observée. Seule l'extrémité Sud du profil est mal contrainte. L'anomalie calculée a tendance à remonter assez fortement alors que celle observée montre une dépression. Nous avons déjà vu cette anomalie sur la Figure 66. Elle est peut-être liée à l'apparition des autres séries de l'allochtone Ardennais. La densité de l'ensemble « Séries Allochtones » étant une densité moyenne nous perdons en

précision. En effet, la présence d'un petit bassin de roches moins denses, au sud du profil, pourrait expliquer la dépression observée.

3.5.4. Conclusions sur les modèles

Les modèles gravimétriques ont en premier lieu été réalisés pour vérifier la géométrie des ensembles géologiques interprétés sur la sismique. D'une manière générale, nous l'avons vu sur les figures précédentes, cette géométrie permet de contraindre l'anomalie de Bouguer observée. La composante régionale semble bien être contrôlée par la remontée progressive du socle Silurien (Brabant) vers le Nord tandis que les anomalies locales sont expliquées par le jeu des failles de l'Artois qui font remonter le Paléozoïque à l'affleurement. Il est évident qu'il est toujours possible de discuter des densités choisies, qui jouent un rôle important dans la modélisation. Néanmoins, celles utilisées, sont assez communes et réalistes. Elles ne sont certes pas « vraies », aucune étude n'ayant été réalisée dessus, mais suffisent à décrire les ensembles géologiques de la région, d'après nos modèles.

CHAPITRE IV

LE FRONT DE CHEVAUCHEMENT VARISQUE DANS LE NORD DE LA FRANCE : ACTIVATION ET REACTIVATION

Chapitre IV. Le front de chevauchement varisque dans le Nord de la France : activation et réactivation

1. Les épisodes d'inversion tectonique du Front Varisque en Artois

Cette première partie va tenter de mieux contraindre les relations entre la couverture sédimentaire méso-cénozoïque et le socle paléozoïque. Dans l'Artois, plusieurs éléments géologiques amènent à la notion d'inversion tectonique de la zone. Ce n'est pas un élément nouveau puisqu'il a déjà été montré par Gosselet (1908) puis Bourou (1956). Cependant, des précisions peuvent maintenant être apportées grâce à l'utilisation de l'outil sismique et notamment sur les relations entre les failles de surface et les structures profondes. Cette partie reprend aussi beaucoup de notions abordées précédemment car nous l'avons initialement écrite pour en faire une publication. Elle a donc aussi un format de publication.

1.1. Mise en évidence

Carte géologique de la zone d'étude

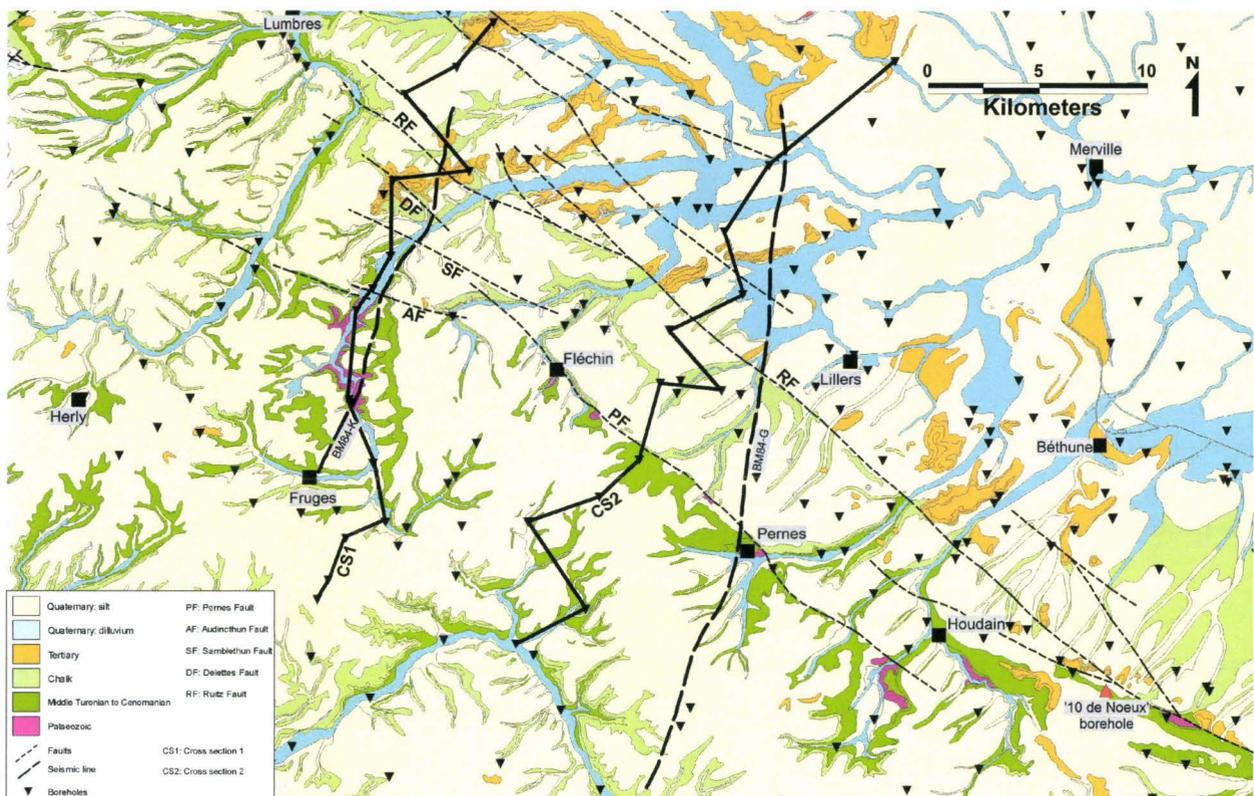


Figure 69 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude. Modifiée de Lacquement et al. (2004).

La carte de la Figure 69 montre la répartition des séries géologiques à l'affleurement dans l'Artois. Cette carte est plus précise que celle que nous avons présentée dans le contexte géologique. Dans l'Artois, le Paléozoïque est recouvert par les séries mésozoïques et cénozoïques (Delattre, 1969). Il n'y a pas de Jurassique. On le retrouve au NW de notre zone d'étude dans le Boulonnais. Les failles de l'Artois, comme nous l'avons déjà mentionné, ont une direction oscillant entre N110° et N130°. Elles découpent les séries de couverture méso-cénozoïques et remontent les dépôts paléozoïques (Dévonien Inférieur)

au sud de notre zone d'étude (Figure 69). Au toit de ces séries, on retrouve des dépôts de conglomérats rouges qui ont particulièrement intrigué les géologues. Ils ont une extension assez limitée puisqu'ils sont localisés dans de petits bassins au sud de la faille de Pernes - Audincthun. Ils font partie de la Formation de Dennebroeucq-Audincthun qui a été datée par Mériaux (1961) comme appartenant au Carbonifère terminal ou Permien basal.

Sur la figure, il apparaît clairement que les séries sont de plus en plus jeunes quand on se déplace vers le Nord. L'âge de ces séries varie depuis le Cénomaniens – Turonien moyen jusqu'au Cénozoïque (Thanétien). L'évolution de l'âge des roches n'est pas continue, mais intervient par saut au niveau de chaque faille (Pernes, Audincthun, Ruitz, Marqueffles).

Modèle Numérique de Terrain

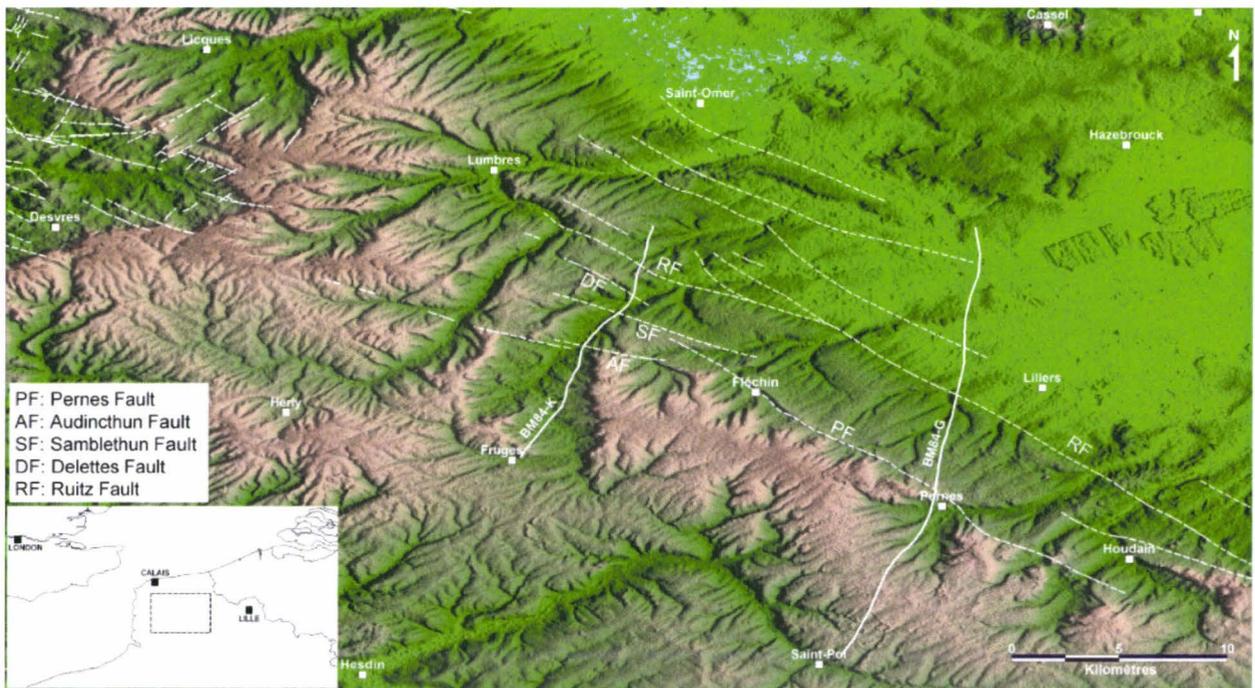


Figure 70 : Modèle numérique de terrain (MNT) de la zone d'étude avec la localisation des failles et des profils sismiques. La topographie est exagérée par 4.

Sur la Figure 70, sont superposés le MNT, les failles extraites de la carte géologique et la trace des profils sismiques. Les données du MNT sont issues du site internet Global Land Cover Facility (GLCF). Ce qui est remarquable dans cette figure c'est que le tracé des failles se retrouve exactement sur le MNT. Trois domaines peuvent être mis en évidence. Ils sont séparés par les failles de l'Artois.

Le premier domaine se situe au sud des failles de Pernes et d'Audincthun. Il correspond au cœur des collines des Flandres. L'altitude maximum de la zone est de 190 m. On voit très nettement que les altitudes maximums sont alignées et ont une direction de N110° à N130°. Cette direction est la même que celle des failles. Ce qui est intéressant, c'est que cette zone haute correspond à l'affleurement des roches les plus vieilles rencontrées sur la Figure 69.

Le deuxième domaine est situé entre la faille de Pernes au Sud et la faille de Ruitz au Nord. Ce domaine n'est pas clairement délimité à l'Ouest. Il semble se prolonger jusqu'au sud de Saint-Omer si on se base sur les couleurs de la carte. L'altitude maximum de cette zone est d'environ 120 m. Les

sédiments à l'affleurement sont d'âge Crétacé supérieur (plus récents que ceux au sud de la faille de Pernes)

Enfin, le troisième domaine est situé au Nord de la faille de Ruitz. Les altitudes dans cette zone sont comprises entre 0 et 40 m. Ce domaine correspond à la Plaine des Flandres. Les séries à ce niveau sont Crétacé supérieur et Cénozoïque.

En comparant la Figure 69 et la Figure 70, il apparaît évident que les failles contrôlent à la fois la répartition des affleurements et la topographie.

Cartes isohypses

Les cartes isohypses que nous proposons ont été réalisées à l'aide des sondages de la base de données. Deux cartes ont été interpolées. La première est le toit du Cénomaniens et la seconde le toit du Paléozoïque. Les failles utilisées sont les mêmes que celle décrites sur les figures précédentes.

Nous avons choisi de représenter ces deux horizons pour pallier aux problèmes de description des sondages et d'érosion. En effet, nous avons déjà vu, dans la partie construction de la base de données, les problèmes liés au découpage lithostratigraphique des sondages nous n'allons donc pas revenir dessus. Nous avons aussi vu sur les figures précédentes que les séries sont de plus en plus récentes quand on se déplace vers le NE. Les séries crétacées qui affleurent au sud de la faille de Pernes sont, pour la majorité, d'âge Turonien moyen à cause de l'érosion. Nous aurions pu alors représenter le toit du Turonien inférieur qui est dans la région le premier niveau non érodé (ou très peu). Cependant le toit du Turonien inférieur n'est quasiment jamais reconnu dans le découpage des sondages à cause des similitudes lithologiques entre ces séries et celles du Turonien Moyen. En revanche, le toit du Cénomaniens est généralement reconnu. C'est pour cela que nous avons choisi de le représenter car c'est le premier niveau, reconnu en sondage et non érodé (ou presque) de la couverture sédimentaire. Il faut préciser que ce niveau est très localement soumis à l'érosion et notamment au niveau des affleurements paléozoïques. Ce n'est cependant pas gênant pour la réalisation des cartes.

Toit du Cénomaniens

Sur le Toit du Cénomaniens (Figure 71), trois domaines peuvent être identifiés.

Le premier (A) est localisé au sud de la Faille de Pernes (PF). Les altitudes du toit Cénomaniens oscillent entre +40 et +120 m. Trois culminations peuvent être observées. Une entre Fléchin et Pernes, que l'on peut directement relier à la Faille de Pernes, les autres situées sur Herly et au SO de Lumbres. Au SO de ces trois culminations, le toit du Cénomaniens s'enfonce progressivement jusqu'à -20 m environ. Nous pouvons aussi noter qu'entre Fruges et Saint-Pol, les courbes de niveau ont la même direction que la Faille de Pernes. Un autre élément intéressant est que les trois culminations ne sont pas alignées. La limite d'extension des failles de l'Artois semble se situer sur une ligne passant approximativement entre Herly et Saint-Omer. A l'Ouest de cette ligne, la culmination au SO de Lumbres est décalée vers le Nord. On voit cela plutôt bien sur les courbes de niveau qui semblent subir un changement de direction visible au Sud de Lumbres. On le voit aussi sur le MNT (Figure 70).

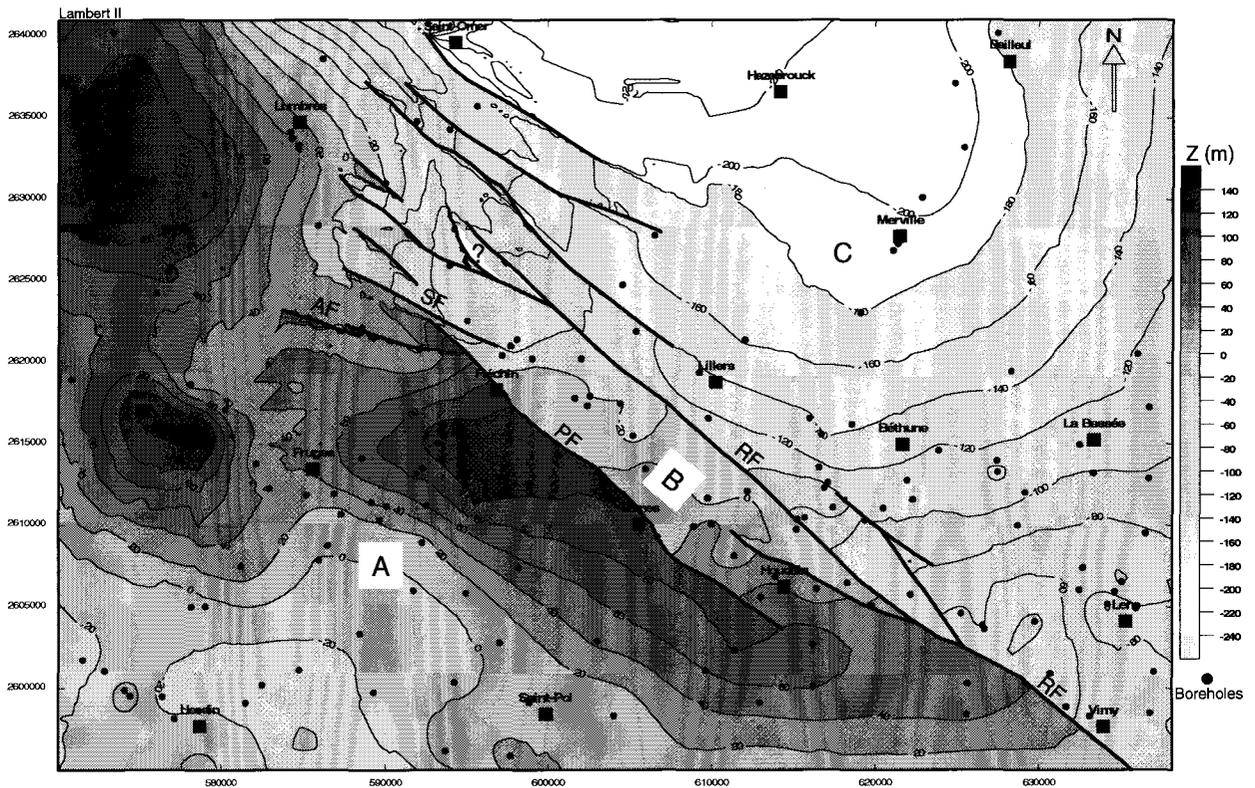


Figure 71 : Isohypses du toit du Cénomanien interpolées avec les failles de l'Artois. Les points noirs représentent les sondages utilisés pour réaliser la carte. PF : Faille de Pernes, AF : Faille d'Audincthun, SF : Faille de Samblethun.

Le deuxième domaine (B) est compris entre les failles de Pernes – Samblethun et la faille de Ruitz (Figure 71). Ce domaine n'est pas bien délimité vers l'Ouest, comme nous l'avons vu aussi sur les autres figures. Il semble se continuer jusqu'au sud de Saint-Omer. Cette continuité a peut-être un rapport avec le changement de direction des courbes que nous venons d'expliquer au sein du domaine A. Les zones de mêmes altitudes semblent encore une fois décalées vers le Nord. Les altitudes dans ce domaine oscillent cette fois-ci entre +20 et -40 m. Ce qui est plus faible que celles observées dans le domaine A. On ne voit cependant pas de direction préférentielle dans les courbes de niveau.

Le dernier domaine commence au Nord de la Faille de Ruitz. Les altitudes évoluent depuis -60 m jusque -220 m. Le toit du Cénomanien s'enfonce progressivement vers le Nord. La géométrie des courbes de niveau indique l'individualisation d'un bassin. C'est le début du Bassin des Flandres.

Les trois domaines que nous venons de décrire peuvent être exactement corrélés à ceux vus sur le MNT et sur la carte géologique. Les failles de l'Artois semblent donc contrôler la topographie, l'âge des sédiments à l'affleurement et la géométrie des dépôts cénomaniens.

Toit du Paléozoïque

Comme sur la figure précédente, trois domaines peuvent être identifiés (Figure 72). Le premier (A) est situé au Sud des failles de Pernes et Samblethun. Les altitudes du toit du Paléozoïque varient du Sud au Nord entre -80 (Hesdin) et +100 m (le long de RF). Quatre culminations peuvent être observées. Nous retrouvons celles au droit de Herly et à l'Ouest de Lumbres, comme nous l'avons déjà vu sur la carte du toit du Cénomanien. Les deux autres sont situées le long de la faille de Pernes (PF) et entre Houdain et

Vimy. Cette dernière ne dépend que d'un point que l'on ne retrouve pas sur la carte du toit du Cénomanién (Figure 71). Le toit du paléozoïque étant plus haut que celui du Cénomanién dans cette zone, il y a donc un problème de représentation. Cependant, même si localement des problèmes d'érosion sont toujours présents, les tendances au niveau des augmentations ou des diminutions d'altitudes sont correctes. Le dernier point à noter sur cette carte concerne les directions des isovaleurs. On remarque qu'elles sont toujours parallèles aux directions des failles de Pernes et d'Audincthun (PF et AF) au niveau de Fruges et Saint-Pol.

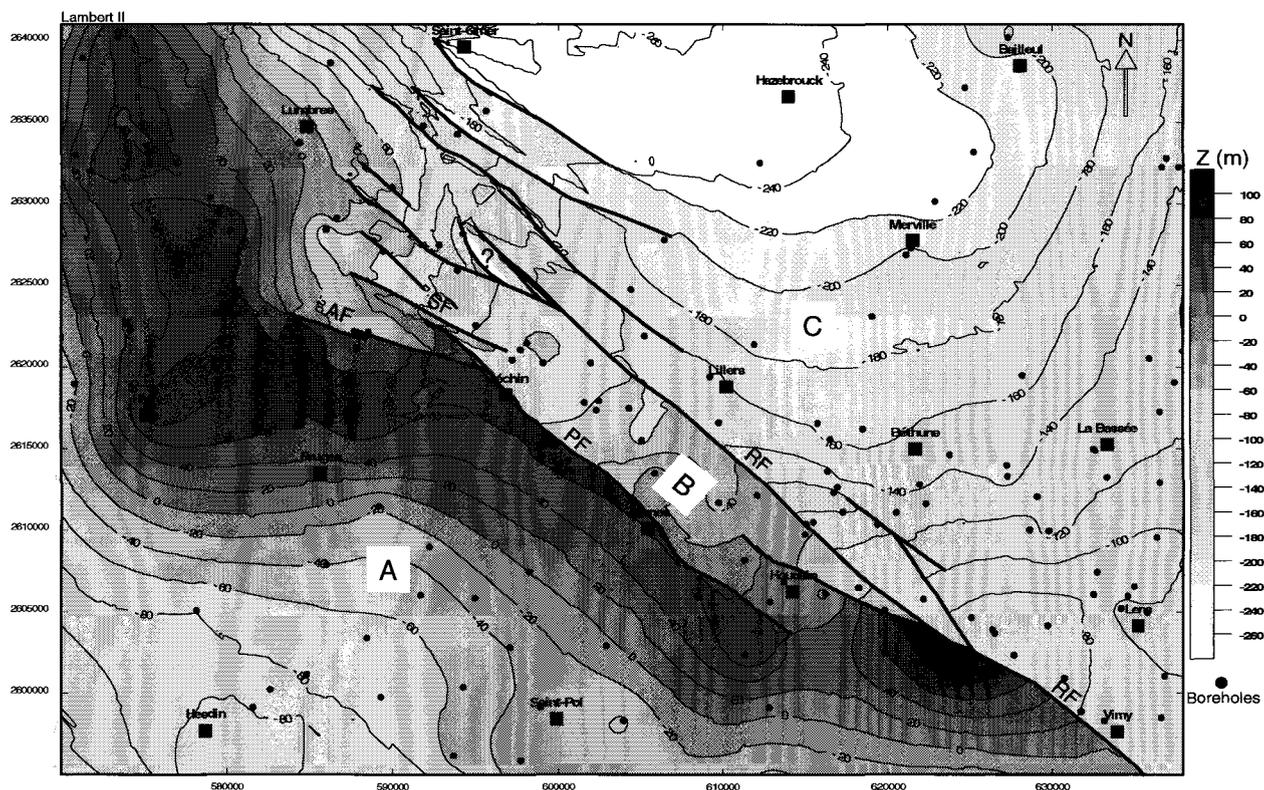


Figure 72 : Isohypses du toit du Paléozoïque interpolées avec les failles de l'Artois. Les points noirs représentent les sondages utilisés pour réaliser la carte. PF : Faille de Pernes, AF : Faille d'Audincthun, SF : Faille de Samblethun.

Le deuxième domaine (B), est toujours situé entre les failles de Pernes et Ruitz. Comme sur les figures précédentes, la limite de ce domaine à l'Ouest n'est pas claire. Il semble se prolonger vers le Nord jusqu'au Sud de Saint-Omer. On voit encore cela sur les culminations du domaine A. Les altitudes sont ici comprises entre 0 et -80 m.

Le dernier domaine (C) commence au Nord de la faille de Ruitz. Les altitudes au Toit du Paléozoïque évoluent depuis -80 m jusque -260 m. Comme sur la Figure 71, le toit du Paléozoïque s'enfonce progressivement vers le Nord, la géométrie des courbes indiquant la présence d'un bassin.

