



UNIVERSITÉ DE LILLE

Ecole Doctorale

« Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement »
Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences – UMR 8187

Modélisation géologique 3D du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais et de son substratum dévonien-carbonifère inférieur : vers une meilleure définition des réservoirs géothermiques profonds

Thèse présentée pour obtenir le grade de Docteur de l'Université de Lille
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité : Géosciences, Ecologie, Paléontologie, Océanographie

Par
Aurore LAURENT

Soutenue publiquement le 10 décembre 2021 à Villeneuve d'Ascq (59)

Devant le jury composé de :

Olivier LACOMBE, Professeur – Sorbonne Université (Rapporteur)
Jean-Paul CALLOT, Professeur – Université de Pau (Rapporteur)
Virginie GAULLIER, Professeure – Université de Lille (Examinateuse, Présidente du jury)
Olivier KAUFMANN, Professeur – Université de Mons (Examinateur)
Christine SOUQUE, Docteure – IFPEN (Examinateuse)
Olivier AVERBUCH, Maître de conférences – Université de Lille (Directeur de thèse)
Laurent BECCALETTO, Docteur – BRGM Orléans (Co-encadrant)
Fabien GRAVELEAU, Maître de conférences – Université de Lille (Co-encadrant)
Frédéric LACQUEMENT, Docteur – BRGM Orléans (Co-encadrant (invité))

Remerciements

Après trois années passées à découvrir la géologie du nord de la France et plus particulièrement de la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais, ma thèse se termine enfin, la boucle est bouclée. L'aboutissement de ces trois années de travail constitue la fin d'une expérience personnelle très enrichissante tant scientifiquement qu'humainement. Ces quelques lignes sont dédiées à l'ensemble des personnes ayant d'une façon ou d'une autre contribué à mes travaux et ayant partagé ma vie quotidienne au labo et à la maison. Au risque d'en oublier, j'adresse un remerciement général à toutes ces personnes.

Avant de rentrer dans le vif du sujet, je tiens à remercier la région des Hauts-de-France et le BRGM qui ont financé ce projet de thèse, ainsi que le programme CNRS INSU-CESSUR qui a attribué deux bourses m'ayant aidée à réaliser les travaux pendant les deux premières années de ma thèse.

Je remercie également les membres du jury qui ont accepté de lire et d'évaluer mes travaux de thèse, les rapporteurs Olivier Lacombe et Jean-Paul Callot et les examinateurs Olivier Kaufmann, Virginie Gaullier et Christine Souque.

Cette thèse n'aurait pas pu se dérouler sans encombre sans une équipe d'encadrement digne de ce nom, que je tiens à remercier pour m'avoir accordée leur confiance afin de mener à bien ce projet, plus particulièrement :

Un grand merci à Olivier Averbuch, mon directeur de thèse, qui a partagé toutes ses connaissances sur la chaîne varisque et avec qui j'ai beaucoup appris en géologie structurale, même si ce n'était pas gagné au début ! Merci d'avoir répondu présent dès que j'en avais besoin et pour tous tes conseils. Merci pour ta gentillesse (les œufs de Pâques étaient très bons !) et pour m'avoir permis de réaliser cette thèse dans d'excellentes conditions.

Deuxième lillois à qui j'exprime toute ma gratitude, Fabien Graveleau, merci pour toutes nos discussions, géologiques ou non d'ailleurs, pour ton implication, ton soutien et tes nombreux conseils pendant ces trois années. Tes glissades contrôlées jusqu'à mon bureau et nos nombreux échanges sur QGis me manqueront !

Côté BRGM, où j'ai toujours été très bien accueillie, je remercie évidemment Laurent Beccaletto, pour ta disponibilité tout au long de la thèse, pour tes conseils précieux, ta gentillesse et pour tous nos échanges passionnants et constructifs, notamment sur les données et interprétations sismiques.

Un grand merci également à Frédéric Lacquement, pour ton soutien, ton expertise et toutes les discussions très intéressantes que nous avons eu sur la géologie régionale et ardennaise. Merci de m'avoir toujours poussée à la réflexion, que ce soit lors des sessions de travail au BRGM ou lors de nos échanges à distance.