Ce qui est frappant quand on compare ces deux cartes, c'est de voir comment elles sont comparables. Par comparables, nous voulons dire que les zones basses et hautes sont localisées exactement au même endroit. Autant de similitudes entre les cartes fait ressortir qu'il n'y a pas de grandes variations d'épaisseur, en tout cas pour le Cénomanién.

Ces cartes peuvent aussi être comparées au MNT. Les zones hautes sur les différentes cartes correspondent, l'érosion masquant néanmoins les culminations. Avec ces différentes figures, il est clair

que les failles de l'Artois contrôlent en même temps, la topographie, la répartition des roches à l'affleurement et la géométrie des couches sous-jacentes. Les failles de Pernes – Audincthun et Ruitz semblent aussi avoir une influence plus importante. Les différences d'altitudes, de part et d'autre de ces failles, sont plus importantes que sur les autres accidents. On peut aussi noter que le déplacement vertical le long de ces failles n'est pas uniforme. Certaines zones sont plus hautes que d'autres. Cet élément est très clair sur la carte géologique (Figure 69) comme l'illustrent les affleurements localisés de Paléozoïque.

1.2. Inversions tectoniques

1.2.1. Coupes dans la couverture sédimentaire

Nous avons réalisé deux coupes schématiques superficielles en utilisant les sondages de la base de données (Figure 73). Elles sont localisées sur la Figure 69. La coupe 1 (C1) a été réalisée le long du profil sismique que nous utiliserons dans la partie suivante. L'autre (C2) est plus à l'Est et croise les collines de l'Artois.

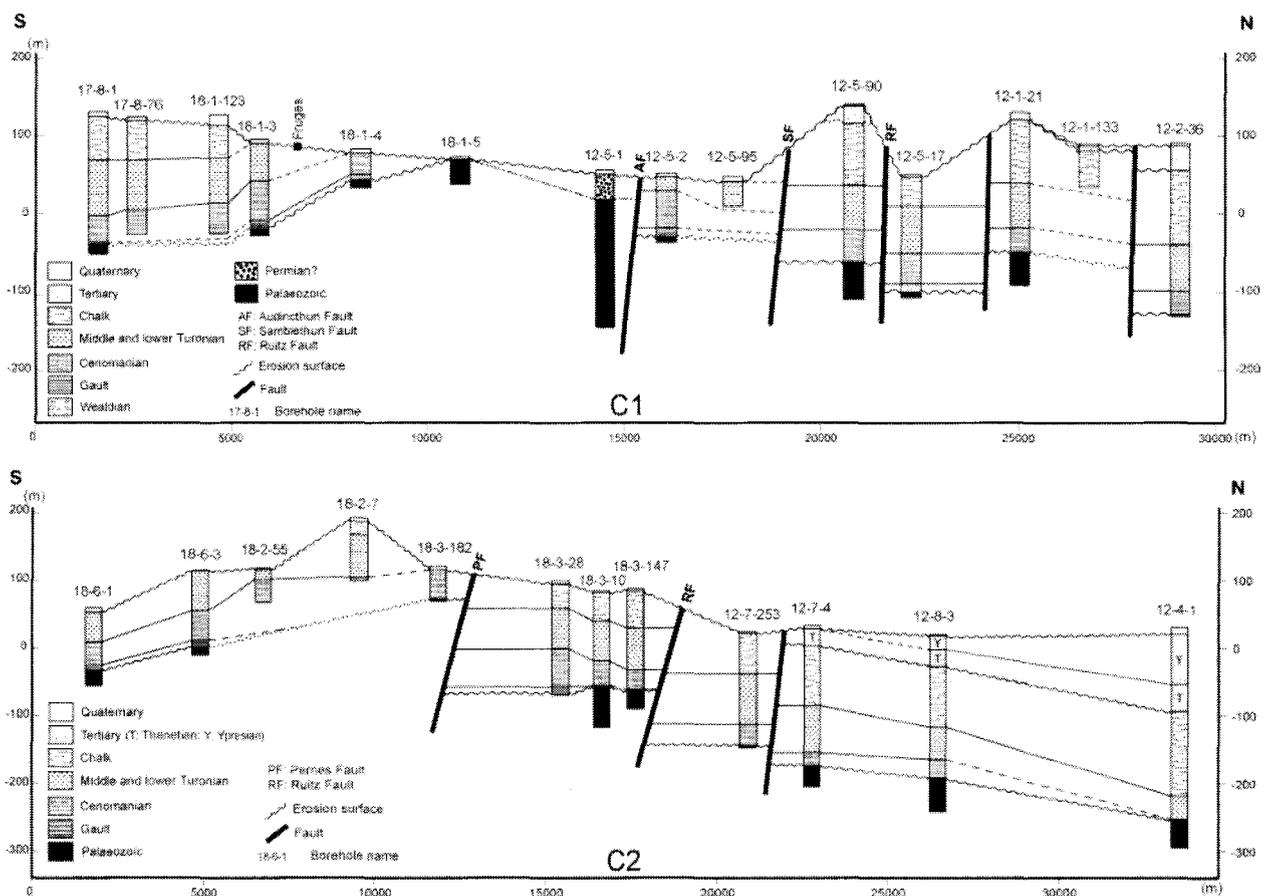


Figure 73 : Coupes géologiques schématiques à travers les collines de l'Artois.

Sur ces deux coupes on voit très bien la géométrie en « marches d'escalier », au niveau des failles, le bord Sud étant systématiquement celui soulevé. Le pendage Sud des accidents est difficile à établir à partir des cartes.

Un premier argument est à aller chercher sur la géométrie des séries. Sur la coupe C1 le toit du Paléozoïque est plan au sud de Fruges. Son altitude augmente ensuite à l'approche de la faille de Pernes PF. Cette géométrie est très caractéristique de la création de relief liée au jeu d'une faille inverse. On remarque la même chose sur la coupe C2. Encore une fois, cette géométrie nous amène à tracer les failles avec un pendage Sud. Ceci est confirmé par le puits N°10 de Noeux-les-Mines. C'est le seul point qui permet l'observation directe d'une des failles de l'Artois, celle de Marqueffles, dans la portion où elle affecte les roches mésozoïques. La coupe est reprise en Figure 74.

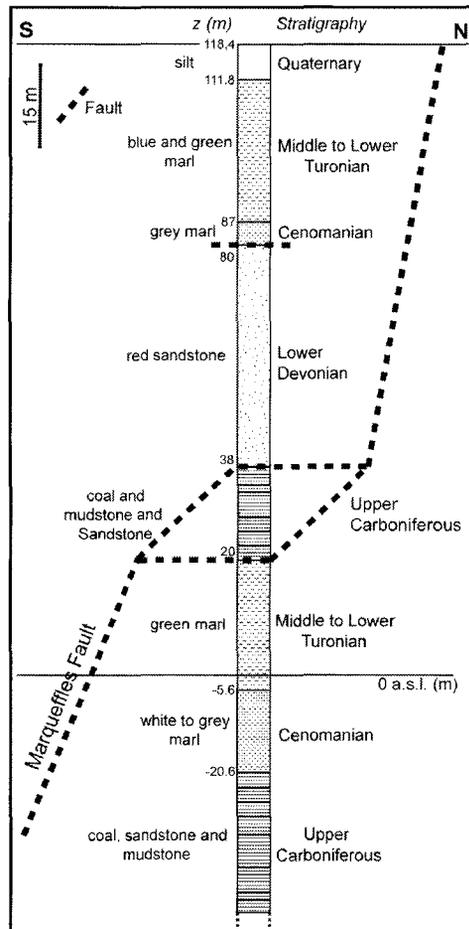


Figure 74 : Log schématique du Puits n°10 de Noeux- les-Mines. D'après Bouroz (1956) .

Au niveau du puits (Figure 74), on retrouve la succession suivante. Après avoir traversé la couverture sédimentaire mésozoïque (Turonien moyen et inférieur et Cénomanién), le puits atteint le Dévonien Inférieur avec ses grès rouges caractéristiques. Le passage entre le Cénomanién et le Dévonien inférieur a été matérialisé par une faille. Cet accident a été ajouté car le puits n'a pas rencontré le Tourtia cénomanién, bien connu des mineurs, qui correspond au début de la transgression cénomaniénne sur le continent Paléozoïque (Bouroz, 1956). Ce Tourtia marque généralement la discordance Paléozoïque/couverture. Le puits rentre ensuite dans des argilites houillères. Il est très curieux de rencontrer ces dépôts dans cette position. Les séries n'étant pas renversées, le contact est anormal et l'existence d'une faille est donc obligatoire. En dessous nous revenons dans les marnes du Turonien Moyen à Inférieur. Encore une fois, le passage du houiller au Turonien nécessite un contact anormal. A partir de ce contact nous retrouvons à nouveau les étages « autochtones » du Turonien

Moyen et Inférieur puis du Cénomaniens et enfin du Houiller renversé jusqu'à 831 m. Il faut noter que le sondage rencontre la Faille de Ruitz à 215 m.

Ce sondage est très intéressant car il montre d'une part que le pendage de la faille de Marqueffles est bien vers le Sud. Il favorise donc l'idée de la remontée du bloc Sud et non de l'affaissement du bloc Nord comme le pensait initialement Gosselet (1908). Le fragment de Houiller coincé entre le Dévonien Inférieur et le Turonien Moyen à Inférieur est une preuve supplémentaire de la remontée du bloc Sud. Ce fragment qualifié de « lambeau de poussée » par Bouroz (1956) a, selon lui, été arraché nettement plus au Sud et transporté et remonté jusqu'à sa position actuelle. De plus, La faille de Marqueffles, met en contact du Dévonien Inférieur sur du Mésozoïque et du houiller renversé. Ce caractère est cependant exclusif à la Faille du Midi tout comme le transport « d'écaillés houillères » d'ailleurs. Nous pouvons donc nous demander si la faille de Marqueffles ne serait pas la Faille du Midi ou, son expression à l'affleurement. Cet élément est intéressant car d'après la carte des Houillères (Bouroz *et al.*, 1963), la Faille du Midi se raccorde à la Faille de Marqueffles et ne s'individualise, de nouveau, que plus à l'Ouest. Nous avons probablement ici l'expression, en surface, de l'accident majeur de l'orogénèse hercynienne la plupart du temps masqué par la couverture sédimentaire.

1.2.2. Les failles de l'Artois en profondeur

Afin de mieux comprendre la géométrie de ces failles en profondeur, nous allons regarder le profil sismique BM84K. C'est un profil qui a été tiré dans les années 1980 durant les grandes campagnes géophysiques des compagnies pétrolières. Il est perpendiculaire aux structures majeures et a déjà fait l'objet d'un retraitement et d'une interprétation préliminaire (Rolin, 2000). La nouvelle interprétation du profil (Figure 75) a été réalisée à partir du STACK DMO et du SATAN.

Sur la figure, nous avons une représentation du front varisque en profondeur. La Faille du Midi (MF) charrie les séries du Dévonien inférieur sur l'autochtone qui est ici composé des séries du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur reposant sur le socle Silurien. Le Carbonifère supérieur n'est pas présent dans la zone car nous sommes trop à l'Ouest, au-delà de la limite du bassin houiller. Cette géométrie diffère de celle que nous avons vu au cœur du bassin houiller (Chapitre I). Nous y reviendrons dans la partie suivante. Une unité renversée est aussi visible. Elle est dans une position comparable à celle connue dans le bassin houiller, c'est-à-dire coincée entre la faille du midi et une faille plus profonde. Il est difficile de donner un nom à cette faille profonde. En effet, les raccords latéraux sont très difficiles à suivre dans les structures en compression. Plusieurs relais peuvent exister entre les chevauchements. Un accident, nommé à un endroit, n'est souvent pas le même latéralement, mais un accident similaire, jouant le même rôle mais n'ayant pas le même raccordement. Ce sont les sondages qui ont permis de mettre à jour cette unité qui semble exister tout le long du front hercynien au mur de la Faille du Midi.

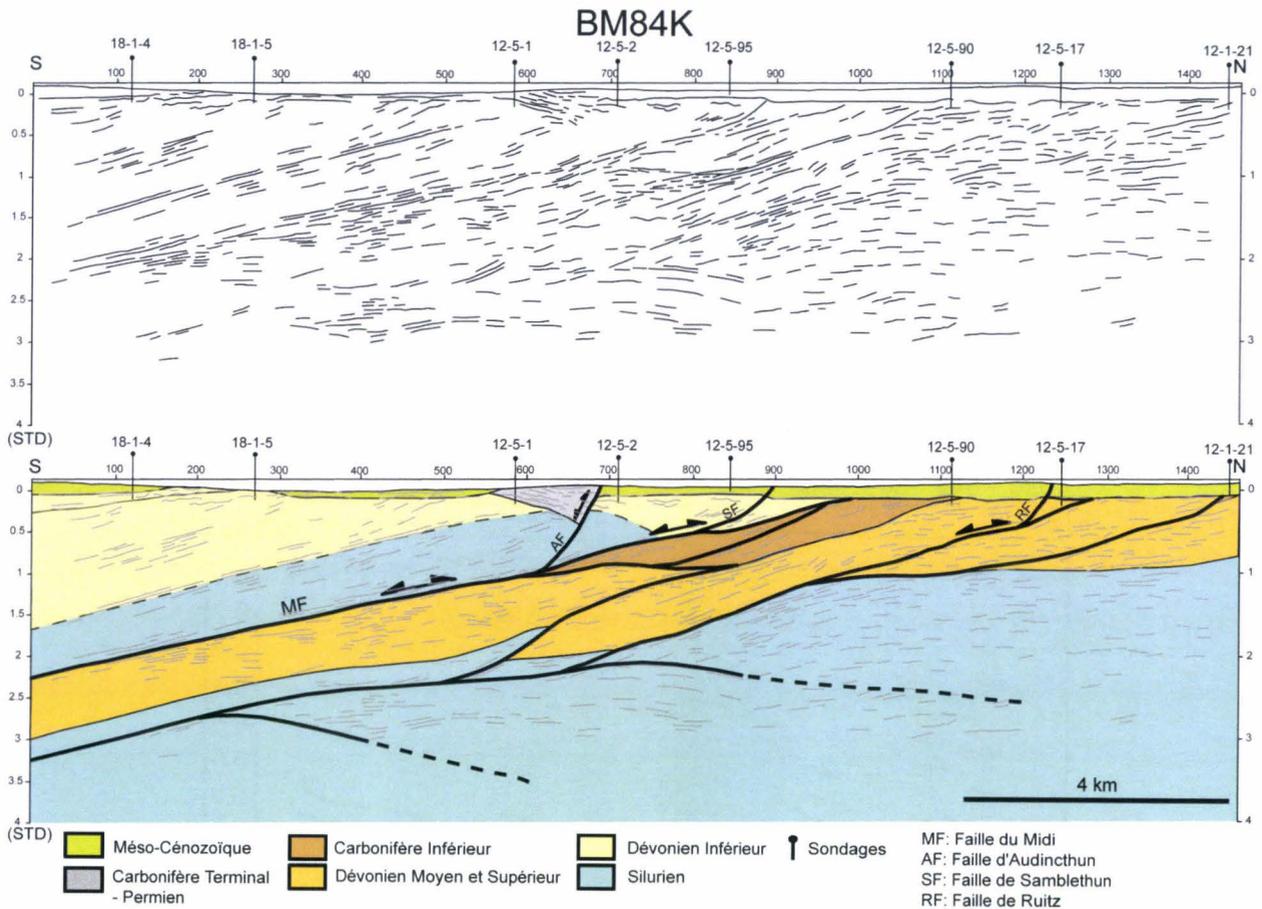


Figure 75 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil BM84K.

Concernant les failles de l'Artois, l'élément le plus intéressant est localisé entre les points 550 et 700. Les réflecteurs sismiques sont disposés en éventail limité dans la partie Nord par la faille d'Audincthun (Figure 75 et Figure 73, C1). C'est une figure caractéristique des dépôts syn-tectoniques liés au jeu d'une faille listrique. Pour avoir une meilleure vue de la géométrie à l'intérieur de cet éventail un extrait sismique de la zone ainsi qu'une interprétation sont proposés.

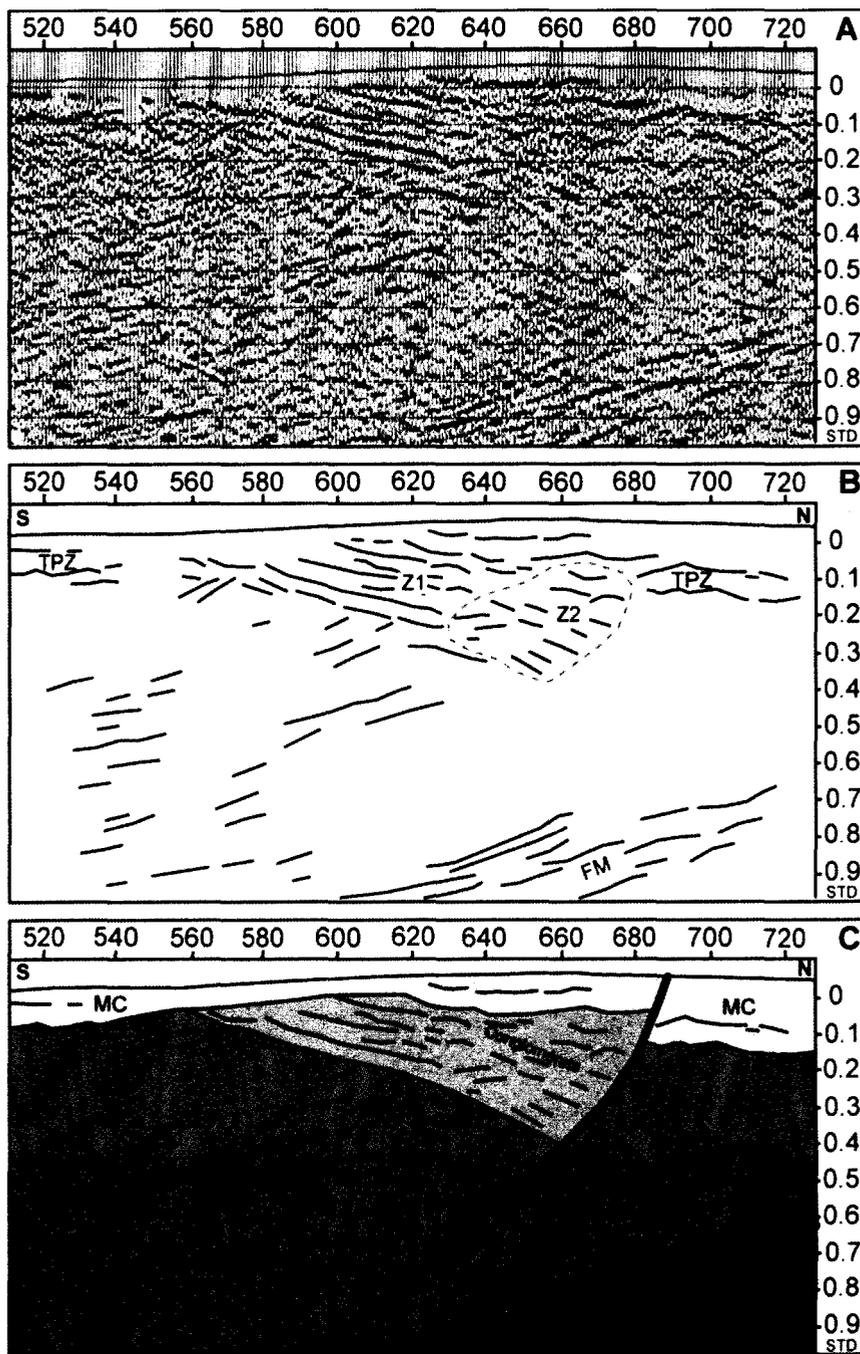


Figure 76 : Extrait et interprétation du profil sismique BM84K au niveau de la faille d'Audincthun. (A) image sismique de l'éventail. (B) Line drawing. (C) Interprétation. TPZ : Toit du Paléozoïque ; Z1 : zone 1 ; Z2 : zone 2 ; MC : Couverture Crétacé.

La Figure 76A est un extrait du profil sismique au niveau de l'éventail sédimentaire. La Figure 76B est le line drawing de la zone. On remarque tout d'abord à l'extrémité Sud un doublet de réflecteurs énergétiques. Le réflecteur inférieur correspond au toit du Paléozoïque, c'est-à-dire la discordance Paléozoïque/Couverture méso-cénozoïque. Les sondages ainsi que la géométrie des réflecteurs (top lap) nous ont permis de mettre en évidence celui-ci. On remarque aussi ce doublet, au Nord de l'extrait sismique. Il est plus profond que sur la partie Sud. Au niveau de l'éventail sédimentaire, deux zones sont mises en évidence. La première (Z1) montre des réflecteurs énergétiques, pentés vers le Nord. La limite supérieure de cette zone est difficile à définir à cause de la proximité de la surface. Sa limite inférieure, en revanche, est plutôt claire. On repère nettement les biseaux avec les réflecteurs du dessous (Figure

76B). La deuxième zone (Z2) est presque asismique sur l'extrait du profil que nous proposons. On remarque quand même quelques réflecteurs que l'on a tracés. Nous avons décidé de l'inclure à l'éventail sédimentaire car des réflecteurs sont visibles sur une autre version du profil sismique. En effet, plusieurs traitements ont été effectués sur le profil lors de sa première interprétation (Rolin, 2000). Certains traitements (Stack DMO, Satan, ...) font apparaître des nouveaux réflecteurs et notamment au niveau de la zone 2. Le problème est qu'ils détériorent alors les autres. Il est très difficile d'avoir un profil qui contient toutes les informations. C'est en utilisant plusieurs profils que nous avons pu proposer l'interprétation (Figure 75 et Figure 76C).

Ces dépôts en éventails sont ceux décrits pour la première fois par Gosselet (1908) et datés par Mériaux (1961). Ils appartiennent à la Formation de Dennebroecq-Audincthun. Il s'agit de sables et de conglomérats à matrice rouge. Les « galets » constitutifs sont des fragments de calcaire Carbonifère, de grauwackes, de phanites et de grès verts analogues aux grès gédinniens à proximité. Tous ces éléments polygéniques proviennent donc de la désagrégation des sédiments Dévonien et Dinantien alentours. Cette formation est donc postérieure au Dinantien et antérieure au Cénomaniens puisque recouverte en discordance par la marne glauconieuse (tourtia) cénomaniens (Mériaux, 1961). De plus, le sondage de Ferfay permet de préciser l'âge inférieur. Les conglomérats seraient postérieurs au Westphalien puisqu'ils reposent en discordance sur ces formations. Les analyses granulométriques et morphologiques montrent que ces conglomérats rouges ont une origine fluviale. Des *microcodium* remaniés dans les couches supérieures de ces niveaux suggère un âge Permien inférieur-moyen pour le sommet de la séquence conglomératique (Mansy *et al.*, 2003a). Par ailleurs, la grande similitude de ces dépôts avec ceux de la série inférieure post-varisque d'Exeter dans le Devon (Angleterre) pourrait suggérer un âge globalement Stéphanien supérieur - Permien moyen pour l'ensemble de la série conglomératique.

Tous ces éléments montrent donc qu'une phase extensive tardi-varisque datée du Carbonifère terminal au Permien basal a fait rejouer les failles de l'Artois. Ceci corrobore les conclusions de Gosselet (Gosselet, 1908), qui avait montré, d'après les sondages du Bassin Houiller, l'existence d'un jeu normal de ces failles antérieurement au Crétacé. Le jeu de ces failles permet le dépôt syn-tectonique des Conglomérats Rouges dans une géométrie en éventail caractéristique des failles normales listriques. Si les failles de l'Artois sont listriques, elles doivent venir se raccorder en profondeur sur des chevauchements. Et c'est ce que nous montrons sur la Figure 75 (notamment pour la faille de Samblethun sur le line drawing). Ces structures sont bien connues. Elle correspondent à l'inversion tectonique négative (Hayward & Graham, 1989, Williams *et al.*, 1989, Tavarnelli, 1999). Ce raccordement en profondeur des failles est un élément nouveau comparé aux auteurs précédents (Bouroz, 1956, 1963, Delattre, 1969)

Sur la Figure 77 a, la compression crée un chevauchement qui génère lui-même un pli de rampe caractéristique de ceux observés au front de chaîne de montagne (Dahlstrom, 1969, Vann *et al.*, 1986, Morley, 1988). C'est aussi typiquement ce que l'on retrouve dans l'Artois, les chevauchements étant créés durant la compression Varisque (Namuro-Westphalien) (Figure 75). A la fin de l'épisode compressif, le système passe dans une phase extensive. La faille normale s'individualise et vient se raccorder à la rampe du chevauchement initialement créé (Figure 77 b). Plusieurs auteurs ont déjà montré ces raccordements profonds (Williams *et al.*, 1989, Tavarnelli, 1999, Averbuch *et al.*, 2004). Il faut noter que la dépression créée par l'affaissement des couches au toit de la faille normale permet la sédimentation

syn-tectonique (Williams *et al.*, 1989). Cette géométrie est celle que l'on a pu mettre en évidence avec le profil sismique BM84K en Artois.

Le problème est qu'en Artois, le toit du Paléozoïque (Figure 72) ainsi que toutes les figures et les coupes présentées précédemment, montrent que les séries ont connu une surrection et que cette surrection se localise au toit de certaines failles de l'Artois. Il faut donc imaginer un rejeu des failles normales héritées du Paléozoïque en inverse lors d'une phase compressive postérieure aux dépôts syn-tectoniques (Conglomérats rouges de l'Artois) qui permette la remontée des séries au Sud des failles (Figure 77 c, d et e). On a ici une preuve, à la fois de l'héritage des structures anciennes qui vont être réutilisées lors d'autres phases tectoniques, et de l'inversion tectonique positive dans la région. Cette notion d'héritage des structures est une notion bien connue et bien décrites dans la bibliographie (Shephard-Thorn *et al.*, 1972, Badley *et al.*, 1989, Butler *et al.*, 1997, Holdsworth *et al.*, 1997, Mansy, 2003, Mansy *et al.*, 2003b).

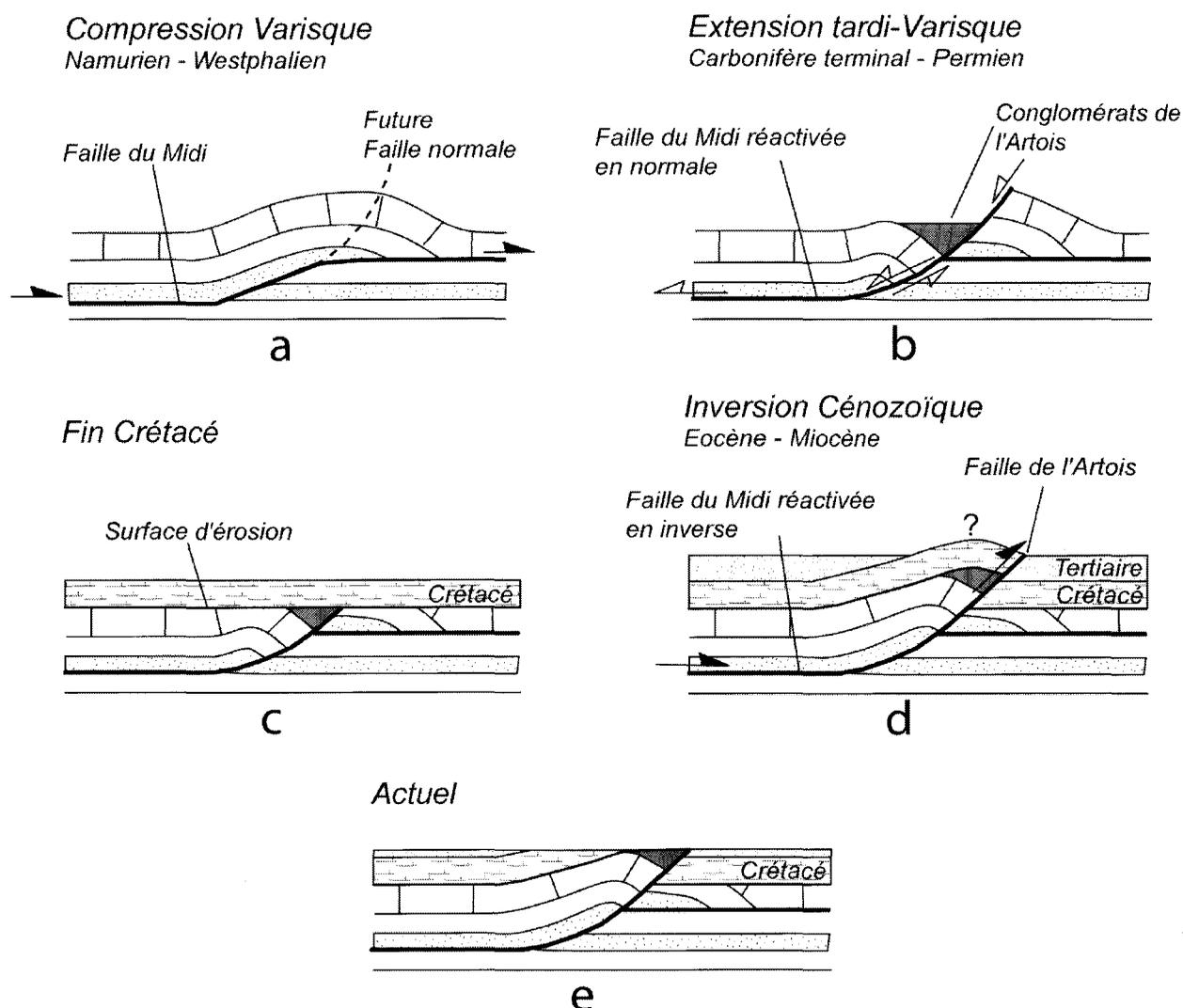


Figure 77 : Représentation schématique de l'inversion tectonique en Artois. (a) au Namurien – Westphalien. (b) Au Carbonifère terminal – Permien (Inversion négative). (c) A la fin du Crétacé. (d) au Cénozoïque (inversion positive). (e) A l'actuel. Inspiré de Tavnelli (1999).

1.3. Age de l'inversion tectonique positive

L'inversion étant maintenant reconnue, il faut essayer de dater ce mouvement de surrection. Gosselet (1908) est le premier à proposer que la surrection soit postérieure à la limite Crétacé - Tertiaire. Il fait cette conclusion en observant les sondages de part et d'autre de la faille de Ruitz. Il se rend compte que la faille met en contact du Turonien moyen (au sud) sur du Sénonien (au Nord). Si le Sénonien s'est déposé dans la partie septentrionale des failles, la surrection est donc postérieure au dépôt de celui-ci. De la même manière que Gosselet, on peut remarquer sur la carte géologique (Figure 69) que la faille de Ruitz met localement en contact du Sénonien sur du Cénozoïque et plus exactement sur du Thanétien/Yprésien (Paléocène supérieur/Eocène inférieur). La surrection est donc aussi postérieure à ces dépôts. Briquet (1924) date la surrection après la fin du Miocène. Il est très difficile de définir avec précision la formation des collines de l'Artois. Il semble néanmoins que leur formation corresponde aux périodes d'inversions connues en Angleterre et en Mer du Nord (Badley *et al.*, 1989, Hamblin *et al.*, 1992, Mansy *et al.*, 2003b, Minguely *et al.*, 2005) et dans le Boulonnais (Lamarche *et al.*, 1996). Cette dernière, propose une phase d'inversion depuis l'Eocène jusqu'au Miocène montrant plusieurs pulsations à l'Eocène Moyen et au Miocène inférieur. Cette hypothèse est confirmée par Van Vliet – Lanoë (1998) qui précise que la phase majeure serait au passage Oligocène – Miocène. Comme nous l'avons déjà dit, le jeu des failles de l'Artois ne serait pas en inverse pur. Une composante décrochante dextre a aussi été mise en évidence (Auffret & Colbeaux, 1977, Mansy *et al.*, 2003b).

1.4. Conclusion

Nous avons donc pu voir, au travers de plusieurs figures, que les failles de l'Artois jouent un rôle prépondérant dans la morphologie de l'Artois. Ces failles dont le pendage est dirigé vers le sud, ont d'abord un jeu normal. Le bloc sud a été abaissé par rapport à celui du Nord. Cette phase extensive a été datée Carbonifère terminal – Permien (Figure 77a). Cette extension est bien visible sur le profil sismique BM84K puisqu'elle s'accompagne de la création, au toit de certaines failles (Faille de Pernes – Audincthun par exemple), de petits bassins syn-tectoniques, dont les dépôts en éventails suggèrent la géométrie listrique des failles. C'est par cette géométrie que nous avons pu montrer que les failles viennent se raccorder aux chevauchements majeurs, en profondeur, nous montrant ainsi l'inversion négative de l'Artois. Au Tertiaire, et probablement depuis l'Eocène jusqu'au Miocène, les failles ont été réactivées en inverse lors d'une phase en compression. Elles se sont prolongées dans la couverture, faisant remonter les séries ainsi que tout le bloc sud des failles (Figure 77d). C'est l'inversion tectonique positive. C'est cette surrection qui est à l'origine des collines de l'Artois. Cette notion de réactivation est très importante car elle amène la notion d'héritage des structures paléozoïques. Les accidents initialement créés lors de la phase extensive sont repris en compression. Cette inversion n'est pas accommodée de la même manière le long des failles. Certains segments sont plus réactivés que d'autres. Un autre élément est que cette inversion tectonique n'est visible qu'en Artois et ne semble pas exister au cœur du Bassin Houiller.

2. Géométrie du front Varisque en profondeur : implications sur la géodynamique générale de la chaîne dans le Nord de la France

2.1. Rappel des éléments mis en évidence

Comme nous l'avons vu avec les différentes données exposées précédemment, la géométrie du front Varisque en Artois est complètement différente de celle observée au cœur du bassin houiller et, plus à l'Est, sur la bordure de l'Avesnois. Si ces deux dernières zones sont assez facilement corrélables entre elles, il est en revanche difficile de les relier à ce que l'on voit en Artois. Les différences structurales majeures sont les suivantes. Elles sont mises en évidence par les différents documents que nous avons exposés:

Artois	Eléments structuraux	Bassin Houiller - Avesnois
3 chevauchements majeurs (décollement basal compris)	Nombres de chevauchements au dessous de la Faille du Midi	Au moins 6 chevauchements majeurs auxquels il faut ajouter tous ceux de plus faible importance (carte des HBNPC)
Dévonien Moyen à Carbonifère Inférieur. Le Carbonifère Supérieur disparaît	Séries géologiques affectées par les chevauchements	Dévonien Moyen à Carbonifère supérieur
20° environ	Pendage de la Faille du Midi	5° à 10°
Chevauchements à vergence Sud qui délimitent des zones en triangle	Déformation du socle Paléozoïque Inférieur	Aucune déformation visible sur les profils sismiques
Très réduite ou inexistante	Unité renversée	Grande extension. Elle représente le cœur du Bassin Houiller
Inversion localisée et bien marquée le long des Failles de l'Artois. N°130 d'après le tracé des Failles de l'Artois Importante à cause des rejeux successifs des Failles de l'Artois	Inversion tectonique Directions des structures Déformation de la couverture méso-cénozoïque	Pas d'inversion tectonique marquée Environ E-W à N070 Le changement d'orientation se fait au niveau de la « Anse de Valenciennes Faible voire inexistante

Tableau 8 : Différences structurales majeures au niveau de la géométrie du front Varisque entre l'Artois et la zone Bassin Houiller – Avesnois.

2.2. Structures profondes en Artois

2.2.1. Âge des structures

Nous avons pu voir, d'après les différents documents présentés précédemment, et notamment les profils sismiques, que le socle du Brabant (Silurien) est affecté, en Artois, par des chevauchements à vergence Sud (rétrochevauchement) formant ainsi des écailles siluriennes en dessous de la zone frontale Varisque, caractérisée elle-même par des chevauchements à vergence Nord. Ces chevauchements profonds se raccordent au chevauchement basal varisque. Ce raccordement forme des zones en triangle, structures caractéristiques des zones en compression (Butler, 1982, Gidon, 1987).

Des structures similaires ont été mises en évidence lors de la réalisation du projet ECORS Nord de France (Cazes & Torreilles, 1988). Elles sont à des profondeurs plus importantes et localisées nettement plus vers le Sud. Ces structures sont aussi visibles sur les profils DEKORP et JEBCO (Mer du Nord) (Blundell, 1993). En Angleterre, des structures profondes comparables sont aussi soulignées sur les profils sismiques (Bois *et al.*, 1990). Elles présentent les mêmes caractéristiques que nos structures, c'est-à-dire une vergence opposée à celle Varisque. Toutes ces structures ont été interprétées comme issue de l'orogénèse calédonienne. De même, Meilliez (1991), montre, que dans le parautochtone, les structures calédoniennes à l'affleurement sont des plis à vergence Sud, probablement associés à des écailles tectoniques et des chevauchements eux aussi à vergence Sud.

En accord avec ces différentes interprétations, nous proposons que les rétrochevauchements profonds affectant le Silurien, soient associés au front de chevauchement calédonien. Cependant, il est clair sur nos profils que ces rétrochevauchements ont été réactivés lors de la propagation du front varisque.

2.2.2. Influence des structures profondes sur le front varisque en Artois.

La Faille du Midi est la structure la plus tardive de la déformation varisque. C'est un chevauchement « hors séquence » qui recoupe au mur toutes les autres unités. Les structures « hors séquence » ont une cinématique bien particulière. En effet, la majeure partie des auteurs s'accorde à dire que, lors de la formation d'une chaîne de montagne, le caractère « hors séquence » apparaît quand la déformation ne peut plus se propager vers l'avant. Le système étant alors bloqué, les chevauchements « hors séquence » se développent à l'arrière, pour accommoder la déformation, recoupant ainsi toutes les autres structures (Morley, 1988, Averbuch & Mansy, 1998).

Dans le Nord de la France, le blocage de la propagation des structures vers l'avant est souvent associé au rôle du Massif du Brabant, qui jouerait le rôle de butée frontale, provoquant le découpage hors séquence du système. Il est possible de préciser cet élément avec les nouvelles données que nous apportons. Ce sont les structures profondes, mises en évidence sur les profils sismiques, qui joueraient ce rôle de butée. Elles gêneraient ou empêcheraient la propagation du système vers le Nord (vers l'avant), favorisant ainsi le découpage hors séquence de la Faille du Midi. En effet, nous avons pu souligner que l'écaillage profond, lié à ces structures, fait remonter le socle vers la surface. On l'a d'ailleurs très bien vu dans la description des profils sismiques où le socle est entre 0.5 et 1 STD plus haut en Artois, sous la couverture Dévono-Carbonifère du parautochtone (Chapitre 3), que sur les profils

C83 et M146 (Chapitre 1). Il est de plus possible que ces rétrochevauchements profonds plissent les chevauchements hercyniens à vergence Nord. Tout le système serait alors en surrection au droit de l'écaillage Silurien. On le voit aussi sur les profils sismiques interprétés. Les chevauchements hercyniens ne sont plus plats comme ce que l'on pouvait voir sur les profils C83 et M146. Ils sont déformés et semblent plissés. Cette surrection pourrait aussi expliquer l'arrêt de la propagation des chevauchements vers l'avant et donc le découpage hors séquence. Elle pourrait de même expliquer le pendage nettement plus important (environ 20°) de la Faille du Midi en Artois.

Ces hypothèses amènent cependant plusieurs questions et notamment au niveau de la cinématique de déformation du système. En particulier, on peut s'interroger sur la façon dont les chevauchements vont se propager au sein de la zone en triangle profonde. Une analogie intéressante peut être dressée avec les structures en « passive-roof » duplex (Banks & Warburton, 1986). La géométrie, mise en évidence dans ce genre de structures, correspond assez bien avec celle que nous observons sur les interprétations des profils sismiques (Figure 78). Une différence flagrante cependant concerne la polarité générale du système, les structures profondes correspondant ici au front chevauchant majeur (Figure 78 b).

Sur cette figure (Figure 78, A1), pour laquelle nous avons appliqué la cinématique des « passive-roof duplex » au front varisque du Nord de la France, le premier chevauchement se propage vers l'avant-pays (vers le Nord). Dans le même temps, un chevauchement profond s'individualise en se propageant cette fois-ci, vers l'arrière (vers le Sud). Le système commence alors, à se surélever. Dans un deuxième temps (Figure 78, A2), le raccourcissement continu. Au toit, un autre chevauchement s'individualise. Il est, cette fois-ci, rétrograde puisqu'il se développe à l'arrière du premier. Cet élément a déjà été observé dans le Boulonnais par Averbuch et al. (2004). Ce type d'évolution implique cependant un blocage du système à l'avant qui est peut-être dû à l'écaillage induit par les rétrochevauchements profonds. Simultanément, un deuxième rétrochevauchement profond est créé. Il se propage toujours vers l'arrière mais est prograde par rapport au premier rétrochevauchement. Enfin, la troisième phase (Figure 78, A3) est quasiment similaire à la seconde. Le chevauchement frontal (n°3) (Faille du Midi ?) est encore généré à l'arrière des deux précédents tandis que le rétrochevauchement profond s'individualise encore une fois vers l'avant par rapport aux autres.

Ce qui est important dans ce schéma c'est que la cinématique des chevauchements à vergence Nord est rétrograde alors que celle des structures profondes est prograde. Nous observons cela sur les profils sismiques avec la Faille du Midi qui est un chevauchement « hors-séquence ». Nous avons déjà vu que ce caractère « hors-séquence » pouvait être le résultat de la surrection du système liée aux rétrochevauchements profonds. C'est ce qui est imagé sur la figure. Nous voyons de plus, que le pendage du dernier chevauchement à vergence Nord (n°3), qui d'ailleurs peut être assimilé à la Faille du Midi, est assez important par rapport à ceux en avant. Ce pendage est encore lié au jeu des rétrochevauchements.

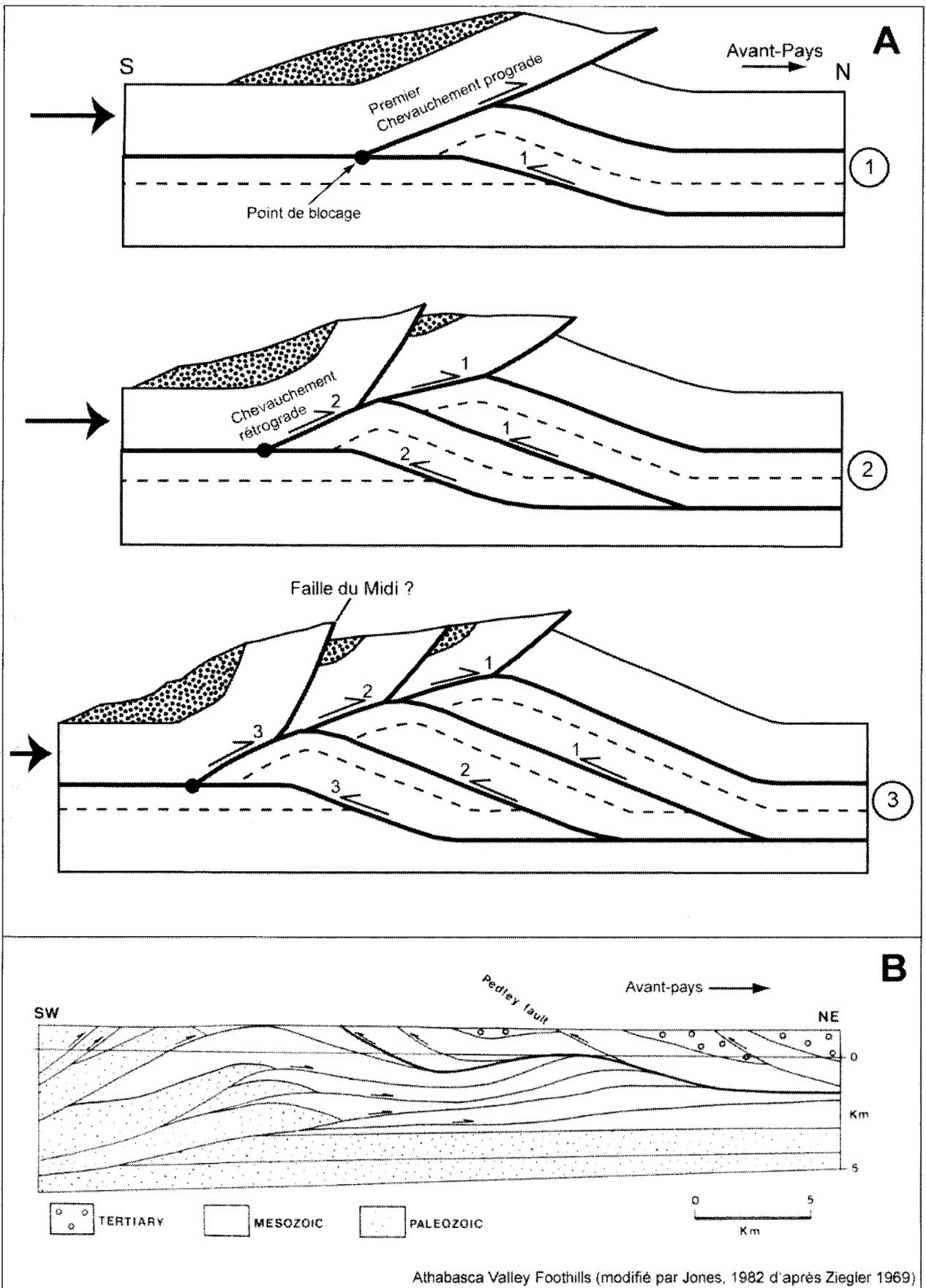


Figure 78 : Cinématique de déformation possible de la chaîne varisque en Artois. (A) schéma montrant la cinématique de déformation, modifié d'après Banks (1986). (B) Exemple de l'Athabasca Valley Foothills, modifié par Jones (1982), d'après Ziegler (1969).

La Figure 78B, est un exemple réel de ce type de structure. Le point que nous voulons mettre en avant sur cette figure est que, le chevauchement basal, limitant les deux unités (en foncé sur la figure), est plissé par les chevauchements profonds à vergence N situés en dessous. C'est aussi un élément que nous avons mis en évidence dans l'interprétation de nos profils. Il faut cependant faire attention car cette géométrie est complètement inversée par rapport à celle du Nord de la France. En effet, l'avant-pays est situé au Nord sur l'exemple, les chevauchements à vergence Sud étant donc des rétrochevauchements. Dans la géométrie que nous observons sur les profils c'est l'inverse, l'avant pays serait au Sud.