Merci à tous les quatre pour votre investissement, votre réactivité et votre suivi régulier, malgré vos emplois du temps souvent très chargés. Nos nombreuses réunions en visio (discussions qui ont d'ailleurs très souvent dévié des sujets scientifiques), alimentées par vos divers points de vue et connaissances, m'auront finalement permis de me forger ma propre opinion et j'en suis très reconnaissante.

Sur le plan technique, l'interprétation des données sismiques et la réalisation du modèle géologique 3D n'auraient pas été possibles sans l'aide de nombreuses personnes avec lesquelles j'ai eu la chance d'échanger et de collaborer au cours des trois dernières années.

Je remercie particulièrement Stéphane Marc et Laure Capar, géophysiciens au BRGM, pour leur implication dans le retraitement et la conversion temps-profondeur des données sismiques et pour nos nombreux échanges très techniques et très enrichissants sur les méthodes de conversion temps-profondeur.

Un grand merci également à Séverine Carigt, géologue au BRGM, pour sa gentillesse, son expertise, sa réactivité pour répondre à toutes mes questions et son aide précieuse lors de la réalisation du modèle 3D.

Merci aux membres du projet Interreg DGE-Rollout North-West Europe pour m'avoir mis à disposition quelques profils sismiques retraités en profondeur, données qui ont pu être utilisées lors de la conversion temps-profondeur.

Je remercie Philippe Andrzejewski, archiviste à l'Unité Territoriale Après Mine du Nord (UTAM-Nord) et Sandrine Lemal ancienne directrice de l'UTAM-Nord, pour leur excellent accueil et leur aide précieuse lors de ma venue afin de récupérer les données minières nécessaires à la réalisation du modèle 3D.

Je remercie Nicolas Dupont, ancien doctorant de l'Université de Mons, pour m'avoir fourni des données de forages et des données minières disponibles dans le Hainaut et très utiles lors de la réalisation du modèle 3D.

Merci également à Olivier Louart, directeur de l'entreprise EGEE Développement, pour m'avoir mis à disposition des données de forages géothermiques dans la région de Lille et du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais, que j'ai pu intégrer au modèle 3D.

Je remercie enfin Jacques Malavieille et Olivier Kaufmann pour leurs conseils pertinents et pour les discussions que nous avons eues lors de mes comités de suivi de thèse de première et deuxième année.

Au cours des trois années qui viennent de s'écouler, j'ai eu la chance de partager ma vie quotidienne au labo avec de nombreuses personnes qui m'ont permis de passer de très bons moments et de me faire d'excellents souvenirs. Je remercie les membres de l'équipe 6 du LOG pour leur accueil chaleureux, pour m'avoir fourni d'excellentes conditions de travail et pour avoir enrichi mes connaissances dans leurs domaines respectifs. J'adresse un remerciement particulier à Monique Gentric pour sa gentillesse, son aide précieuse et son efficacité à toute épreuve lors des démarches administratives. Plus généralement, je remercie le personnel du SN5 pour leur excellent accueil et pour toutes les conversations très intéressantes que j'ai pu avoir lors des repas et pauses à la cafet'.

Je remercie particulièrement Louise, César et mes amis et camarades doctorants et post-doctorants, Fabien, Gaia, Maïwenn, Muriel et Marie, avec qui j'ai passé de très bons moments au quotidien, au labo comme autour d'une bière, d'une pétanque ou d'une soirée raclette ! Vous aurez écouté mes plaintes pendant trois ans et m'aurez soutenue tout aussi longtemps. Bon courage à Gaia et Fabien avec qui j'ai partagé ces trois années, vous y êtes presque ! J'espère pouvoir assister à vos soutenances ! Tous mes vœux de réussite à Maïwenn, Rachid, Rawia et Imène dans la poursuite de leur thèse, et aux nouveaux doctorants qui viennent d'arriver : Mathilde, Pauline et Romain. Merci aux anciens doctorants Meryll et Martin pour les bons moments passés ensemble ; vous m'avez montré qu'il était possible de finir sa thèse dans deux états complètement opposés, en toute tranquillité ou en enchainant les nuits blanches !