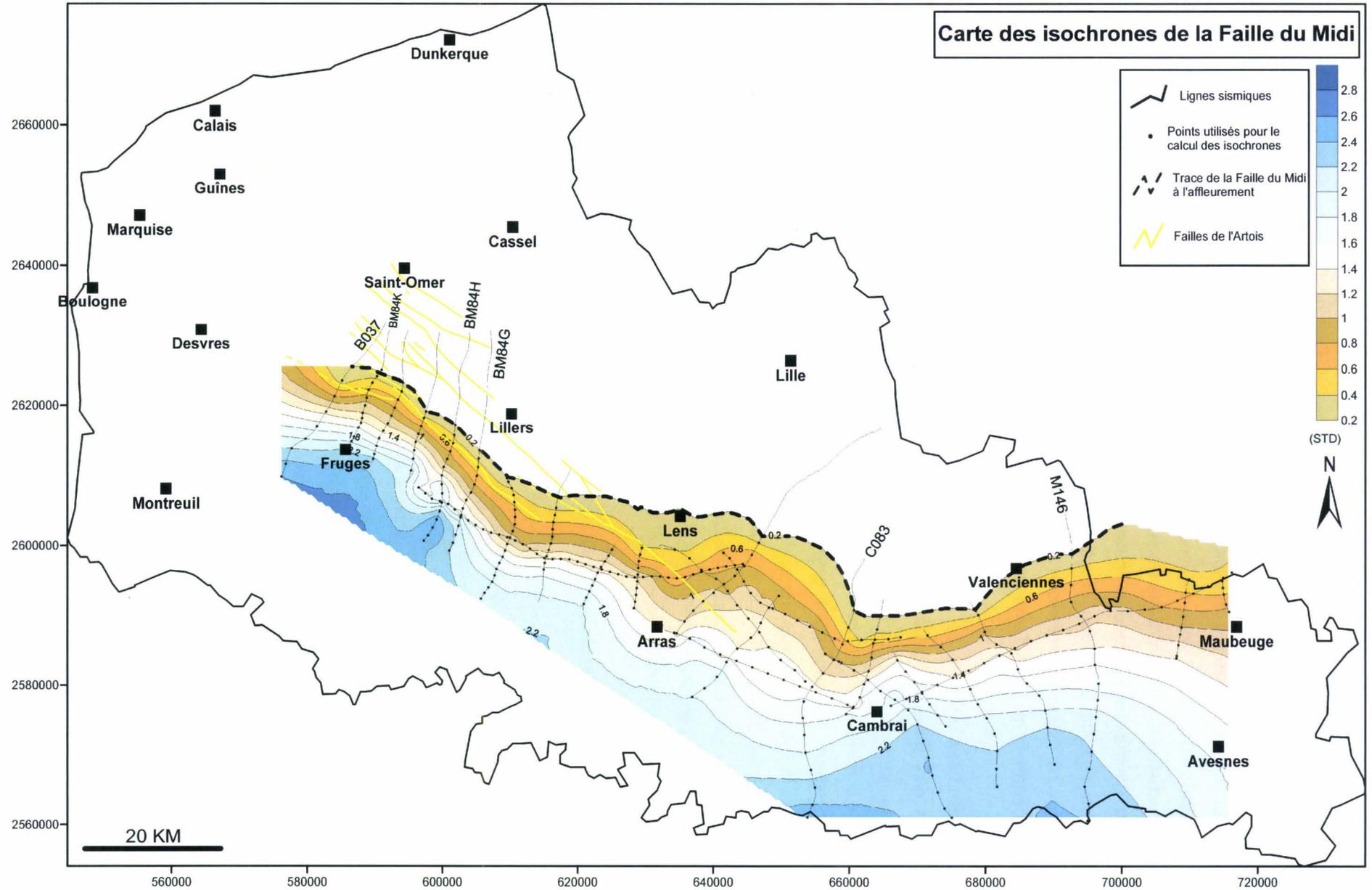
Cette cinématique semble donc assez bien correspondre avec les éléments que nous montrons sur les profils sismiques. Cependant un point pose problème. En effet, les chevauchements et les rétrochevauchements sont contemporains d'après cette cinématique. Ils sont créés quasiment simultanément. Hors si les chevauchements de l'unité supérieure sont liés à l'orogénèse hercynienne et c'est le cas si on applique ce modèle à la chaîne Varisque du Nord de la France, les rétrochevauchements sont aussi formés au cours de cette même phase. Cette séquence de déformation peut-elle être appliquée à la réactivation d'un front chevauchant pré-existant comme cela semble être le cas dans le Nord de la France ? Nous n'avons malheureusement que très peu d'éléments pour répondre à cette question. Il serait cependant intéressant de tester les hypothèses par la modélisation analogique « boîte à sable ». Une telle expérience a été tentée dans le cadre d'un stage étudiant ici à l'Université de Lille sous la direction de B. Vendeville. Cette expérience s'est révélée concluante sur les géométries observées ainsi que sur la genèse des chevauchements « hors séquence » mais reste encore à préciser en ce qui concerne l'ordre d'apparition des chevauchements profonds.

Le point suivant concerne la localisation des failles de l'Artois. La Figure 79 représente les isochrones de la Faille du Midi dans le Nord de la France. Ces isochrones ont été construites à partir de la profondeur en STD de la faille sur les profils sismiques. Les points ont ensuite été interpolés pour obtenir la carte. Sur cette carte sont repris les profils sismiques interprétés, la localisation des failles de l'Artois ainsi que les villes principales.

Sur cette figure, la Faille du Midi a un fort pendage en Artois. Les courbes de niveau sont rapprochées. On le voit nettement entre Fruges et la ligne Lens – Arras. Nous avons d'ailleurs mis cet élément en évidence sur les interprétations des profils 84G, H, K et B37. Il semblerait que ce fort pendage continue à l'Est du profil 84G, jusque Lens – Carvin.

Figure 79 : Carte des isochrones de la faille du Midi dans le Nord de la France.

191



Juste à l'Est, dans la zone comprise entre Lens, Arras et Cambrai le pendage de la faille du Midi devient très faible. La faille est plate à certains endroits. A l'Est de Cambrai, jusqu'à Maubeuge, le pendage de la faille augmente à nouveau. Il est cependant moins important qu'en Artois. Ce que nous voulons montrer avec cette figure c'est que les failles de l'Artois sont exactement localisées là où le pendage de la faille du midi est très important (environ 20°). Il n'est pas anodin de constater cela car lorsqu'une faille normale est générée, lors de la reprise en extension d'un système compressif, au droit d'un chevauchement, elle vient généralement se localiser sur la zone la plus pentée du chevauchement sous-jacent. C'est-à-dire la rampe du chevauchement. C'est ce que nous avons montré dans la première partie de ce chapitre au niveau des failles de l'Artois et plus exactement des Failles de Pernes, d'Audincthun, où l'inversion tectonique est très importante. C'est aussi ce qui est observé par plusieurs auteurs (Williams *et al.*, 1989, Tavarnelli, 1999, Averbuch *et al.*, 2004).

Le pendage important de la faille du Midi en Artois est donc un élément déterminant pour la localisation des failles les plus actives de l'Artois. De plus, si ce sont les structures profondes (rétrochevauchements) qui, comme nous l'avons suggéré, jouent un rôle dans l'augmentation du pendage de la Faille du Midi dans la zone, ces structures profondes localisent aussi les failles de l'Artois et donc l'inversion tectonique dans la région. En élargissant notre hypothèse, les structures profondes influencent à la fois, le pendage de la Faille du Midi, la localisation des failles de l'Artois, l'inversion tectonique et plus généralement la morphologie des différentes séries méso-cénozoïques mises en évidence sur les cartes isohypses et isopaques au niveau de l'Artois. Il ne faut cependant pas oublier que nous ne retrouvons pas ces éléments plus à l'Est dans le bassin Houiller. On peut donc s'interroger sur la façon dont les structures profondes viennent disparaître latéralement.

2.2.3. Limite latérale des structures profondes.

Dans le Bassin Houiller et sur la bordure Ouest de l'Avesnois, nous avons vu que nous ne retrouvons pas les chevauchements profonds mis en évidence dans le socle de l'Artois. La faille du Midi possède de plus un pendage plus faible et il n'y a pas d'inversion tectonique marquée comme sur les failles de l'Artois. Il faut donc imaginer qu'entre ces deux zones, les structures profondes se terminent latéralement. Si on reprend la carte des isochrones de la faille du Midi (Figure 79) cette limite latérale semble être localisée aux environs de la ligne Lens – Arras, là où le pendage de la faille du Midi devient nettement moins important. Si la limite latérale se trouve dans cette zone, il doit exister d'autres marqueurs de cette limite, sur les données que nous possédons.

Les isohypses et isopaques des séries

Lors de la description des cartes d'isovaleurs, nous avons mis l'accent sur une zone, localisée entre Lens et Lesquin, où les toits des séries représentées sont plus élevés d'une quarantaine de mètres environ. Cette zone, que nous avons appelée « ride entre l'Artois et le Mélançois » sépare le bassin de la Plaine des Flandres de celui d'Orchies. La Figure 80 montre le toit du Paléozoïque et une coupe de la zone surélevée. Nous avons choisi de montrer le toit du Paléozoïque comme exemple car c'est le plus ancien horizon affecté par cette remontée. La coupe montre, quand à elle, que les toits des séries cénomaniennes, turoniennes et sénoniennes sont aussi affectés par cette remontée. L'élément

intéressant, que nous avons déjà souligné dans la description des cartes et des coupes (chapitre II), est que les séries affectées ne montrent pas de variation d'épaisseurs au droit de la remontée. Ce qui veut dire que la remontée est postérieure au dépôt du Crétacé Supérieur. Elle est donc vraisemblablement Cénozoïque.

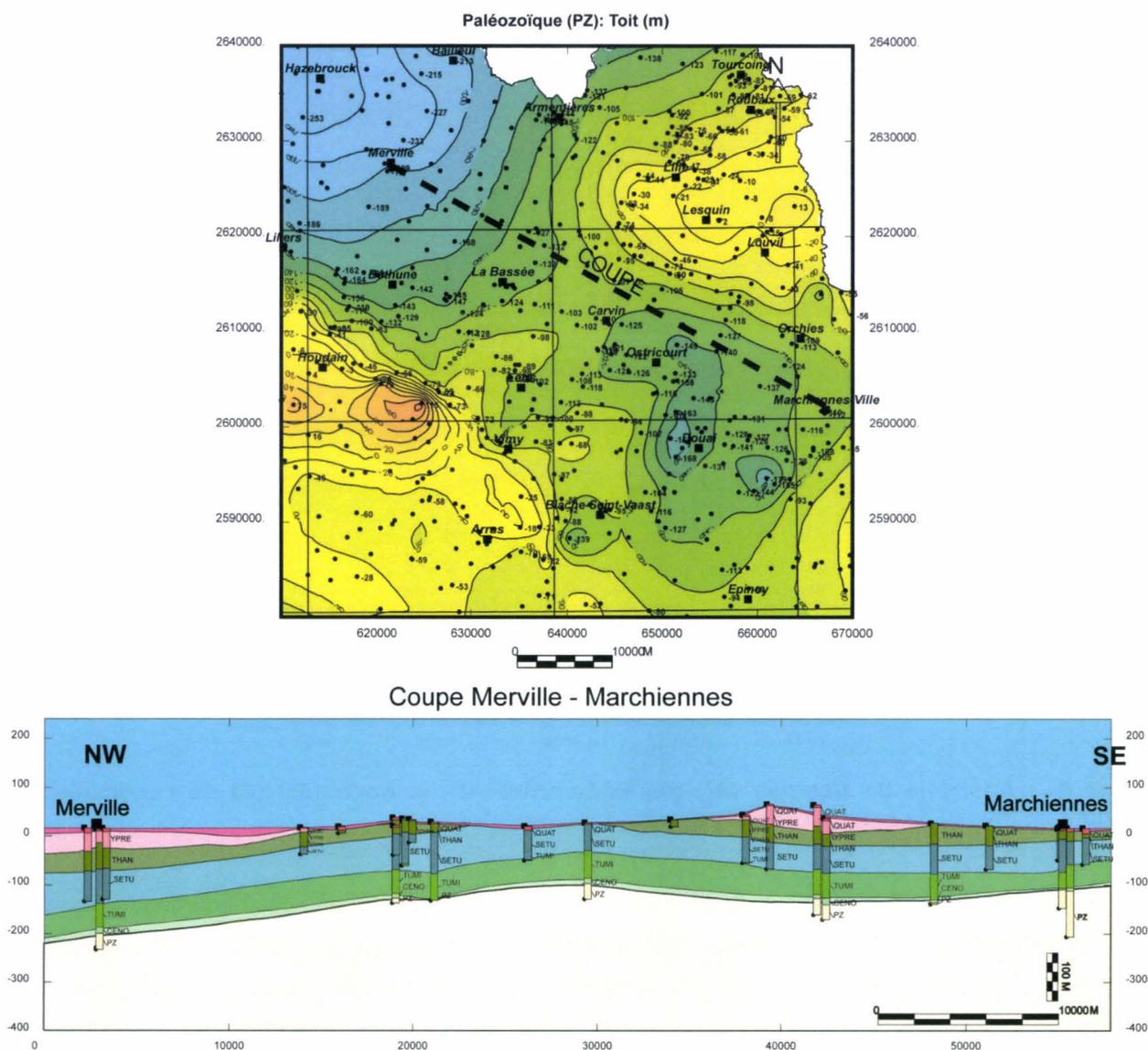


Figure 80 : Extrait de la carte du toit du Paléozoïque et coupe au niveau de la ride entre le l'Artois et le Mélantois.

Le deuxième élément intéressant est que, si on replace cette remontée sur la carte des isochrones de la Faille du Midi (Figure 79), nous voyons qu'elle est située exactement au niveau du changement de pendage de la Faille du Midi c'est-à-dire aux environs de la ville de Lens. La ride Artois – Mélantois est donc peut-être un marqueur de la limite latérale Est des structures profondes mises en évidence en Artois. Cette limite latérale aurait, si elle est bien localisée au droit de la ride, une influence importante sur la géométrie des séries de la couverture Méso-Cénozoïque. Cette influence structurale est d'ailleurs extrêmement présente dans toute la région. Nous avons déjà insisté là-dessus.

L'anomalie de Bouguer et les gradients de l'anomalie

La Figure 81 montre l'anomalie de Bouguer ainsi que les gradients verticaux et horizontaux de l'anomalie au niveau de la limite latérale des structures profondes.

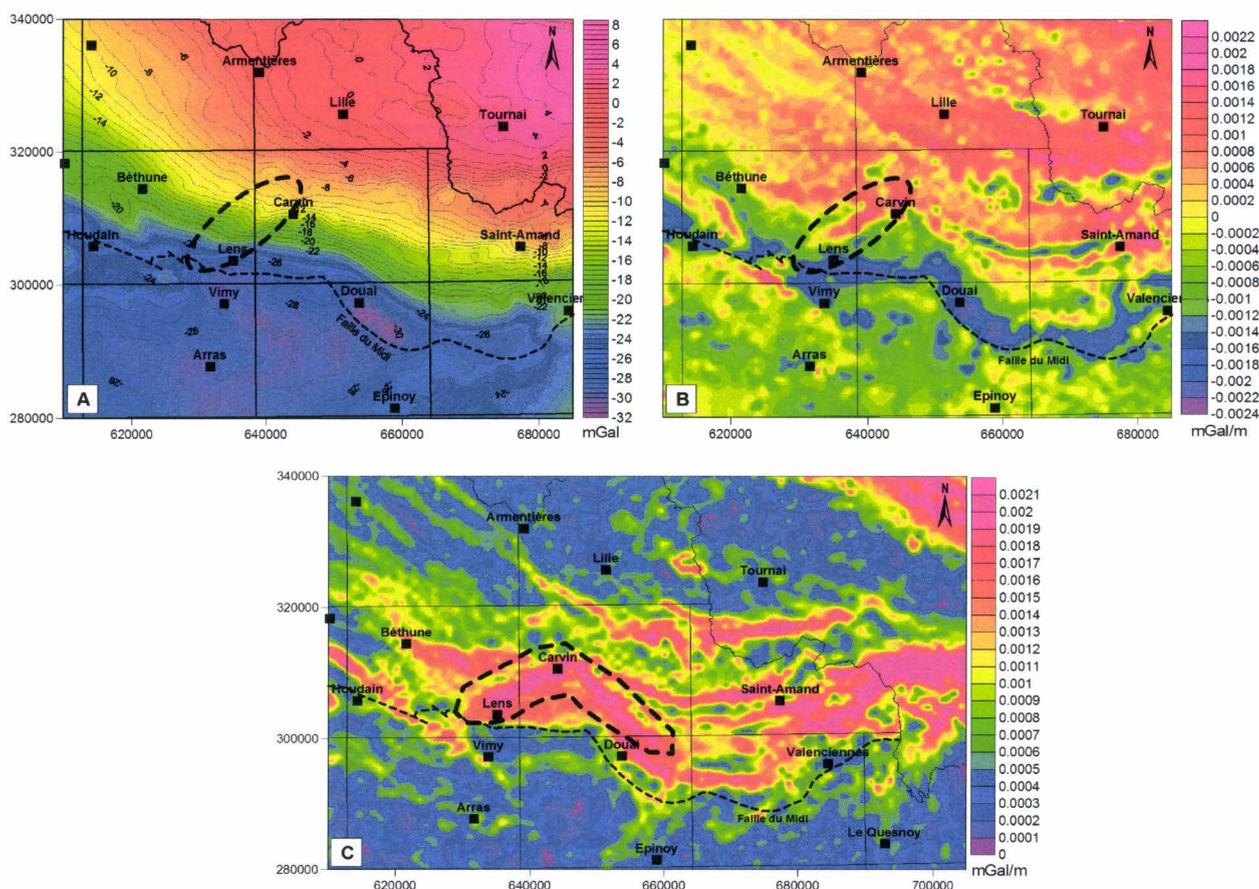


Figure 81 : Anomalie de Bouguer (A), gradient vertical (B) et horizontal (C) de l'anomalie de Bouguer au niveau de la limite latérale des structures profondes.

Sur la Figure 81 A, l'anomalie de Bouguer montre, sur la zone étudiée, des perturbations dans le tracé des courbes. Les courbes s'infléchissent légèrement vers le SO au droit de la zone charnière que nous essayons d'interpréter. Même si les variations de l'anomalie de Bouguer ne sont pas très importantes à ce niveau, un linéament avec la même direction que la ride Artois – Mélantois, est quand même visible. En effet, il ne faut pas oublier, que l'anomalie de Bouguer dépend énormément de la densité des roches sous-jacentes et que dans cette zone, la forte épaisseur des « Morts terrains » (environ 300 m), c'est-à-dire de la couverture Mésocénozoïque de faible densité, masque l'influence des roches plus profondes. Il est donc normal que les structures profondes soient moins marquées. Ce n'est d'ailleurs pas le cas sur le gradient vertical qui permet de limiter l'influence de la composante régionale de l'anomalie. Sur la Figure 81 B, on remarque d'ailleurs la présence d'une forte anomalie qui présente la même direction que la ride Artois – Mélantois et que le linéament mis en évidence sur la carte de Bouguer. La présence d'une forte anomalie sur le gradient vertical montre généralement la présence de roches de forte densité en sub-surface. C'est peut-être là une des caractéristiques de la limite latérale des structures profondes qui ferait remonter des roches siluriennes de densité importante. Nous sommes malheureusement très peu contraints à ce niveau. Il est donc difficile de préciser. Sur le gradient horizontal (Figure 81 C), une forte anomalie est visible au droit de la limite latérale. Elle possède la même

direction que celles mises en évidence sur les cartes précédentes. Il est intéressant de noter que cette direction (environ N45°) ne correspond pas aux directions structurales majeures communément rencontrées dans la bibliographie (N110° - 130° et N30°). D'après les amplitudes, il est possible de voir que cette forte anomalie change de direction juste au NE de Carvin. Elle prend alors une direction N130° qui s'accorde plus avec les directions structurales majeures. Nous avons volontairement élargi la carte du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer pour avoir une vision plus générale des structures. Nous discuterons, à la fin de ce chapitre, de l'évolution latérale possible de ces structures.

Coupes EW dans le Bassin Houiller

Le dernier argument que nous aimerions apporter sur l'existence d'une limite latérale des structures profondes est montré par une coupe EW réalisée dans le bassin Houiller. Cette coupe simplifiée est inspirée des travaux de Chalard (1960a, 1960b), repris par Meilliez (1989). La Figure 82 A reprend, en carte, les sondages utilisés pour réaliser la coupe. Ces sondages sont tous extraits de la base de données. Ils sont reportés et utilisés pour dessiner la coupe (Figure 82 B).

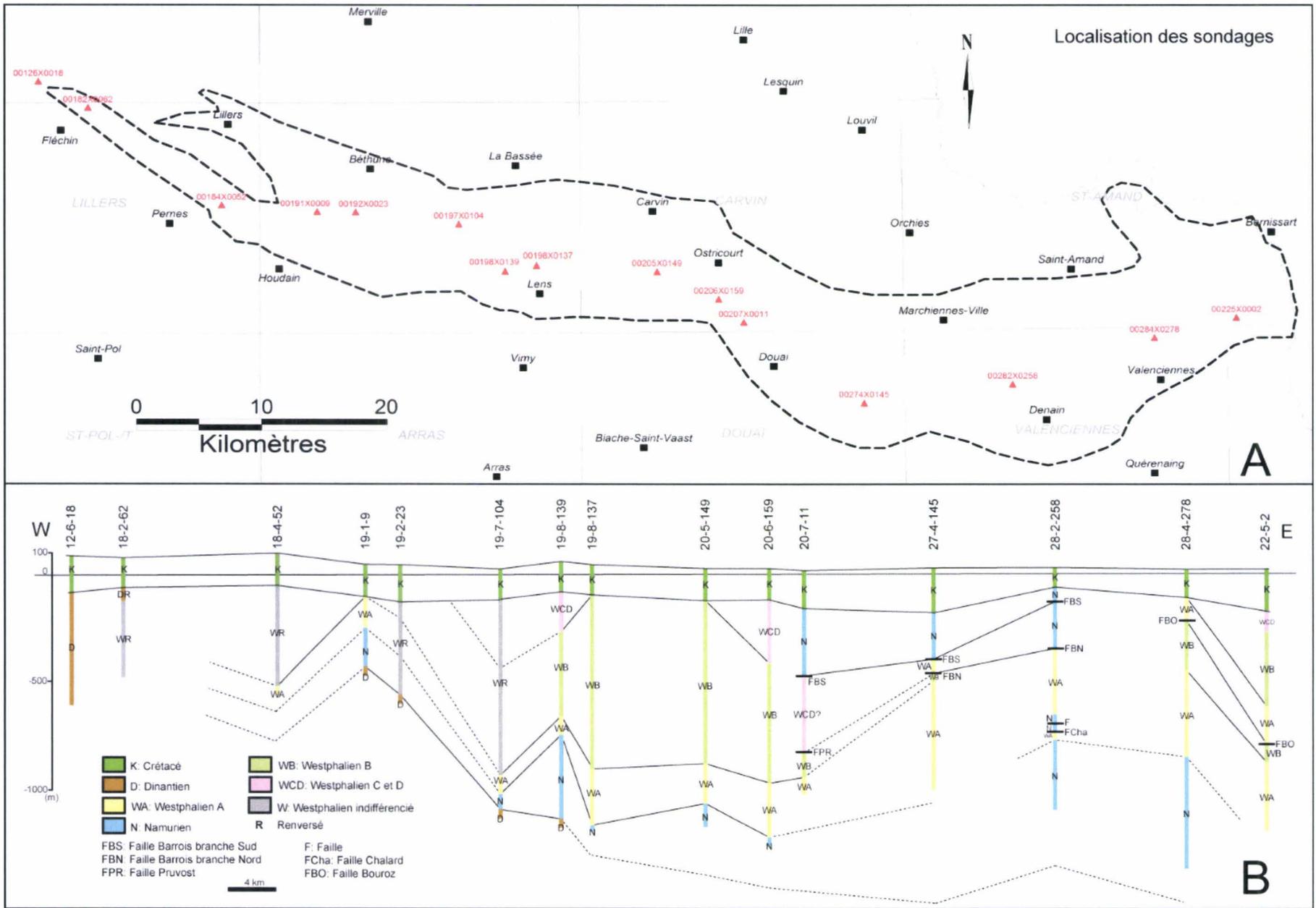
Cette coupe n'a pas été réalisée dans le but de corrélater latéralement les sondages dans le bassin. Il est en effet impossible de raccorder les unités entre elles. On le voit très bien sur la coupe. La multitude de failles et de chevauchements parcourant le bassin rend toute corrélation impossible.

L'élément important que nous voulons montrer sur cette coupe est la remontée du Calcaire Carbonifère vers l'Ouest. Il est difficile de définir où commence précisément cette remontée des séries. En effet, les sondages n'atteignent pas le Calcaire Carbonifère dans le cœur du bassin. Néanmoins, les informations données par Chalard (1960b) permettent de préciser la surrection. Elle débiterait au niveau du sondage 20-6-159 pour se terminer au sondage 19-1-9. Cette zone de remontée du Calcaire Carbonifère est située exactement à l'endroit où nous proposons de faire passer la limite latérale des structures profondes. De plus, elle s'aligne aussi avec « l'anticlinal du Poil d'Ours » (ou crête du Poil d'Ours) et « l'anticlinal de Lens » qui sont interprétés par Becq-Giraudon (1982, 1983) comme des « structures transverses anciennes » influençant la paléogéographie du Bassin Houiller.

Conclusion

Tous les éléments que nous avons mis en évidence dans les différentes figures présentées montre qu'un linéament structural important est localisé le long de la ligne passant par les villes de Lens et Carvin. Ce linéament, bien marqué sur les cartes gravimétriques, influence le pendage de la Faille du Midi, localise la remontée du Calcaire Carbonifère et, dans une moindre mesure, la flexure des séries mésozoïques au niveau de la ride Artois - Mélantois. Nous proposons que ce linéament marque la limite latérale des structures profondes observées dans le substratum silurien de l'Artois. Le fait de ne pas retrouver ces structures profondes plus à l'Est, dans le Bassin Houiller et sur la bordure Est de l'Avesnois, implique soit une disparition soit un décalage de celles-ci vers le Nord.

Figure 82 : Coupe EW dans le Bassin Houiller. (A) localisation des sondages. (B) Coupe à partir des sondages.



2.3. Evolution vers l'Est des structures profondes

Nous entrons maintenant dans un domaine plus conjectural. Il est en effet difficile, vu le nombre d'accidents affectant le Bassin Houiller, de les corrélés, par exemple, avec les cartes gravimétriques. De plus, nous ne possédons aucun profil sismique susceptible de montrer la structuration profonde à l'avant du bassin. Cependant, si comme nous l'avons dit, l'orogénèse calédonienne est à l'origine des structures profondes vues en Artois, il faut envisager que ces structures profondes existent quelque part à l'avant du Bassin Houiller. Un des arguments qui nous amène à proposer ce décalage vers le Nord des structures profondes est visible sur l'écorché des pétroliers (C.F.P. (M), 1965). En Artois, les structures profondes sont responsables de l'écaillage et de la remontée du Silurien sous le front de la chaîne Varisque. Elles jouent aussi un rôle important dans la mise à l'affleurement assez rapide de celui-ci en Plaine de Flandres sous la couverture méso-cénozoïque (ou son plongement rapide sous la couverture Dévonocarbonifère (C.F.P. (M), 1965)). Plus à l'Est, nous retrouvons le Silurien à l'affleurement dans l'anticlinal Paléozoïque d'Orchies (Figure 83).

Cette zone est située dans le prolongement de l'apophyse silurienne de Merville (C.F.P. (M), 1965). Elle semble néanmoins légèrement décalée vers le Nord. Cette remontée silurienne est probablement à raccorder avec celle de la Plaine des Flandres.

Un élément intéressant à noter est que ces deux culminations des couches siluriennes sont séparées par une zone où le Dinantien est largement développé. Cette zone est pratiquement localisée sur la limite latérale des structures profondes que nous avons décrites précédemment. Par similitude avec ce que nous avons vu en Artois, la limite des structures profondes doit donc se situer au Sud de l'affleurement Silurien et au Nord du profil C83 qui ne les imagent pas (Figure 83). De plus, la limite Nord de l'anticlinal paléozoïque d'Orchies est matérialisée par une faille, la faille de Seclin. Cette faille met en contact du Dinantien sur du Silurien (Figure 83, 1). Il s'agit probablement d'une faille normale, qui aurait donc un pendage Nord. C'est d'ailleurs ce qui est imagé sur la coupe schématique d'Hennebert (1998). Une telle direction de pendage dénote par rapport aux directions de pendage des failles dans le Bassin Houiller. Elle s'accordent assez bien avec l'idée de rétrochevauchements profonds eux aussi pentés vers le Nord. Cependant, cette faille n'a jamais été vue à l'affleurement du fait de la couverture méso-cénozoïque qui recouvre toute la zone. Il est donc envisageable qu'elle soit inverse. Elle ferait alors remonter le Silurien un peu à la manière des failles de l'Artois.

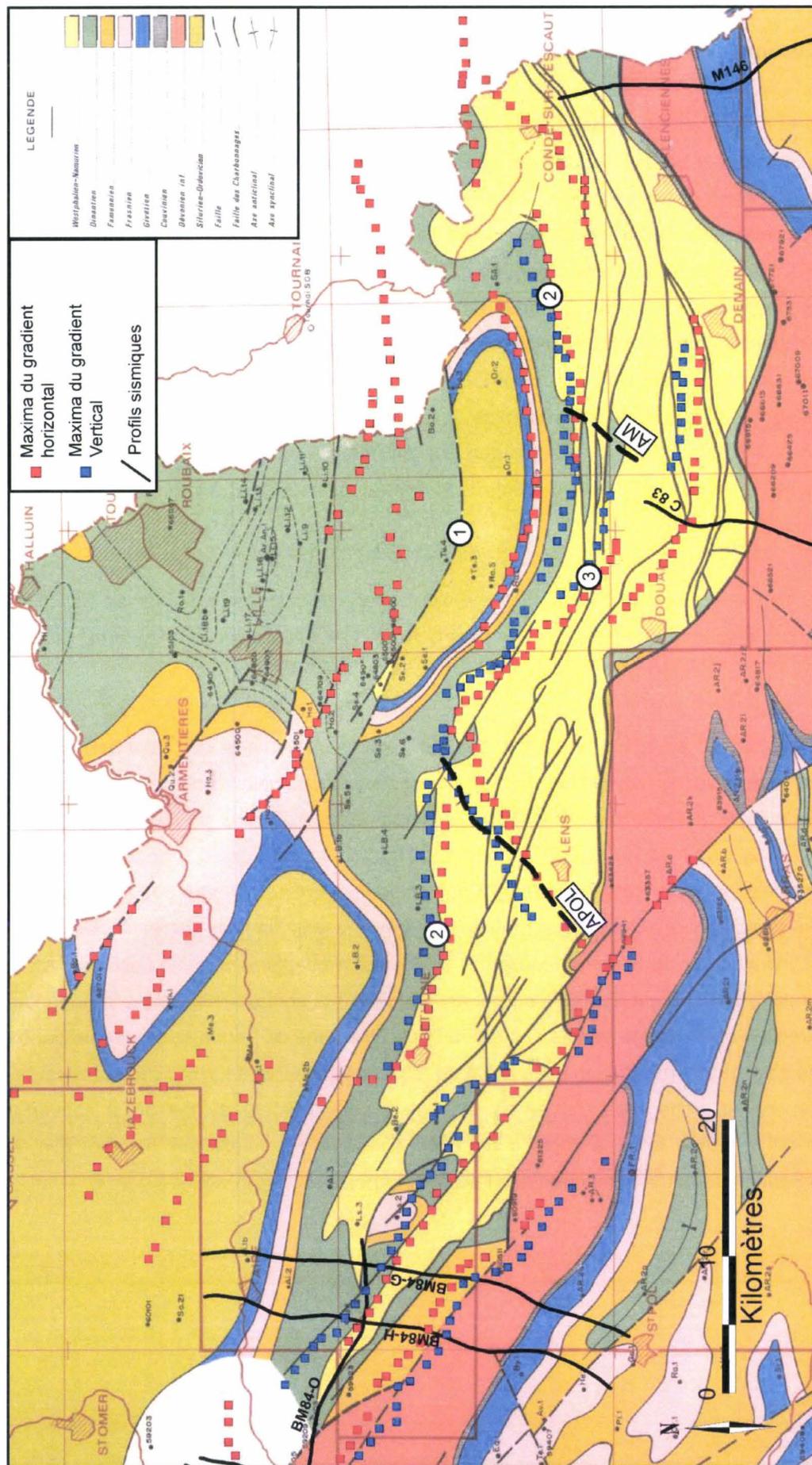


Figure 83 : Ecorché géologique infra-mésozoïque et maxima des gradients horizontaux et verticaux. APOL : Anticlinal du Poil d’Ours – Lens ; AM : Anticlinal de Marchiennes.

Sur cette figure, nous avons aussi reporté les maxima des gradients horizontaux (en rouge) et verticaux (en bleu). En Artois, si les maxima correspondent bien aux failles épicrotacées, plus à l'Est, dans le Bassin Houiller, ce n'est pas comparable. Nous avons en effet vu, que la limite latérale est marquée par une forte anomalie au niveau de ces gradients. Si la limite des structures profondes passe entre l'anticlinal Paléozoïque d'Orchies et le profil C83, Il est possible qu'elle soit marquée par les alignements de maxima observés dans la zone. Cependant, les maxima du gradient vertical s'alignent avec la limite Dinantien – Namuro-Westphalien (Everaerts & Hennebert, 1998) (Figure 83, 2). On le voit très bien depuis Béthune jusqu'à l'Ouest de Condé-sur-Escaut. Les alignements des maxima du gradient horizontal, qui suivent cette ligne sont donc probablement associés au pendage assez fort des séries dinantiennes qui s'enfoncent sous le Bassin Houiller et non à des failles. La limite des structures profondes n'est donc peut-être pas imagée par ces anomalies. Juste au Sud des ces anomalies, deux autres alignements de maxima s'individualisent (Figure 83, 3). Ils recourent les chevauchements du Bassin Houiller et ne semblent pas correspondre à un changement lithologique. Nous avons déjà noté cette caractéristique pour l'anomalie au niveau de la limite latérale. Leur direction est d'ailleurs quasiment perpendiculaire à cette dernière. Il est donc possible que ces anomalies correspondent, en profondeur, aux limites des rétrochevauchements profonds.

Sur la figure nous avons aussi reporté en pointillés, deux axes anticlinaux. Il s'agit des anticlinaux du Poil d'Ours – Lens et de Marchiennes. Ces deux anticlinaux sont des structures complètement transverses aux structures majeures du Bassin Houiller (Becq-Giraudon *et al.*, 1982, Becq-Giraudon, 1983). Elles semblent faire remonter le Calcaire Carbonifère et plisser le houiller sus-jacent. On le voit bien sur la figure, l'anticlinal de Marchiennes correspondant aux écaillés dinantiennes coincés entre les chevauchements les plus à l'avant du Bassin Houiller. Nous avons déjà mentionné l'anticlinal du Poil d'Ours – Lens quand nous avons décrit la limite latérale des structures profondes plus à l'Ouest. Cette limite latérale tend à se superposer à l'axe de l'anticlinal. L'anticlinal de Marchiennes (ou la structure transverse de Marchiennes) possède quant à lui, une direction similaire à l'anticlinal du Poil d'Ours – Lens. Il est décrit dans la littérature comme une structure importante car il serait responsable de la flexure de l'ensemble de la chaîne donnant la forme en V caractéristiques au Bassin Houiller (Becq-Giraudon *et al.*, 1982, Becq-Giraudon, 1983). Si les anomalies (Figure 83, 3) correspondent à la limite sud des structures profondes, l'Anticlinal de Marchiennes pourrait jouer, à la manière de l'anticlinal du Poil d'Ours – Lens, le rôle d'une limite latérale. Les structures profondes seraient alors décalées une nouvelles fois vers le Nord. Elles se superposeraient peut-être aux anomalies que nous pensions associées au passage Dinantien – Namuro-Westphalien.

Avec les éléments que nous avons pu mettre en évidence sur les différentes données présentées dans cette thèse, nous proposons une carte synthétique et schématique des limites d'extension des structures profondes (Figure 84).

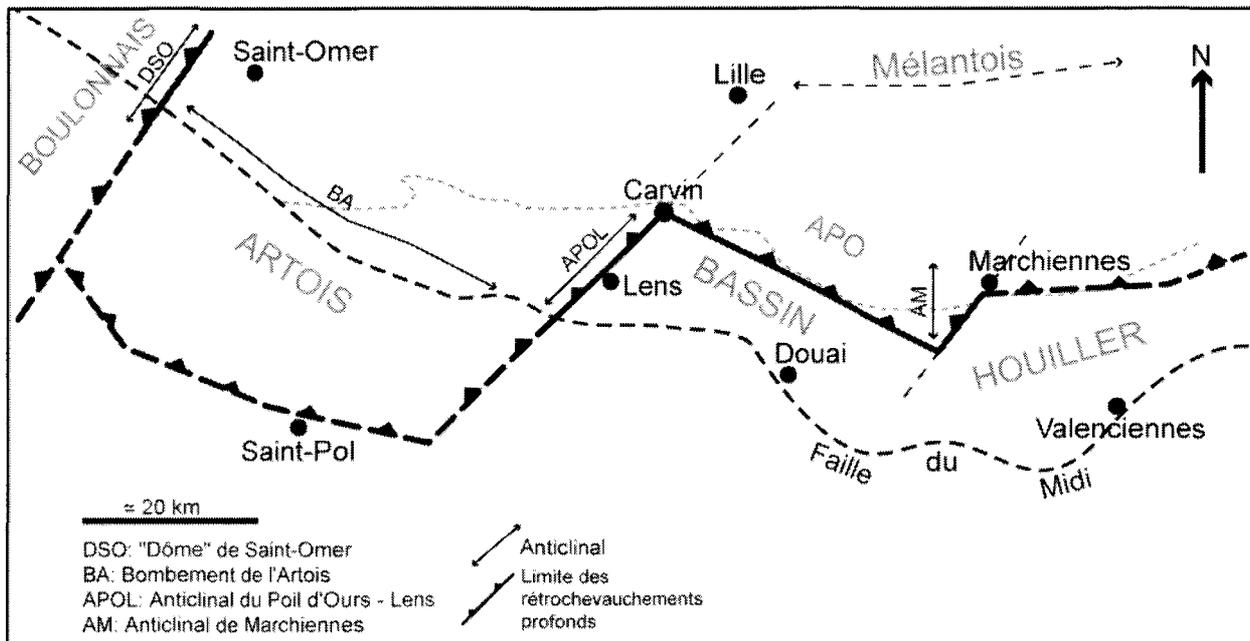


Figure 84 : Carte synthétique de l'extension des structures profondes dans le Nord de la France.

2.4. Influences des structures profondes sur la géométrie du front Varisque dans le Nord de la France

2.4.1. Disparition du houiller en Artois : limite du Bassin Houiller à l'Ouest

En Artois, le houiller (Namurien – Westphalien) est très réduit. Le Namurien disparaît quasiment tandis que le Westphalien Supérieur (Westphalien C et D) s'y trouve fortement développé (Becq-Giraudon, 1983, LeGall, 1994). On le voit aussi très bien sur la carte des houillères (Bouroz *et al.*, 1963).

La Figure 85 propose une coupe Est-Ouest du Bassin Houiller montrant l'extension des niveaux à Goniatites (Namurien) depuis l'Artois jusqu'en Belgique. Cette figure ressemble à la Figure 82, présentée plus haut. Nous avons, à l'aide de cette figure, montré que le Dinantien remonte au niveau de ce que nous avons interprété comme la limite latérale des structures profondes. Nous allons cette fois-ci nous attacher à la stratigraphie des dépôts Namurien au passage de cette limite et plus à l'Ouest en Artois.

Ce qui est intéressant sur cette figure c'est que le Namurien est bien développé dans le cœur du Bassin Houiller. Il atteint des épaisseurs dépassant les 700 m. En revanche, dans l'Artois, ses épaisseurs sont réduites. Elles atteignent au maximum 150 m. Les niveaux sont cependant tous représentés. Ce qui veut dire que la série namurienne est condensée en Artois (Chalard, 1960a, b, Meilliez, 1989). Cette condensation des séries namuriennes peut-être expliquée par une différence de subsidence de part et d'autre d'une limite se situant entre les sondages 12 et 22 (Meilliez, 1989).

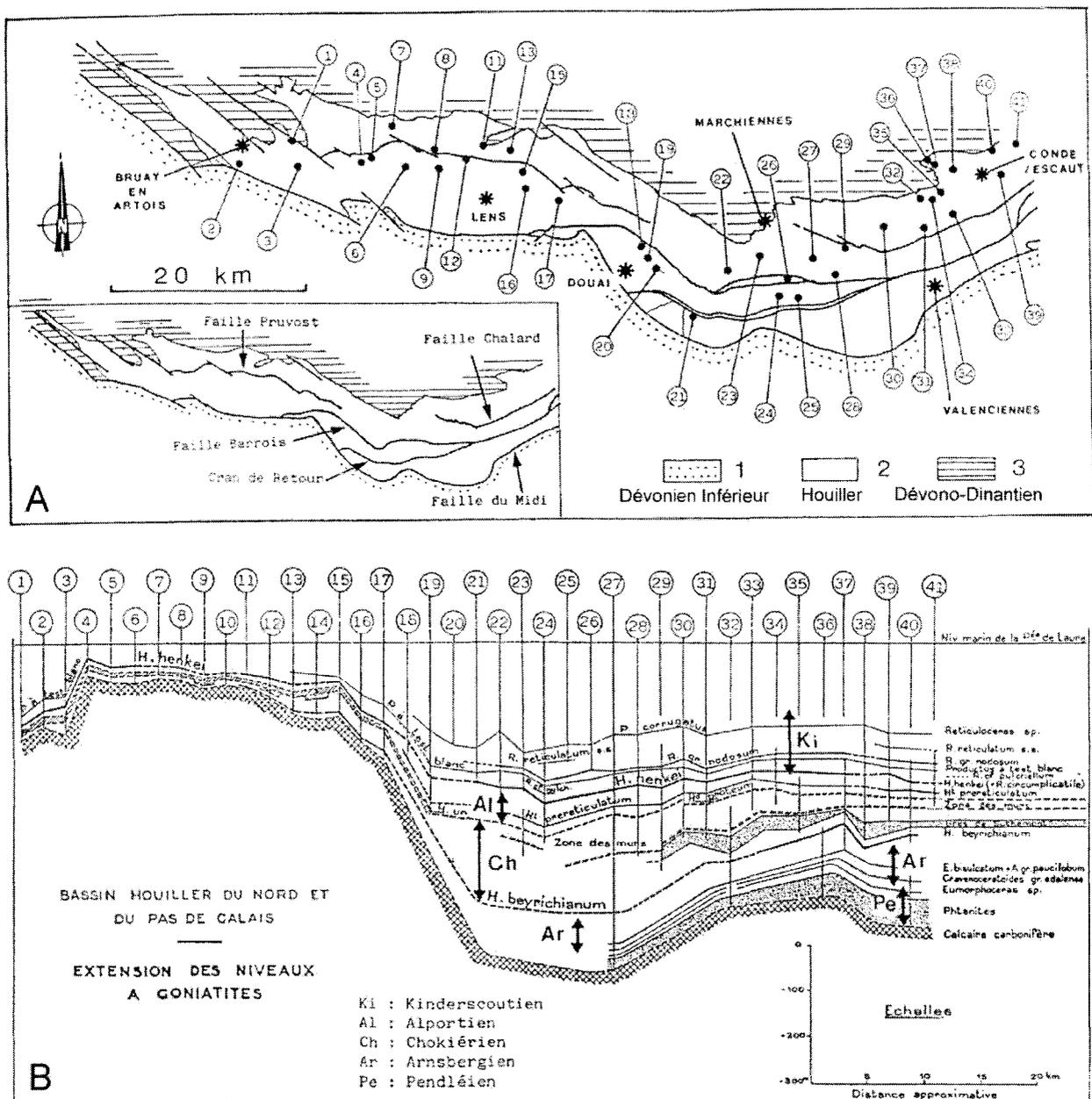


Figure 85 : Coupe Est-Ouest dans le Namurien du Bassin Houillier du Nord de la France. (A) Carte structurale et localisation des sondages étudiés par Chalard (1960b). (B) Extension des niveaux à goniatites (Namurien).

Cette différence de subsidence, si on l'inclue dans le modèle que nous proposons, peut-être raccordée aux structures profondes. En effet, pour expliquer la diminution de subsidence en Artois, nous proposons de la lier au rétrochevauchements profonds. Comme nous l'avons souligné précédemment, la réactivation des structures profondes entraîne la surrection de tout le système chevauchant frontal en Artois. C'est cette surrection qui serait à l'origine de la remontée du Carbonifère inférieur et donc de la différence de subsidence. Comme la surrection du substratum affecte les dépôts du Namurien, la réactivation est donc contemporaine de ces dépôts. Les données que nous possédons ne nous permettent pas de préciser davantage si ce mouvement se poursuit dans le Westphalien mais cela paraît tout à fait probable compte tenu du jeu post-Westphalien D de la Faille du Midi.

Il est à noter que Meilliez (1991) attribue cette différence de subsidence au jeu de failles normales durant le dépôt du Namurien. Cependant c'est au Namurien que commence le raccourcissement

Varisque. Il y a donc un paradoxe, que l'auteur reconnaît. La mise en place des structures profondes dès le début du raccourcissement permet de résoudre ce paradoxe. Ce ne serait plus des failles normales qui rendraient compte des variations d'épaisseurs du houiller, mais le rejeu des structures profondes qui feraient surélever le système de façon différentielle et limiteraient les dépôts sur l'Artois. Cette subsidence différentielle pourrait être localisée en profondeur par une structure de type « hanging-wall drop fault » (Butler, 1982) à la limite latérale des écailles profondes (Figure 86). Le développement d'écailles siluriennes, délimitées par une même rampe latérale durant le raccourcissement hercynien, localiserait cette structure, la faille, se développant au droit de la retombée des plis associés à l'écaillage profond, et affectant le décollement au toit sans affecter le chevauchement basal. Il en résulte un épaissement important des séries houillères au toit de la faille et une condensation des séries au mur, expliquant ainsi la différence de subsidence observée entre l'Artois et le cœur du Bassin houiller.

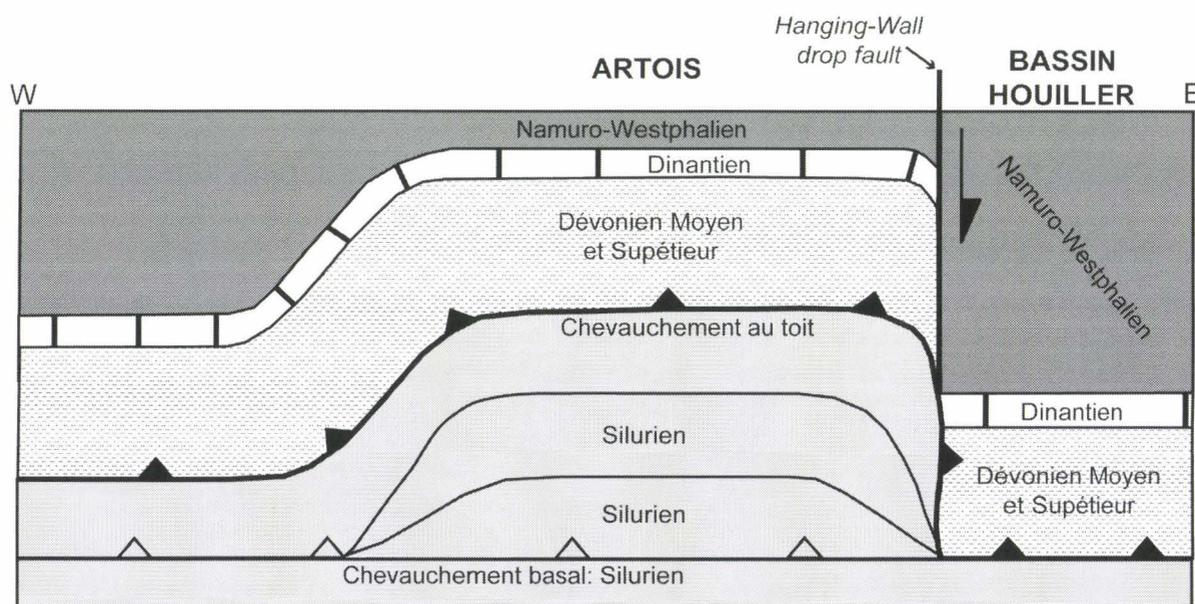


Figure 86 : Géométrie en « Hanging-wall drop fault » appliquée à la limite des structures profondes. Modifié de (Butler, 1982).

Si la réactivation des structures profondes amène à une réduction de la subsidence du bassin d'avant pays en Artois, nous devons aussi nous demander si elles ne limitent pas l'extension Ouest du bassin. En effet, l'épaisseur des dépôts houillers diminue depuis la limite latérale des structures profondes (axe Lens-Carvin) jusqu'à leur disparition au cœur de l'Artois. Nous proposons que cette disparition soit liée à la surrection du front hercynien, issue de la réactivation des structures profondes, en Artois. Cette surrection séparerait de ce fait le Bassin Houiller de Nord – Pas-de-Calais de celui du Boulonnais - Kent. Cette hypothèse a déjà été formulé par Becq-Giraudon (1982). Le problème est qu'il attribue cette séparation à la seule présence du haut-fond de Saint-Omer (vu sur le profil BM84O). Il semblerait cependant que ce soit la surrection qui est un rôle majeur.

2.4.2. L'inversion tectonique : Seulement en Artois ?

L'Artois est caractérisée par l'inversion tectonique qui se manifeste au niveau des failles de l'Artois. Ces failles ont un pendage Sud et se raccordent en profondeur aux chevauchements hercyniens. L'inversion tectonique est, comme nous l'avons déjà vu, un phénomène important dans le Nord car elle induit la création des collines de l'Artois ainsi que la surrection de toutes les séries géologique au niveau de ces collines. Cependant, dans le Bassin Houiller, ainsi qu'en Avesnois, l'inversion ne semble pas exister.

Les structures profondes influencent la localisation de l'inversion tectonique. C'est en effet, ce que nous avons montré plus haut dans ce chapitre. Si ces structures profondes sont décalées vers le Nord, au niveau limite latérale, au droit à l'anticlinal du Poil d'Ours, il est possible que l'inversion tectonique le soit aussi.

La Figure 87 reprend la carte du toit du paléozoïque dans la zone étudiée. Sur cette carte sont reprises les coupes déjà présentées précédemment, ainsi que la limite des structures profondes et la limite d'extension des dépôts Cénozoïque (en rouge).

L'inversion tectonique en Artois est caractérisée par la remontée, au Cénozoïque, du bloc au Sud des failles de l'Artois. Ce mouvement se marque par la création d'anticlinaux, de direction parallèle aux failles, au droit desquels, les formations sont plissées (Figure 87 a). Nous avons déjà souligné ces éléments à plusieurs reprises. Sur les coupes 1 et 2 (Figure 87), un phénomène comparable a été mis en évidence. Le long de la ride Artois – Mélantois (Figure 87 b) comme au niveau de l'anticlinal du Mélantois (Figure 87 c), les séries paléozoïques, cénomaniennes, turoniennes et sénoniennes sont plissées sans variations de leurs épaisseurs, ce qui montre que le mouvement de surrection est postérieur au Sénonien. Il est donc très probablement Cénozoïque. Nous le voyons très bien sur la limite des dépôts cénozoïques. Ces dépôts n'existent plus au droit des anticlinaux (Figure 87). Ces éléments montre donc que l'inversion Cénozoïque, dans le Bassin Houiller ne se localise pas au droit du front de chevauchement. Elle semble en effet décalée vers le Nord et s'exprime d'une manière nettement moins marquée qu'en Artois. Cette diminution de « l'intensité » de l'inversion peut-être expliquée par la présence du Bassin Houiller. En Artois, L'inversion est localisée au Sud du Bassin Houiller alors qu'à l'Est, l'inversion se situe au Nord. Le bassin doit donc avoir un rôle de tampon, emmagasinant une partie du raccourcissement le long d'un ou plusieurs de ces nombreux accidents chevauchants. Il faut aussi noter que, l'anticlinal du Cambrésis (Figure 87 d), a été interprété comme, la possible prolongation des collines de l'Artois. Une partie du raccourcissement y est donc aussi accommodée.

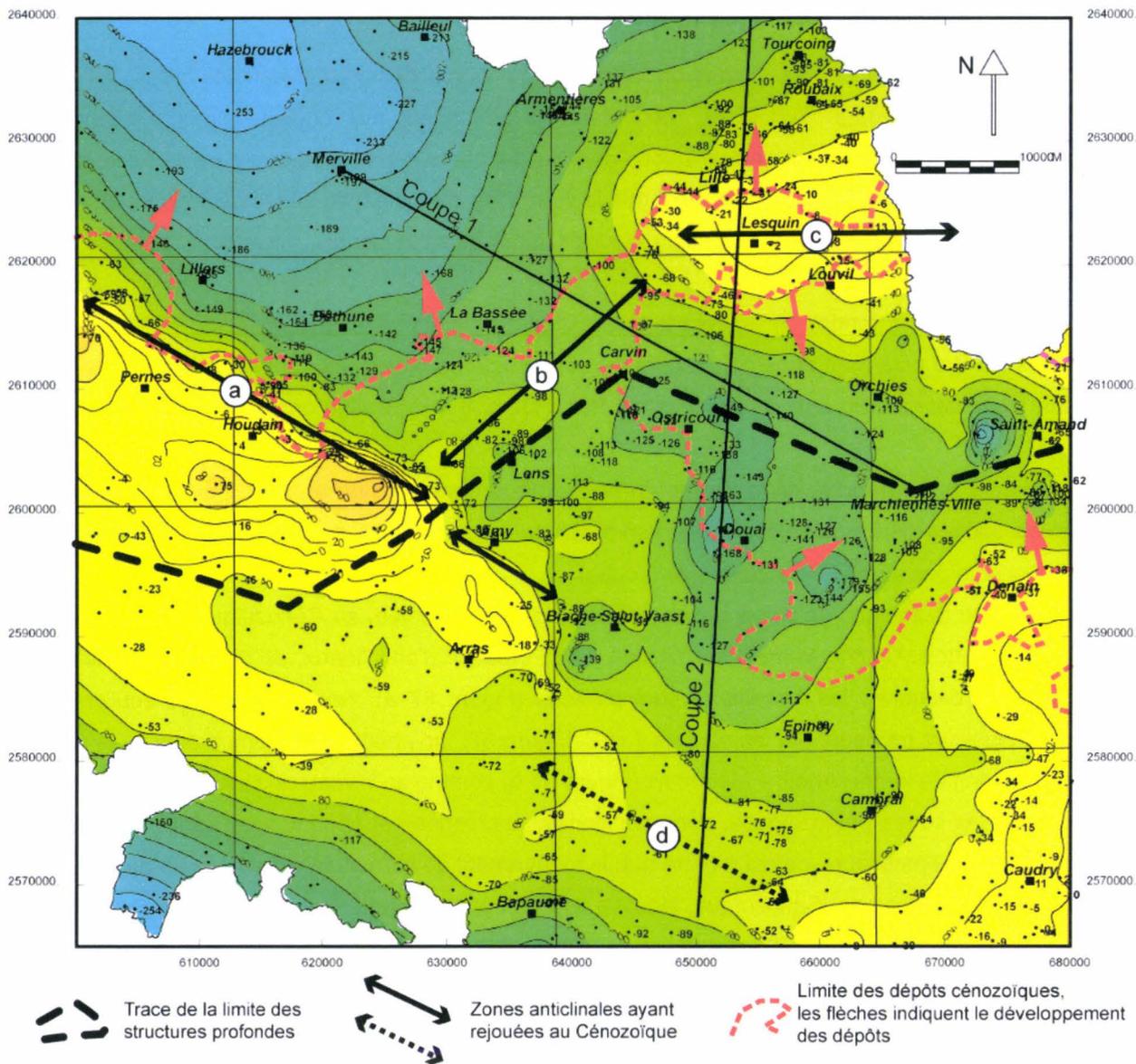


Figure 87 : Localisation de l'inversion tectonique dans la zone Artois – Mélantois par rapport à la limite des structures profondes. (Coupe 1 : Figure 80 ; coupe 2 : Figure 51).

En Artois, les failles inversées viennent se raccorder en profondeur sur des chevauchements. Cependant, au niveau de la ride Lens – Carvin, comme pour le Mélantois, nous ne savons pas quelles structures sont responsables de la surrection des séries car aucune faille n'est visible en surface.

Au niveau de la ride Artois – Mélantois, la proximité, en profondeur, de la limite latérale des structures profondes joue un rôle dans ce rejeu. L'hypothèse de la réactivation, en compression, d'une faille de type « hanging-wall drop fault », que nous avons introduit précédemment (Figure 86), est formulée. La faille serait reprise en inverse au Cénozoïque. Le pendage important de ce type de faille permet, de plus, d'expliquer le faible rejet observé au niveau de la couverture sédimentaire.

Pour le Mélantois, c'est différent. Sur l'écorché géologique, Les failles sont, pour la plupart normales, avec un pendage Nord ou Sud, dans cette zone (Figure 83, 1 : Faille de Seclin par exemple). Hennebert (1998) montre très bien cela dans la partie belge de l'anticlinal du Mélantois. Il faut donc imaginer le rejeu de ces failles à pendage nord lors de l'inversion Cénozoïque.

La direction des axes anticlinaux est très intéressante car elle semble quasiment suivre la géométrie de la limite des structures profondes (Figure 87). De plus, ces zones inversées sont toutes situées au Nord de la limite et donc sur les structures profondes. Ces structures semblent donc avoir un rôle dans la localisation de l'inversion tectonique. Si cette hypothèse est bien contrainte en Artois et au droit de la limite latérale (axe Lens – Carvin), elle l'est moins pour le Mélançois.

2.4.3. La forme du front de chevauchement Nord-varisque

Depuis 25 ans environ les auteurs cherchent à expliquer la forme en V caractéristique du front Varisque dans le Nord de la France. Becq-Giraudon (1982, 1983) pense que l'anticlinal de Marchiennes, qu'il nomme structures ancienne transverse de Marchiennes, joue le rôle de butée sur laquelle le front hercynien viendrait se mouler. Marton propose un phénomène similaire (2000). Meilliez (1989), Lacquement (1999) et Mansy (2002) proposent eux une pré-structuration de l'avant pays par un réseau de failles normales de direction N110° et N30° correspondant aux structures majeures. Le front hercynien viendrait ainsi réutiliser ces structures donnant sa forme, en V, au front de chevauchement.

Les hypothèses de ces différents auteurs semblent toutes convenir aux vues des éléments que nous apportons. La pré-structuration de la marge du Brabant, acquise pendant le développement du bassin Lizard-Rhéno-hercynien au Dévonien inférieur, paraît être essentielle pour expliquer la forme du front. Il est cependant difficile de dire si cette forme est liée à l'existence en profondeur de failles normales à pendages Sud liée à l'extension varisque (Silurien à Emsien) ((Meilliez, 1991, Lacquement, 2001), que l'on retrouve d'ailleurs sur la partie Sud des profils sismiques C83 et M146, ou, à la réactivation des accidents du front Calédonien qui pourrait être matérialisé par nos structures profondes. Les deux semblent liés quand on regarde les modèles d'évolution de la chaîne Varisque (Matte, 1986, Ziegler, 1990, Averbuch *et al.*, 2004), la forme du front semblant « mouler » ces structures. L'héritage structural est probablement le paramètre fondamental contrôlant la forme actuelle du front varisque dans le Nord de la France et plus généralement en Europe de l'Ouest (Averbuch *et al.*, 2004).

La direction du raccourcissement varisque est globalement NNW-SSE (Averbuch *et al.*, 2004). La propagation oblique du front, dans la zone Artois – Boulonnais, où les directions structurales sont NW – SE, devrait s'accompagner, en plus d'un raccourcissement, de mouvements ayant une composante décrochante dextre. C'est d'ailleurs ce qui est proposé au niveau de la Faille du Pays de Bray, son mouvement décrochant dextre, montrant un contexte général transpressif pour le Nord de la France (Matte *et al.*, 1986). Cependant, aucune composante dextre n'est observée le long de la partie frontale de la chaîne, et en particulier dans le Boulonnais (Averbuch *et al.*, 2004) (Figure 88). Pour expliquer ces observations, Averbuch *et al.*, (2004) propose un partitionnement de la déformation, à la manière de ce qui est observé dans les zones de subduction obliques. Au Sud, l'ensemble faille du Pays de Bray – faille de la Somme accommoderait la composante décrochante ainsi qu'une partie du raccourcissement tandis que le front accommoderait l'essentiel du raccourcissement frontal varisque.

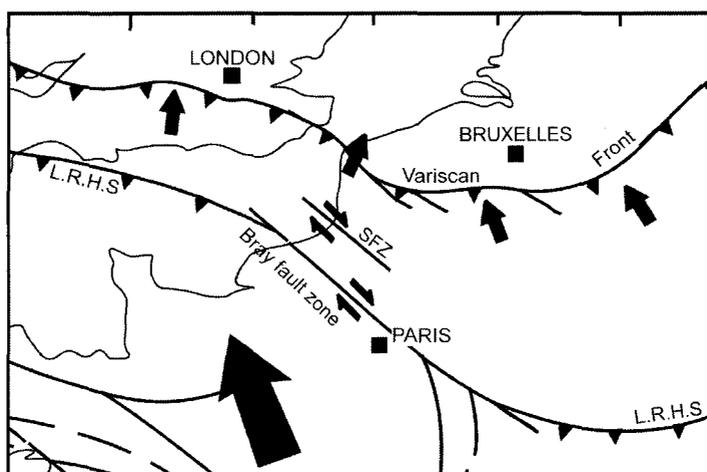


Figure 88 : Modèle montrant la cinématique de déformation du front varisque dans Nord de la France, au cours de la phase majeure de raccourcissement (Westphalien supérieur, ca 310 Ma). L.R.H.S. : Zone de suture Lizard – Rhéno-hercynienne. SFZ : Zone de la Faille de Somme.

La Figure 89 est un modèle 3-D schématisé du front varisque dans le Nord de la France. Il montre les relations entre la géométrie des structures profondes et celle du front hercynien. Le front hercynien, par l'intermédiaire du chevauchement basal hercynien, se développe au dessus de « rampes » frontales et latérales, induites par la présence des structures profondes. Ces rampes sont localisées sous le front hercynien au niveau de l'Artois, alors qu'elles semblent être plus au Nord du Bassin Houiller. C'est d'ailleurs ce que nous avons interprété sur les profils sismiques. Les structures viennent donc se mouler sur la topographie du substratum. Une conséquence directe de cette géométrie est que les épaisseurs des dépôts houillers sont plus importantes dans le cœur du bassin (ZLD et ZV) qu'en Artois (ZA) où les structures profondes limitent la subsidence namuro-westphalienne.

Le partitionnement de la déformation, proposé précédemment, impose deux directions de raccourcissement au niveau du front varisque dans la région Nord – Pas-de-Calais. Dans la partie Artois – Boulonnais ce raccourcissement est NNE-SSW alors qu'il est plutôt NW-SE dans la partie orientale du bassin Houiller (Valenciennes – Mons) (Figure 89). Au niveau des structures profondes, ces deux directions de raccourcissement impliquent donc des zones où la convergence sera frontale, c'est le cas pour les zones de l'Artois (ZA) et de Valenciennes (ZV), et des zones latérales comme la zone Lens - Douai (ZLD) (Figure 89). Cette zone latérale de Lens-Douai est très compliquée à contraindre car elle fait appel à la géométrie en 3-D du front de chevauchement. D'une manière simplifiée, cette zone sera coincée entre deux « fronts » l'un se propageant vers l' ESE (flèche noires sur la Figure 89) au niveau de l'anticlinal du Poil d'Ours – Lens (APOL), l'autre se propageant vers le SW. Il faut donc imaginer, dans cette zone Lens – Douai une certaine composante de raccourcissement latérale comme dessiné sur la Figure 89 (ZRL) (e.g. (Lacquement *et al.*, 2005)). L'une des conséquences de ce raccourcissement latéral serait un surépaississement du front, par écaillage, dans cette zone et une subsidence accrue au mur induisant une augmentation de l'épaisseur du houiller (triangle Lens – Arras – Douai sur la Figure 83 par exemple). Cet épaississement des dépôts houillers pourrait expliquer l'anomalie gravimétrique fortement négative observée sur la carte de Bouguer (Figure 61). Il est cependant difficile de le vérifier, cette zone étant complètement recouverte par l'allochtone ardennais de nos jours.

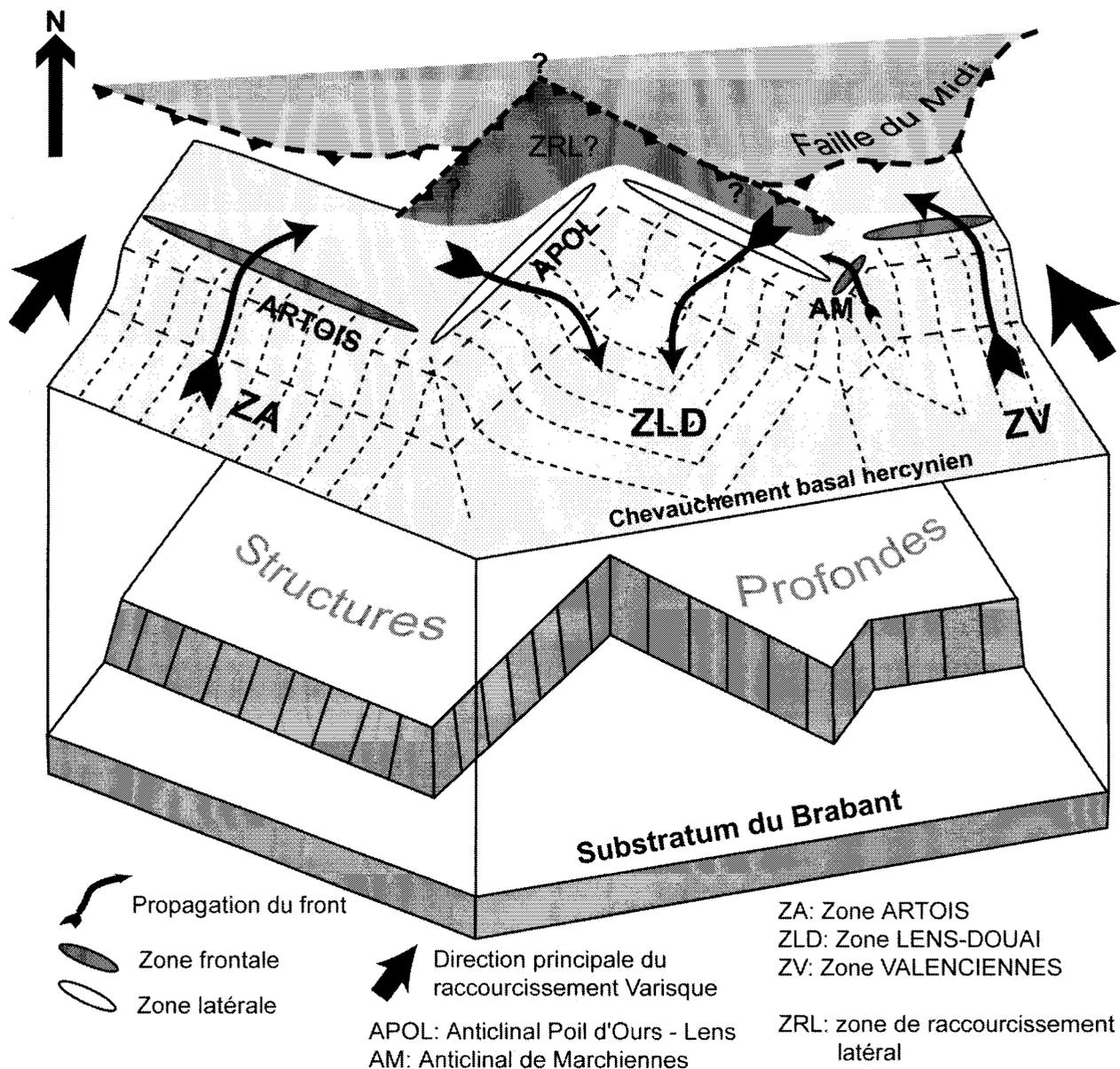


Figure 89 : Modèle schématique 3-D montrant les relations entre les structures profondes et le tracé de la faille du Midi en surface.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'un des enjeux de cette thèse était de regarder, d'une manière générale, les relations entre le substratum paléozoïque et la couverture sédimentaire méso-cénozoïque. Il était question de savoir dans quelle mesure, les chevauchements profonds et la variabilité latérale caractérisant le front hercynien ainsi que la présence au Nord du front calédonien, pouvaient avoir une influence sur la couverture sédimentaire. Pour cela, nous avons décidé d'étudier d'une part la géométrie de la couverture, puis de descendre, en profondeur, pour mettre en évidence la géométrie du front grâce aux outils géophysiques.

La construction d'un modèle 3-D de la couverture méso-cénozoïque, à partir des sondages, a d'une part permis d'actualiser les cartes isohypses et isopaques précédemment réalisées par Caulier (1974). Au-delà de l'aspect fondamental, ces cartes et ce modèle donnent une dimension appliquée à ce travail et apportent de nouvelles bases de travail pour la géologie régionale. D'autre part, ces données nous ont permis de mettre en évidence la forte influence structurale sur la configuration actuelle des différentes formations de la couverture sédimentaire. Le plus bel exemple se situe évidemment au niveau des failles de l'Artois, la ride Artois-Mélantois, l'anticlinal du Mélantois ainsi que le bassin d'Orchies étant plutôt secondaires mais tout aussi caractéristiques de cette influence. La description et l'analyse de ces zones ont permis de préciser l'âge de l'inversion tectonique positive, responsable de la genèse de ces structures. Cette inversion ne serait pas exclusivement cénozoïque, comme couramment admis dans la littérature, mais débiterait pendant le Turonien Moyen à Inférieur.

En profondeur, l'interprétation des profils sismiques a permis de souligner les modalités de l'inversion tectonique en Artois. Le long de la faille de Pernes – Audincthun, la plus méridionale des failles de l'Artois, on note la présence de petits bassins, de faible extension latérale, qui se développent au toit de la faille. Sur les profils sismiques, ces dépôts présentent une géométrie en éventail typique des dépôts syn-tectoniques associés aux failles normales listriques. Cette géométrie des failles de l'Artois est due à leur branchement en profondeur sur les chevauchements du front varisque (ou hercynien), réactivés ainsi tardivement en détachements. Les dépôts syn-rift ont été datés du Carbonifère terminal – Permien moyen et caractérisent donc un épisode extensif tardi-varisque. Plus tard, au Crétacé Supérieur – Tertiaire, les failles sont réactivées en compression. Cet épisode induit le soulèvement du bloc sud, préalablement affaissé, conduisant à la formation des reliefs bordant, au sud, la plaine cénozoïque des Flandres (collines de l'Artois). Ces éléments montrent la double phase d'inversion tectonique, négative tout d'abord, puis positive qu'a connue la région. Ils illustrent ainsi la notion d'héritage structural, les chevauchements, initiés durant le Carbonifère supérieur, étant réutilisés lors de phases tectoniques postérieures.

Par ailleurs, les données sismiques permettent de mettre en exergue une différence fondamentale de la géométrie du front hercynien en Artois par rapport à l'ensemble Bassin Houiller - bordure Ouest de l'Ardenne (Figure 90). Cette différence résulte, principalement, de l'existence, sous le front de rétrochevauchements profonds à vergence Sud (vergence opposée à celle hercynienne) affectant l'épaisse série schisteuse silurienne. Ces rétrochevauchements se raccordent au chevauchement basal hercynien délimitant des zones en triangle profondes. Nous les avons interprétés comme le résultat de la

réactivation de structures calédoniennes. Ces structures ont une incidence directe sur la géométrie du front hercynien puisqu'elles plissent les chevauchements les plus frontaux et favorisent le découpage « hors-séquence » du front, en gênant la propagation du déplacement vers l'Avant-pays. Ces réactivations profondes entraînent une surrection de tout le système chevauchant frontal et induisent un redressement de la Faille du Midi. Cette surrection du mur du chevauchement majeur n'est pas anodine car elle a pour conséquence la disparition, vers l'Ouest, du Bassin Houiller et donc la segmentation du bassin d'avant-chaîne. L'augmentation du pendage de la Faille du Midi est aussi un élément remarquable car c'est ce pendage qui semble contrôler l'individualisation des failles de l'Artois, les failles normales venant préférentiellement se brancher sur les rampes des chevauchements fortement pentées, lors d'une reprise en extension. Les rétrochevauchements profonds, en plus de contrôler la géométrie du front Hercynien, auraient une influence majeure sur la localisation des failles de l'Artois. Au final, ces structures profondes semblent donc guider l'inversion tectonique dans le Nord de la France.

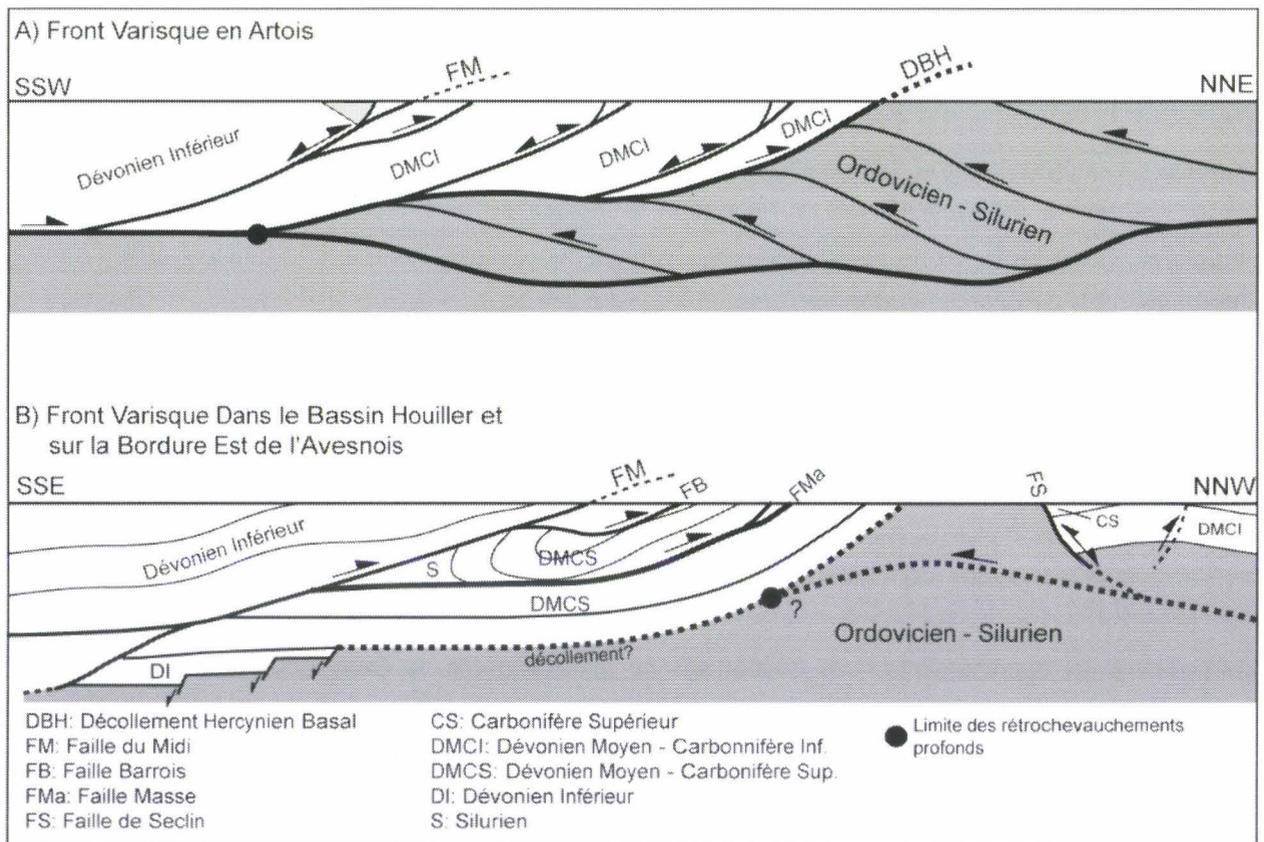


Figure 90 : Modèle géométrique schématique et synthétique du front Varisque dans le Nord de la France. (A) En Artois. (B) Dans le Bassin Houiller et sur la bordure Est de l'Avesnois. Inspiré de Raoult (1986), André et al. (André et al., 1991) et Lacquement (2001).

Latéralement, vers l'Est, au cœur du bassin houiller et en Avesnois, ces structures profondes ne sont plus visibles sur les profils sismiques (Figure 90). L'existence d'une zone latérale, limitant les rétrochevauchements profonds, est donc nécessaire. Cette zone est contrainte à la fois par le changement de pendage de la Faille du Midi (qui devient plus faible), les données des cartes gravimétriques et les données de sondages. Nous suggérons que, dans l'unité para-autochtone, la zone latérale majeure localise une structure de type « hanging-wall drop fault » liée à l'accumulation d'écailles

siluriennes limitées par une même rampe latérale. Cette géométrie particulière permettrait d'expliquer la variation d'épaisseur importante des séries namuro-westphaliennes à l'aplomb de cette zone. Cette structure contribuerait ainsi à la disparition du Houiller entre Artois et Boulonnais. Il est difficile de suivre l'évolution vers l'Est de la limite des structures profondes. Cependant, ces structures doivent exister au Nord du Bassin Houiller, là où nous n'avons que peu de données pour les contraindre. Le rejeu cénozoïque de l'anticlinal du Mélantois et de la ride Lens – Carvin pourrait être une trace de l'existence de ces structures en profondeur.

Les différents éléments, présentés ci-dessus, soulignent la différence majeure de structuration existant entre l'Artois - Boulonnais d'un côté et l'ensemble Bassin Houiller – bordure Est de l'Avesnois de l'autre (Figure 90). Comme nous l'avons vu plus haut, les différences s'expriment jusque dans la couverture sédimentaire par la réactivation locale des chevauchements profonds, réactivation qui semble contrôler par l'augmentation des pendages de ces derniers. Le Nord de la France est donc un exemple particulièrement instructif pour ce qui concerne l'étude des relations entre un substratum plissé-faillé et sa couverture. Sa position particulière, aux confins de deux fronts chevauchants (calédonien, au Nord, et varisque, au sud) en fait également une zone privilégiée pour l'étude des interactions entre deux fronts chevauchants de vergence opposée.

Cette caractérisation géométrique à grande échelle du Nord de la France apporte un certain nombre de pistes nouvelles quant à la compréhension de la géodynamique régionale. Pour autant, un certain nombre de points restent encore à préciser. Ils concernent, en premier lieu, l'extension, la géométrie 3-D et la cinématique des structures profondes. Une des perspectives de ce travail serait en effet, d'essayer de contraindre, au Nord du Bassin Houiller, la géométrie de ces structures profondes. Le retraitement de profils sismiques et notamment le profil A055 (Figure 54) permettrait sûrement d'apporter de nouveaux éléments en profondeur. Par ailleurs, la caractérisation géométrique du substratum pourrait être complétée par une modélisation 3-D des structures profondes, par exemple avec le logiciel KINGDOM SUITE®, logiciel pétrolier qui permet l'intégration 3-D de profils sismiques. Nous disposons, maintenant, au sortir de cette thèse, des données nécessaires à cette modélisation qui permettrait sûrement de préciser les variations latérales de la structuration au sein du front. Enfin, la cinématique de la déformation du front pourrait être elle aussi plus amplement discutée grâce à l'utilisation de modèles analogiques. Ces modèles permettent de recréer, quand ils sont bien paramétrés, la cinématique et la géométrie des déformations en compression comme en extension. Il serait ainsi intéressant, dans la continuité de ce travail, de modéliser les interactions potentielles entre les deux fronts chevauchants à vergence opposée ainsi que leur évolution latérale.

ANNEXES

Table des correspondances code Formation (FORMA) et pile stratigraphique

FORMA	Pile stratigraphique	FORMA	Pile stratigraphique	FORMA	Pile Stratigraphique
00100	QUAT	35600	ALBN	64275	PZ
00110		35750		64276	
00120		35760		64277	
00124		_ALBN		64278	
00125		_APTI		64279	
00128		EROD		64280	
00130		39850		64281	
00140		WEAL		64282	
00141		EROD		64283	
01000		50183		64284	
01001		50186		64285	
01003		50900		64286	
02100		50901		64287	
_QUAT		50902		64301	
EROD		50903		64302	
23420	50904	64304			
24132	50905	64306			
24470	50906	64308			
24500	51450	64309			
_PLIO	52020	64310			
25001	YPRE	52062	64401		
25410		52063	64402		
25420		52064	64450		
25460		52792	64460		
_YPRE		52793	64462		
27390	THAN	_KIMM	64480		
27430		_OXFO	64501		
27450		_TITH	64600		
27490		52902	64601		
27530		53021	64602		
27580		53380	64604		
28060		53381	64605		
_THAN		54388	64650		
EROD		55005	64651		
30001		55155	64652		
30161		_AALE	64653		
31382		_BAJO	64700		
31820		_BATH	64752		
31880		_CALL	64800		
32020		_DOGG	64801		
33000	_JURI	64802			
33070	_JUR	64900			
33140	_JURs	64951			
33200	_PLIE	65015			
33240	_RHET	65021			
33241	TRIA	65022			
33250	EROD	65025			
33270	64122	65100			
33301	64144	65202			
33340	64149	_CARB			
33640	64151	_DEVO			
_SENO	64153	_PALZ			
33330	64154	_SILU			
33419	64160	AYE			
33610	64164	CINEY			
33621	64165	NEUVI			
34020	64251	_PERM			
34061	64260	_P-Tr			
34320	64262	00000			
34650	64263	_CREI			
34861	64264	_CREs			
34912	64265	_IND			
_CENO	64266	_PAGE			
	64267	_TURO			
	64268	ZERO			
	64269				
	64270				
	64272				
	64273				
	64274				

Ne rentre pas dans la pile stratigraphique

Annexe 1 : Table des correspondances code formation (FORMA) et pile stratigraphique.

Table des figures

Figure 1 : Carte géologique simplifiée du Nord de la France (modifiée de Lacquement et al., (2004)).....	20
Figure 2 : Cartes géologiques du Boulonnais et de son extension en Manche et au Sud de l'Angleterre. D'après Mansy et al., (2003b).....	21
Figure 3 : Coupe interprétative et schéma synthétique d'évolution tectono-sédimentaire du Boulonnais. D'après Mansy et al., (2003b).....	21
Figure 4 : Modèle numérique de terrain dans le Nord de la France.....	25
Figure 5 : Log lithostratigraphique simplifié et épaisseurs des séries Paléozoïque dans le Nord de la France (d'après Waterlot (1969) ;Bouroz (1999) ; Boulvain et al. (1999), Bultynck et al. (1991) ; Bultynck et al. (2002) ; Lacquement (2001)).....	28
Figure 6 : Log litho-stratigraphique simplifié et épaisseurs des séries mésozoïques dans le Nord de la France.....	29
Figure 7 : Distribution des principales failles superficielles dans le Nord de la France.....	30
Figure 8 : Schéma de l'inversion tectonique. (a) Etat initial. (b) Inversion tectonique négative. (c) Inversion tectonique positive.....	32
Figure 9 : (a) Coupe géologique générale à travers le Nord de la France à partir du profil sismique ECORS-Nord de la France (Cazes & Torreilles, 1988). (b) Distribution des failles profondes majeures dans le Nord de la France.....	34
Figure 10 : Ecorché géologique (C.F.P. (M), 1965).....	35
Figure 11 : Pointé des réflecteurs sismiques et interprétation du profil sismique C083.....	38
Figure 12 : Logs simplifiés des sondages profonds d'Epinoy et Jeumont dans le Nord de la France. d'après Raoult (1986). (Localisation Figure 9 b).....	38
Figure 13 : Pointé des réflecteurs sismiques et interprétation du profil sismique M146. D'après Lacquement (2001).....	39
Figure 14 : Exemple de l'écran de saisie sous GDM®.....	48
Figure 15 : Répartition générale des sondages dans le Nord – Pas-de-Calais et découpage des cartes géologiques.....	50
Figure 16 : Répartition des sondages atteignant le Turonien moyen dans le Nord de la France.....	52
Figure 17 : Répartition des sondages atteignant le socle Paléozoïque et leurs profondeurs finales.....	54
Figure 18 : Répartition des sondages atteignant le socle Paléozoïque et l'épaisseur de Paléozoïque rencontrée.....	56
Figure 19 : Répartition des sondages atteignant le socle Paléozoïque et leurs années de réalisation.....	57
Figure 20 : Répartition des sondages atteignant le socle Paléozoïque et la présence ou non de diagraphies sur ces sondages.....	58
Figure 21 : Répartition des sondages atteignant le socle Paléozoïque et les étages rencontrés par les sondages.....	60
Figure 22 : Comparaison entre les étages rencontrés par les sondages et l'écorché géologique de CFP et al. (1965).....	61
Figure 23 : Relation entre surface d'érosion (EROD) et surface ONLAP.....	65
Figure 24 : Différence entre la modélisation épaisseurs des formations et la modélisation par les toits et les murs.....	66
Figure 25 : log stratigraphique synthétique montrant la codification des interfaces par le logiciel. Sur l'exemple ci-dessus, on considère trois formation F01, F02 et F03. La formation F02	

repose en concordance sur la formation F01 (ONLAP) et il y a une surface d'érosion entre la formation F02 et F03 (EROD). Le toit de la formation F01 sera donc codé T01. Le toit de la formation F02 n'existant pas on codera l'interface comme le mur de la formation F03, donc M03. Le toit de F03 sera codé normalement T03.....67

Figure 26 : Pile stratigraphique utilisée pour le modèle.	68
Figure 27 : Exemple simplifié de codification de sondage selon la pile stratigraphique. Sur le log de gauche sont repris les étages et les codes des formations rencontrées dans les sondages. Le log de droite est la traduction de celui de gauche d'après la pile stratigraphique.	70
Figure 28 : Seuil de fusion et de précision et conséquences sur l'interpolation d'après Bourguine (2006). (ZA et ZB sont les altitudes d'une formation rencontrée en A et B).	72
Figure 29 : Schéma montrant la transformation d'une grille de maille d en une grille de maille 3d. Les valeurs dans les carrés représentent l'altitude constatée pour la maille.	73
Figure 30 : Exemple de répartition de données pour l'estimation de la variable au point A.	76
Figure 31 : Schéma montrant le principe de la combinaison sur un modèle simple à 4 formations.	77
Figure 32 : Exemple d'ajout de points de contrainte sur des cas rencontrés lors de la construction du modèle.	78
Figure 33 : Exemple de contrôle des cartes et d'ajout de contraintes au modèle : le Jurassique.	80
Figure 34 : Toit de l'Yprésien (YPRE).	93
Figure 35 : Epaisseur de l'Yprésien (YPRE).....	95
Figure 36 : Toit du Thanétien (THAN).	97
Figure 37 : Epaisseur du Thanétien (THAN).	99
Figure 38 : Toit du Sénonien – Turonien Supérieur (SETU).....	101
Figure 39 : Epaisseur du Sénonien – Turonien Supérieur (SETU).	103
Figure 40 : Toit du Turonien Moyen et Inférieur (TUMI).....	105
Figure 41 : Epaisseur du Turonien Moyen et Inférieur (TUMI).....	107
Figure 42 : Toit du Cénomaniens (CENO).	109
Figure 43 : Epaisseur du Cénomaniens (CENO).	111
Figure 44 : Toit de l'Albien – Aptien (ALBN).....	113
Figure 45 : Epaisseur de l'Albien – Aptien (ALBN).	115
Figure 46 : Toit du Jurassique (JUR).....	117
Figure 47 : Epaisseur du Jurassique (JUR).....	119
Figure 48 : Toit du Paléozoïque (PZ).	121
Figure 49 : Coupe NS passant par Arras et Armentières (les couleurs sont reprises dans la pile stratigraphique, Figure 26).	124
Figure 50 : Comparaison des minima des toits et des maxima d'épaisseur dans le bassin d'Orchies (coupes sur la Figure 51).....	125
Figure 51 : Coupes dans le bassin d'Orchies (localisées sur la Figure 50).....	127
Figure 52 : Coupe Saint-Pol – Bray-Dunes.	130
Figure 53 : Coupe Hazebrouck – Le Quesnoy. (A) Coupe générale. (B) zoom.	132
Figure 54: Localisation des profils sismiques dans le Nord de la France.....	136
Figure 55 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique BM84G.....	139
Figure 56 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique BM84H.....	141

Figure 57 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique BM84K	142
Figure 58 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil sismique B37.....	145
Figure 59 : Interprétation du profil sismique longitudinal BM84O.	146
Figure 60: Comparaison entre le géoïde (Geoid) et l'ellipsoïde de référence (Reference spheroid). (a) variation du géoïde due à un excès de masse locale. (b) Variations à une plus large échelle. (Blakely, 1996).	149
Figure 61 : Carte de l'anomalie du Bouguer dans le Nord de la France.....	154
Figure 62 : Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer dans le Nord de la France...	158
Figure 63 : Carte du gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer.....	161
Figure 64 : Anomalie de Bouguer et gradients de l'anomalie le long du profil BM84G. (gh : gradient horizontal ; gv : gradient vertical ; FP : Faille de Pernes ; FR : Faille de Ruitz ; F : Faille).....	163
Figure 65 : Extrait de l'écorché des pétroliers (CFP et al., 1965) et localisation des profils sismiques BM84G et B37.	164
Figure 66 : Anomalie de Bouguer et gradients de l'anomalie le long du profil B37. (gh : gradient horizontal ; gv : gradient vertical ; FA : Faille d'Audincthun ; FR : Faille de Ruitz ; F : Faille).	165
Figure 67 : Modèle gravimétrique le long du profil sismique BM84G.	168
Figure 68 : Modèle gravimétrique le long du profil B37.....	169
Figure 69 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude. Modifiée de Lacquement et al. (2004).	173
Figure 70 : Modèle numérique de terrain (MNT) de la zone d'étude avec la localisation des failles et des profils sismiques. La topographie est exagérée par 4.....	174
Figure 71 : Isohypses du toit du Cénomaniens interpolées avec les failles de l'Artois. Les points noirs représentent les sondages utilisés pour réaliser la carte. PF : Faille de Pernes, AF : Faille d'Audincthun, SF : Faille de Samblethun.....	176
Figure 72 : Isohypses du toit du Paléozoïque interpolées avec les failles de l'Artois. Les points noirs représentent les sondages utilisés pour réaliser la carte. PF : Faille de Pernes, AF : Faille d'Audincthun, SF : Faille de Samblethun.....	177
Figure 73 : Coupes géologiques schématisées à travers les collines de l'Artois.....	178
Figure 74 : Log schématique du Puits n°10 de Noeux-les-Mines. D'après Bouroz (1956)	179
Figure 75 : Pointé des réflecteurs et interprétation du profil BM84K.	181
Figure 76 : Extrait et interprétation du profil sismique BM84K au niveau de la faille d'Audincthun. (A) image sismique de l'éventail. (B) Line drawing. (C) Interprétation. TPZ : Toit du Paléozoïque ; Z1 : zone 1 ; Z2 : zone 2 ; MC : Couverture Crétacé.	182
Figure 77 : Représentation schématique de l'inversion tectonique en Artois. (a) au Namurien – Westphalien. (b) Au Carbonifère terminal – Permien (Inversion négative). (c) A la fin du Crétacé. (d) au Cénozoïque (inversion positive). (e) A l'actuel. Inspiré de Tavarnerelli (1999).	184
Figure 78 : Cinématique de déformation possible de la chaîne varisque en Artois. (A) schéma montrant la cinématique de déformation, modifié d'après Banks (1986). (B) Exemple de l'Athabasca Valley Foothills, modifié par Jones (1982), d'après Ziegler (1969).....	189
Figure 79 : Carte des isochrones de la faille du Midi dans le Nord de la France.	191
Figure 80 : Extrait de la carte du toit du Paléozoïque et coupe au niveau de la ride entre le l'Artois et le Mélançois.....	193
Figure 81 : Anomalie de Bouguer (A), gradient vertical (B) et horizontal (C) de l'anomalie de Bouguer au niveau de la limite latérale des structures profondes.	194

Figure 82 : Coupe EW dans le Bassin Houiller. (A) localisation des sondages. (B) Coupe à partir des sondages.....	196
Figure 83 : Ecorché géologique infra-mésozoïque et maxima des gradients horizontaux et verticaux. APOL : Anticlinal du Poil d'Ours – Lens ; AM : Anticlinal de Marchiennes.	198
Figure 84 : Carte synthétique de l'extension des structures profonds dans le Nord de la France.	200
Figure 85 : Coupe Est-Ouest dans le Namurien du Bassin Houiller du Nord de la France. (A) Carte structurale et localisation des sondages étudiés par Chalard (1960b). (B) Extension des niveaux à goniatites (Namurien).	201
Figure 86 : Géométrie en « Hanging-wall drop fault » appliquée à la limite des structures profondes. Modifié de (Butler, 1982).	202
Figure 87 : Localisation de l'inversion tectonique dans la zone Artois – Mélantois par rapport à la limite des structures profondes. (Coupe 1 : Figure 80 ; coupe 2 : Figure 51).	204
Figure 88 : Modèle montrant la cinématique de déformation du front varisque dans Nord de la France, au cours de la phase majeure de raccourcissement (Westphalien supérieur, ca 310 Ma). L.R.H.S. : Zone de suture Lizard – Rhéno-hercynienne. SFZ : Zone de la Faille de Somme.....	206
Figure 89 : Modèle schématique 3-D montrant les relations entre les structures profondes et le tracé de la faille du Midi en surface.	207
Figure 90 : Modèle géométrique schématique et synthétique du front Varisque dans le Nord de la France. (A) En Artois. (B) Dans le Bassin Houiller et sur la bordure Est de l'Avesnois. Inspiré de Raoult (1986), André et al. (André et al., 1991) et Lacquement (2001).	212

Bibliographie

- Amédéo, F., Magniez-Jannin, F. & Robaszynski, F. 1990. L'Albien au sondage de Dannes - 1980. *Annales de la Société Géologique du Nord* **CVIII**, 195-203.
- Amédéo, F. & Mania, J. 1976. L'Aptien du Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XCVI**(3), 207-216.
- Amédéo, F., Manivit, H. & Robaszynski, F. 1979. Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les Craies du Boulonnais (Macro - Micro - Nannofossiles). *Annales de la Société Géologique du Nord* **XCVIII**, 287-305.
- Amedeo, F. & Robaszynski, F. 1987. Influences eustatiques et contrôle tectonique de la sédimentation dans la partie moyenne du Crétacé du Nord de la France. *Mémoire géologique de Université de Dijon* **11**.
- Amédéo, F. & Robaszynski, F. 1999. Les craies cénomaniennes du Boulonnais. Comparaison avec l'Aube (France) et le Kent (Royaume Uni). *Géologie de la France* **2**, 33-54.
- Amédéo, F. & Robaszynski, F. 2000. Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (U.K.). *Géologie de la France* **4**, 39-56.
- Amédéo, F. & Robaszynski, F. 2001. Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec les Kent (UK) et la Normandie (F). *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, 31-48.
- André, L., Herbosch, A., Louwye, S., Servais, T., Van-Grootel, G., Vanguestaine, M. & Verniers, J. 1991. Guidebook to the excursion on the stratigraphy and magnetic rocks of the Brabant Massif, Belgium. *Annales de la Société Géologique de Belgique* **114**(2), 283-323.
- Auffret, J.-P. & Colbeaux, J.-P. 1977. Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bulletin de la Société Géologique de France* **XIX**(5), 1047-1055.
- Averbuch, O., Frizon-De-Lamotte, D. & Guezou, J.-C. 1995. Distinguishing lateral folds in thrust-systems; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Structural Geology* **17**(2), 233-244.
- Averbuch, O., Frizon-de-Lamotte, D. & Kissel, C. 1993. Strain distribution above a lateral culmination: an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE pyrenees, France). *Annales Tectonicae* **VII**(1), 3-21.
- Averbuch, O. & Mansy, J.-L. 1998. The Basse-Normandie duplex (Boulonnais, N France): evidence for an out-of-sequence thrusting overprint. *Journal of Structural Geology* **20**(1), 33-42.
- Averbuch, O., Mansy, J.-L. & Lamarche, J. 2001. Déformations tardi-paléozoïques au front septentrional de la chaîne Varisque: l'exemple des massifs paléozoïques du Boulonnais (N France). *Annales de la Société Géologique du Nord* **9**(2), 13-24.
- Averbuch, O., Mansy, J.-L., Lamarche, J., Lacquement, F. & Hanot, F. 2004. Geometry and kinematics of the Boulonnais fold-and-thrust belt (N France): implications for the dynamics of the Northern Variscan thrust front. *Geodinamica Acta* **17**(2), 163-178.
- Badley, M. E. 1985. *Practical Seismic Interpretation*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Badley, M. E., Price, J. D. & Backshall, L. C. 1989. Inversion, reactivated faults and related structures: seismic examples from the southern North Sea. In: *Inversion Tectonics* (edited by Williams, M. A. C. G. D.) **44**. Geological Society Special Publications, 201-219.
- Banks, C. J. & Warburton, J. 1986. "Passive-roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *Journal of Structural Geology* **8**(3/4), 229-237.
- Barrois, C. 1913. Sondages profonds exécutés entre Douai et Arras par la Compagnie de Châtillon-Commentry. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XLII**, 2-20.
- Becq-Giraudon, J.-F. 1983. *Synthèse structurale et paléogéographique du Bassin Houiller du Nord*. Edition BRGM, Orléans.
- Becq-Giraudon, J.-F., Colbeaux, J.-P. & Leplat, J. 1982. Structures anciennes transverses dans le bassin houiller du Nord - Pas-de-Calais. *Annales de la Société Géologique du Nord* **CI**, 117-121.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.

- Blundell, D.-J. 1993. Deep structures of the Anglo-Brabant massif revealed by seismic profiling. *Geological Magazine* **130**(5), 563-567.
- Bois, C., Lefort, J.-P., B., L. G., Sibuet, J.-C., Gariel, O., Pinet, B. & Cazes, M. 1990. Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics* **177**, 15-37.
- Bonte, A. 1936a. Observations sur l'axe de l'Artois dans la région de Vimy. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXI**, 126-135.
- Bonte, A. 1936b. Sur quelques sondages anciens du Pas-de-Calais. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXI**, 102-119.
- Bonte, A. 1957. Observations sur le Dôme du Mélantois. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXVII**, 154-163.
- Bonte, A. 1969. Le Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXIX**(1er trimestre), 23-46.
- Bonte, A. & Waterlot, G. 1968. Trois forages au Primaire au Nord de Lille. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXVIII**(2), 83-88.
- Boulvain, F., Bultynck, P., Coen, M., Coen-Aubert, M., Lacroix, D., Laloux, M., Casier, J.-G., Dejonghe, L., Dumoulin, V., Ghysel, P., Godefroid, J., Helsen, S., Mouravieff, N. A., Sartenaer, P., Tourneur, F. & Vanguetstaine, M. 1999. *Les formations du Frasnien de la Belgique*. Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques, Bruxelles.
- Bourgine, B. 2006. Modélisation géologique 3D à l'aide du programme Multilayer. **BRGM/RP-53111-FR**, 144.
- Bouroz, A. 1948. La Structure du Bassin Houiller du Pas-de-Calais à l'Ouest du Méridien de Lens. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXVIII**, 93-105.
- Bouroz, A. 1956. Contribution à l'étude des Failles épicrotacées de l'Artois. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 51-62.
- Bouroz, A. 1962. Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 27-37.
- Bouroz, A. 1969. Le Carbonifère du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXIX**(1er trimestre), 47-65.
- Bouroz, A., Chalard, J., Dalinval, A. & Stiévenard, M. 1961. La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge. *Annales de la Société Géologique du Nord*(3), 173-220.
- Bouroz, A., Chalard, J. & Stiévenard, M. 1951. Sur les relations tectoniques des bassins de Valenciennes et du couchant de Mons. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXI**, 58-79.
- Bouroz, A., Stiévenard, M., Buisine, M., Chalard, J., Dalinval, A., Dollé, P., Pinel, G. & Puibaraud, G. 1963. Houillères du Bassin du Nord - Pas-de-Calais: Carte des zones stratigraphiques à la cote - 300. Institut Géographique National.
- Briart, A. & Cornet, F. 1876. Notice sur l'accident qui affecte l'allure du terrain houiller entre Boussu et Onnaing. *Annales de la Société Géologique de Belgique* **3**, 138.
- Briquet, A. 1906. Sur l'origine des Collines de Flandre: quelques considérations de tectonique et d'hydrographie. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XXXV**, 273-288.
- Briquet, A. 1924. Carte tectonique de l'Artois et des régions voisines. In: *Congrès Géologique International XIIIème session*, Liège.
- Buchanan, J. G. & Buchanan, P. G. 1995. *Basin Inversion*. The Geological Society, London.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Preat, A., Stainier, P., Steemans, P., Streel, M. & Tourneur, F. 1991. *Les formations du Dévonien moyen de la Belgique*. Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques, Bruxelles.
- Bultynck, P., Dejonghe, L., Verniers, J., Herbosch, A., Vanguetstaine, M., Geukens, F., Delcambre, B., Pingot, J.-L., Belanger, I., Hennebert, M., Debacker, T., Sintubin, M., Vos, W. D., Poty, E., Hance, L., Lees, A., Delmer, A., Dusar, M., Smolderen, A., Langenaeker, V., Wouters, L., Boulvain, F., Delsate, D., Ghysel, P., Godefroid, P., Laloux, M., Monteyne, R., Roche, M., Dhondt, A. V., Jagt, J. W. M., Laga, P., Louwye, S., Geets, S., Gullentops, F., Bogemans, F., Moor, G. D., Paulissen, E. & Pissart, A. 2002. *Lithostratigraphic scale of Belgium*. Geologica Belgica, Brussels.

- Butler, R. W. H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology* **4**(3), 239-245.
- Butler, R. W. H., Holdsworth, R. E. & Lloyd, G. E. 1997. The role of basement reactivation in continental deformation. *Journal of Geological Society* **154**, 69-71.
- C.F.P. (M), C., R.A.P. et S.N.P.A. 1965. Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXV**(3), 273-283.
- C.F.P. (M), C., R.A.P. et S.N.P.A. 1966. Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France (suite). Tableaux des Core-drills. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXVI**(1), 115-128.
- Cara, M. 1989. *Géophysique*. Bordas, Paris.
- Caulier, P. 1974. Etude des faciès de la craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord, Université des Sciences et technologies de Lille 1.
- Cazes, M. & Torrelles, G. 1988. *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS. Profil Nord de la France*. Technip, Paris.
- Celet, P. 1956. La surface des marnes grises à *Terebratulina rigida* (Turonien moyen) sur la feuille de Cambrai au 1/80000e. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXVI**, 14-24.
- Celet, P. 1969. Géologie du Cambrésis et régions environnantes. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXIX**(1er trimestre), 91-102.
- Chalard, J. 1960a. Contribution à l'étude du Namurien du Bassin Houiller du Nord de la France, Thèse d'état de Lille, 300 p.
- Chalard, J. 1960b. Les horizons à *Goniatites* du Namurien du Nord de la France. In: *Ernest Van Aelst Ed., C.R. du IV^e Congrès pour l'avancement des Etudes de stratigraphie et de géologie du Carbonifère*, Heerlen, 87-92.
- Chouteau, M. 1999. *Géophysique Appliquée 1, Gravimétrie*.
- Colbeaux, J.-P., Amédéo, F., Bergerat, F., Bracq, P., Crampon, N., Delay, F., Dupuis, C., Lamouroux, C., Robaszynski, F., Sommé, J., Vandycke, S. & Vidier, J.-P. 1993. Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le bassin de Paris: le Boulonnais. *Bulletin de la Société Géologique de France* **164**(1), 93-102.
- Colbeaux, J.-P., Leplat, J., Raeppe, R. & Sommé, J. 1979. Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique: Exemple de la Plaine de la Lys (Feuille d'Hazebrouck 1/50000). *Annales de la Société Géologique du Nord* **XCVIII**, 179-188.
- Cooper, M. A. & Williams, G. D. 1989. *Inversion Tectonics*. Blackwell Scientific Publications, London.
- Cornet, J. 1924. Coupe des morts-terrains du puits n°1 du siège Louis-Lambert des Charbonnages d'Hensies-Pommeroeul, à Hensies. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XLIX**(1), 30-34.
- Corsin, P. 1950. Découverte de sédiments réthiens dans le Boulonnais. Etude préliminaire de leur flore et de leur faune. *Annales de la Société géologique du Nord* **LXX**, 243-272.
- Corsin, P. & Danzé, J. 1953. Coupe géologique et résultats du creusement de deux puits dans la région de Marquise. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXIII**, 89-94.
- Corsin, P. & Dehée, R. 1927. Coupe géologique de la Fosse N°2 des Mines d'Aniche. Présence de l'Albien à *Hoplites interruptus*. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LII**, 300-312.
- Dahlstrom, C. D. A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* **6**, 743-757.
- De Vos, W., Poot, B., Huss, J. & Khayati, M. E. 1992. Geophysical characterization of lithologies from the Brabant Massif as a contribution to gravimetric and magnetic modelling. *Bulletin de la Société Belge de Géologie* **101**(3-4), 173-180.
- Debacker, T. N., Dewaele, S., Sintubin, M., Verniers, J., Muchez, P. & Boven, A. 2005. Timing and duration of the progressive deformation of the Brabant Massif, Belgium. *Geologica Belgica* **8**(4), 20-34.
- Debéglija, N. & Didoski, M. 1981. *Synthèse Nord - Pas-de-Calais, Interprétation gravimétrique*. BRGM.
- Dehée, R. 1924. Les terrains crétacés traversés par la Fosse Ewbank n°3 de Vicoigne. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XLIX**(1), 11-28.

- Dehée, R. & Dubois, G. 1926. Coupe des terrains traversés par le sondage de Coquelles. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LI**, 34-41.
- Delattre, C. 1969. Les grands traits géologiques de l'Artois. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXIX**(1er trimestre), 79-90.
- Donsimoni, M. 1989. Le Permien de Lorraine. In: *Synthèse géologique des bassins permien français* (edited by BRGM) **128**, Orléans, 288.
- Dupuis, C. 1979. Esquisse paléogéographique du Nord et du Nord-Ouest du Bassin de Paris au Paléocène et à l'Eocène Inférieur. Incidences structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **288**(D), 1587-1590.
- Everaerts, M. 2000. L'interprétation structurale de la Manche au Rhin: apport du filtrage des champs de potentiel, Louvain-La Neuve, Belgique.
- Everaerts, M. & Hennebert, M. 1998. Interprétation géologique des données gravimétriques de la zone frontalière franco-belge, entre Bailleul et Beaumont. *Annales de la Société Géologique du Nord* **6**(2), 55-63.
- Everaerts, M. & Mansy, J.-L. 2001. Le filtrage des anomalies gravimétriques; une clé pour la compréhension des structures tectoniques du Boulonnais et de l'Artois (France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **172**(3), 267-274.
- Everaerts, M., Poitevin, C., Vos, W. D. & Sterpin, M. 1997. Integrated geophysical/geological modelling of the western Brabant Massif and structural implications. *Annales de la Société Géologique de Belgique* **105**, 41-59.
- Gidon, M. 1987. *Les structures tectoniques*. Edition BRGM.
- Gorini, C., Viillard, P. & Deramond, J. 1991. Modèle d'inversion structurale négative: la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **312**(2), 1013-1019.
- Gosselet, J. 1898. Sondage de Bailleul. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XXVII**, 226-230.
- Gosselet, J. 1903a. Un sondage à Merlimont (P.-de-C.). *Annales de la Société Géologique du Nord* **XXXII**, 138-145.
- Gosselet, J. 1903b. Un sondage à Paris-Plage, près d'Etaples. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XXXII**, 252-254.
- Gosselet, J. 1904. Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France: Région de Douai. In: *Etudes des Gîtes Minéraux de la France Fascicule I*. Imprimerie Nationale, Paris, 142.
- Gosselet, J. 1905. Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France: Région de Lille. In: *Etudes des Gîtes Minéraux de la France Fascicule II*. Imprimerie Nationale, Paris, 99.
- Gosselet, J. 1906. Observations au sujet de quelques sondages aux environs d'Armentières. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XXXV**, 4-7.
- Gosselet, J. 1908. Note sur quelques failles communes aux terrains crétacique et houiller de l'Artois. *Annales de la Société Géologique du Nord* **37**, 80-109.
- Gosselet, J. 1911. Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France: Région de Béthune. In: *Etudes des Gîtes Minéraux de la France Fascicule III*. Imprimerie Nationale, Paris, 183.
- Gosselet, J. 1913. Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France: Région de Valenciennes. In: *Etudes des Gîtes Minéraux de la France Fascicule IV*. Imprimerie Nationale, Paris, 224.
- Gosselet, J. 1922. Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France: Etude topographique du soubassement Paléozoïque. In: *Etudes des Gîtes Minéraux de la France Fascicule V*. Imprimerie Nationale, Paris, 121.
- Gosselet, J. & Pruvost, P. 1911. Coupe géologique de la fosse n°7 des mines de Marles à Auchel. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XL**(3), 218-228.
- Gras, R. 1995. Late Cretaceous sedimentation and tectonic inversion, southern Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* **74**, 117-127.

- Gratton, Y. 2002. Le krigeage: la méthode optimale d'interpolation spatiale. *Les articles de l'Institut d'Analyse Géographique*.
- Grauch, V. J. S. & Cordell, L. 1987. Limitations of determining density or magnetic boundaries from the horizontal of gravity or pseudogravity data. *Geophysics* **52**(1), 118-121.
- Hamblin, R. J. O., Crosby, A., Balson, P. S., Jones, S. M., Chadwick, R. A., Penn, I. E. & Arthur, M. J. 1992. *United Kingdom offshore regional report: the geology of the English Channel*. HMSO for the British Geological Survey, London.
- Hayward, A. B. & Graham, R. H. 1989. Some geometrical characteristics of inversion. In: *Inversion Tectonics* **44**. Geological Society Special Publications, 17-39.
- Hennebert, M. 1998. L'anticlinal faillé du Mélançois - Tournaisien fait partie d'une "structure en fleur positive" tardi-varisque. *Annales de la Société Géologique du Nord* **6**(2), 65-78.
- Holdsworth, R. E., Butler, C. A. & Roberts, A. M. 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of Geological Society* **154**, 73-78.
- Jones, P. B. 1982. Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills. In: *Geological Studies of the Cordilleran Thrust Belt* (edited by R.B., P.) **1**. Rocky Mountain Association of Petroleum Geologists, 61-74.
- Khatir, A. 1990. *Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)*. Société géologique du Nord, Villeneuve d'Ascq.
- Krige, D. G. 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *J. of Chem., Metal. and Mining Soc. of South Africa* **52**, 119-139.
- Lacquement, F. 2001. L'Ardenne Varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne., Société Géologique du Nord, publication n°29.
- Lacquement, F., Averbuch, O., Mansy, J.-L., Szaniawski, R. & Lewandowski, M. 2005. Transpressional deformations at lateral boundaries of propagating thrust-sheets: the example of the Meuse Valley Recess within the Ardennes Variscan Fold-and-thrust belt (N France-S Belgium). *Journal of Structural Geology* **27**, 1788-1802.
- Lacquement, F., Barchi, P. & Quesnel, F. 2004. Carte géologique harmonisée de la région Nord - Pas de Calais. *BRGM/RP53484-FR*, 188 p., 3 fig., 18 tabl., 1 ann., 2pl. hors-texte.
- Lacquement, F., Mansy, J.-L., Hanot, F. & Meilliez, F. 1999. Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du Massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* **329**, 471-477.
- Lamarche, J., Bergerat, F. & Mansy, J.-L. 1996. Tectonique plicative et cassante dans le Jurassique du Boulonnais: une histoire méso-cénozoïque polyphasée. *Annales de la Société Géologique du Nord* **4**(2ème trimestre), 171-179.
- LeGall, B. 1994. Deformation of the Nord - Pas-de-Calais carboniferous coalfield (France) in the Variscan frontal tectonic pattern. In: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France: Proceeding of the conference of the EAPG* (edited by Mascle). Springer.
- Legrand, R. 1968. *Le Massif du Brabant*. Imprimerie Hayez, s.p.r.l., Bruxelles.
- Legrand, X., Soula, J.-C. & Rolando, J.-P. 1991. Effet d'une inversion tectonique négative dans le Sud du Massif Central français: la structure "roll-over" du bassin permien de Saint-Affrique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **312**(2), 1021-1026.
- Magné, J. & Polvêche, J. 1962. Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord). Micropaléontologie et stratigraphie. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXII**, 127-134.
- Mansy, J.-L. 2003. La réactivation du socle paléozoïque au Nord-Ouest de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord* **X**(2-3), 135-146.
- Mansy, J.-L., Amédéo, F., Auffret, J.-P., Guennoc, P., Lamarche, J., Lefevre, D., Robaszynski, F., Sommé, J. & Vidier, J.-P. 2005. Carte géologique de Marquise (50000ème). BRGM, Orléans.
- Mansy, J.-L., Conil, R., Meilliez, F., Khatir, A., Delcambre, B., Groessens, E., Lys, M., Poty, E., Swennen, R., Trenteseaux, A. & Weynant, M. 1988. Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien de l'Avesnois. *Annales de la Société Géologique du Nord* **CVIII**(2-3), 125-139.
- Mansy, J.-L., Csontos, L., Rolin, D., Hanot, F., Bergerat, F. & D., V. 2003a. Variscan structures and their reactivation in Artois, Northern France. *Geophysical Research Abstracts* **5**, 01985.

- Mansy, J.-L. & Lacquement, F. 2002. Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique. In: *Géologues* **133-134**, 7-24.
- Mansy, J.-L., Manby, G. M., Averbuch, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoe, B., Lamarche, J. & Vandycke, S. 2003b. Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: role of basement reactivation. *Tectonophysics* **373**(1-4), 161-179.
- Marson, I. & Klingele, E. E. 1993. Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. *Geophysics* **58**(11), 1588-1595.
- Marton, E., Mansy, J.-L., Averbuch, O. & Csontos, L. 2000. The Variscan belt of Northern France-Southern Belgium: geodynamic implications of new paleomagnetic data. *Tectonophysics* **324**, 57-80.
- Matheron, G. 1963. Principles of Geostatistics. *Economic Geol.* **58**, 1246-1268.
- Mathieu, G. 1930. Coupe géologique de la Fosse E. Heurteau de la Compagnie des Mines d'Anzin. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LV**, 30-41.
- Mathieu, G. 1931. Coupe géologique des morts-terrains de la Fosse n°9 (Siège De Clercq-Combrez) des Mines de Dourges. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LVI**, 130-135.
- Mathieu, G. 1933. Coupe géologique des morts-terrains traversés par le puits n°7 (Siège de Beaumont) de la Concession de Drocourt. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LVIII**, 46-50.
- Matte, P. 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société géologique de France* **8**(2), 9-24.
- Matte, P., Respaut, J.-P., Maluski, H., Lancelot, J.-R. & Brunel, M. 1986. La faille NW-SE du pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien: déformation à 320 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage pays de Bray 201. *Bulletin de la Société géologique de France* **8**(1), 69-77.
- McClay, K. R. 1995. The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In: *Basin Inversion* (edited by Buchanan, J. P.) **88**. Geological Society Special Publication, London, 97-118.
- Mégnyen, C. 1980. *Synthèse géologique du bassin de Paris: Stratigraphie et paléogéographie*. Edition BRGM, Orléans.
- Meilliez, F. 1989. Importance de l'évènement calédonien dans l'allochtone ardennais; essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne Varisque, Université du Maine.
- Meilliez, F. 1991. Ardenne - Brabant. *Bulletin des Sciences Géologiques* **44**(1-2), 3-29.
- Mériaux, E. 1961. Observations sur les conglomérats et marbres rouges de l'Artois. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXI**, 65-71.
- Minguely, B., Mansy, J.-L., Everaerts, M., Manby, G. M. & Averbuch, O. 2005. Apport de la modélisation géophysique pour la compréhension de la structuration du pas de Calais. *Comptes Rendus Geosciences* **337**(3), 305-313.
- Minguely, B., Mansy, J.-L., Hanot, F., Everaerts, M., Lacquement, F. & Averbuch, O. 2006. Synthèse des données de sondage et des données gravimétriques depuis l'Avesnois jusqu'au méridien de Lens. *Géologie de la France* **1-2**, 93-98.
- Monciardini, C. 1978. Biozones de foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord du bassin de Paris. *Bulletin BRGM section I, N°3* (2), 207-223.
- Morley, C. K. 1988. Out-of-sequence thrusts. *Tectonics* **7**(3), 539-561.
- Nourtier, E. 1928. Forage du Malplaquet à Halluin. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LIII**(2), 188-189.
- Pedley, R. 1991. GRAVMAG User Manual: Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling program. (edited by Survey, B. G.), British Geological Survey. Nottingham. U.K.
- Pruvost, P. 1934. Coupe géologique d'un forage profond exécuté à Artres (Nord). *Annales de la Société Géologique du Nord* **LIX**, 191-197.
- Pruvost, P. & Souka, R. 1913. Coupe géologique de la fosse n°2 bis des mines de Marles. *Annales de la Société Géologique du Nord* **XLII**, 20-24.

- Raoult, J.-F. 1986. Le front varisque du Nord de la France d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. *Revue de Géologie dynamique et de Géographie Physique* **27**(3-4), 247-268.
- Raoult, J.-F. 1988. Le front Varisque du Nord de la France: Interprétation des principales coupes d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. In: *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde: profil Nord de la France, structure hercynienne* (edited by Technip), Paris, 262.
- Rasmussen, R. & Pedersen, L. B. 1979. End correction in potential field modeling. *Geophysical Prospecting* **27**, 749-760.
- Robaszynski, F. 1981. Moderation of Cretaceous transgressions by block tectonics: an example from the North and North-west of the Paris Basin. *Cretaceous research* **2**, 197-213.
- Robaszynski, F. & Amédéo, F. 1993. Les falaises crétacées du Boulonnais: la coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. *Annales de la Société Géologique du Nord* **2**(2), 31-44.
- Robaszynski, F. & Amédéo, F. 2001. Des nouveautés dans le Crétacé de la feuille de Marquise (Ed. 2000). *Annales de la Société Géologique du Nord* **9**(2), 25-38.
- Robaszynski, F., Amédéo, F., Foucher, J. C., Gaspard, D., Magniez-Jannin, F., Manivit, H. & Sornay, J. 1980. Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaune. Zonations micropaléontologiques intégrées dans le cadre du Crétacé boréal nord-européen. *Revue de Micropaléontologie* **22**(4), 195-321.
- Rolin, D. 2000. Héritage et inversions tectoniques en Artois, Rapport de DEA de l'Université de Lille - Université de Paris XI-Orsay.
- Shephard-Thorn, E. R., Lake, R. D. & Atitullah, E. A. 1972. Basement control of structures in the Mesozoic rocks in the Strait of Dover region, and its reflexion in certain features of the present land and submarine topography. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* **272**, 99-113.
- Shuey, R. T. & Pasquale, A. S. 1973. End correction in magnetic profile interpretation. *Geophysics* **38**, 507-512.
- Sommé, J. 1969a. Introduction à la géomorphologie du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXIX**(1er trimestre), 103-110.
- Sommé, J. 1969b. La plaine maritime. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXXXIX**(1er trimestre), 117-126.
- Sommé, J. 1991. Le système morphotectonique de boutonnière dans le relief du nord de la France. *Hommes et terres du Nord* **2-3**, 171-176.
- Stièvenard, M. 1949. Précisions sur la Grande Faille du Midi d'Ourton à Douai. *Annales de la Société Géologique du Nord* **LXIX**, 315-351.
- Tavarnelli, E. 1999. Normal faults in thrust sheets: pre-orogenic extension, post-orogenic extension or both? *Journal of Structural Geology* **21**, 1011-1018.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Tillie, B. 1980. Nappe de la craie du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais (zone médiane et occidentale), Université des Sciences et Technologies de Lille 1.
- Underhill, J. R. & Paterson, S. 1998. Genesis of tectonic inversion structures: seismic evidence for the development of key structures along the Purbeck-Isle of Wight Disturbance. *Journal of Geological Society* **155**, 975-992.
- Van Vliet-Lanoe, B., Mansy, J.-L., Margerel, J.-P., Vidier, J.-P., Lamarche, J. & Everaerts, M. 1998. Le Pas de Calais, un détroit cenozoïque à ouvertures multiples. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **326**(10), 729-736.
- Vann, I. R., Graham, R. H. & Hayward, A. B. 1986. The structure of mountain fronts. *Journal of Structural Geology* **8**(3/4), 215-227.
- Vially, R., Letouzey, J., Bénard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H. & Boudjema, A. 1994. Basin Inversion along the North African Margin: The Saharan Atlas (Algeria). In: *Peri-Tethyan Platforms* (edited by Roure, F.). Editions Technip, Paris, 79-118.

- Waterlot, G. 1957. Le toit des Sables landéniens en Flandre, dans la région comprise entre Saint-Omer et Lille. Remarques sur la nature des sables et leur hydrologie. Annales de la Société Géologique du Nord LXXVII, 74-82.
- Waterlot, G. 1969a. Aperçu géologique de la région de Lille. Annales de la Société Géologique du Nord LXXXIX(1er trimestre), 67-77.
- Waterlot, G. 1969b. Le Paléozoïque en Ardenne Française. Annales de la Société Géologique du Nord LXXXIX(1er trimestre), 5-22.
- Williams, G. D., Powell, C. M. & Cooper, M. A. 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Inversion Tectonics 44. Geological Society Special Publication, 3-15.
- Ziegler, P. A. 1969. The development of sedimentary basins in Western and Arctic Canada. Alberta Society of Petroleum Geologists.
- Ziegler, P. A. 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell International Petroleum MAATSCHAPPIJ B.V.