Je remercie bien sûr mes parents et mon frère, pour leur soutien sans faille tout au long de mes études et de ma thèse et pour avoir cru en moi ces trois dernières années pas toujours évidentes. Merci de m'avoir supportée à la maison pendant cinq mois de confinement et d'avoir écouté mes discours passionnés sur la géologie (souvent après un verre...), même si vous n'y compreniez pas toujours grand-chose ! Grâce à vous je me serai entraînée à vulgariser le sujet de mes travaux un bon nombre de fois. Qui l'aurait cru, quand, têteue comme une mule, je voulais ramasser des galets sur la plage alors que je ne tenais pas encore debout, que je finirais docteur des « cailloux » !

Il n'y en a qu'une que je ne remercierai pas, oui toi Covid, qui m'a rendu la vie plus difficile pendant la moitié de la thèse. Tu m'auras fait perdre l'odorat, mais tu n'auras pas réussi à briser mes espoirs et mes rêves !

Table des matières

Remerciements	- 3 -
Chapitre I. Introduction générale.....	- 14 -
A. Problématique scientifique et appliquée, objectifs de la thèse et organisation du mémoire	- 14 -
B. Géothermie et fronts de chaîne : concepts de base et exemples	- 16 -
1. Généralités sur la géothermie.....	- 16 -
1.1. Origine et répartition de la chaleur sur Terre	- 16 -
1.2. Les différents types de géothermie.....	- 17 -
2. La géothermie dans les fronts de chaîne	- 19 -
3. Etat des lieux de la géothermie profonde dans le Nord-Pas-de-Calais	- 20 -
Chapitre II. Contexte géologique.....	- 24 -
A. La chaîne varisque en Europe	- 24 -
1. Aperçu général	- 24 -
1.1. La zone centrale	- 25 -
1.2. Les ceintures métamorphiques bordières fortement déformées	- 25 -
1.3. Fronts de chaîne et bassins flexuraux.....	- 26 -
2. Dynamique du système orogénique varisque.....	- 28 -
2.1. Initiation de l'orogenèse varisque (380-360 Ma) et rifting rhéno-hercynien... - 29 -	- 29 -
2.2. La phase orogénique varisque <i>sensus stricto</i> (340-305 Ma)	- 31 -
2.3. Déformations tardi-varisques (305-270 Ma)	- 31 -
B. Cadre géologique régional.....	- 32 -
1. Le front de chevauchement nord-varisque dans le nord de la France	- 32 -
1.1. Structure du Front Nord Varisque	- 32 -
1.1.1. Socle Brabançon.....	- 35 -
1.1.2. Parautochtone Brabançon.....	- 36 -
1.1.3. Ecailles et Massifs Renversés (EMR)	- 36 -
1.1.4. Allocotone Ardennais.....	- 37 -
1.2. Lithostratigraphie et stratigraphie mécanique du Front Nord Varisque.....	- 38 -
1.2.1. Dépôts syn-rift.....	- 38 -
1.2.2. Dépôts post-rift.....	- 38 -
1.2.3. Dépôts syn-orogéniques	- 42 -
1.2.4. Stratigraphie mécanique	- 43 -
1.2.5. Couverture Méso-Cénozoïque.....	- 45 -

1.3. Evolution cinématique du Front Nord Varisque	- 47 -
1.3.1. Modèle d'évolution cinématique au Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen.....	- 47 -
1.3.2. Déformations tardi-varisques et post-varisques du Front Nord Varisque. .	- 49 -
2. Géologie du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais	- 51 -
2.1. Structure du BHNPC	- 51 -
2.2. Lithostratigraphie du BHNPC	- 53 -
2.2.1. Stratigraphie du BHNPC	- 53 -
2.2.2. Faciès et paléoENVIRONNEMENTS de dépôts	- 54 -
Chapitre III. Géométrie et cinématique du Front Nord Varisque dans le nord de la France : apports des interprétations sismiques.....	- 58 -
A. Objectifs	- 58 -
B. Données et méthode.....	- 58 -
1. La sismique réflexion terrestre : principe et méthode d'acquisition	- 58 -
1.1. Principe.....	- 58 -
1.2. Méthode d'acquisition.....	- 59 -
2. Sélection et préparation des données	- 60 -
2.1. Données pétrolières disponibles dans le Nord-Pas-de-Calais	- 60 -
2.2. Données sismiques sélectionnées.....	- 61 -
2.3. Retraitements des données sismiques	- 62 -
3. Calage au puits	- 63 -
3.1. Principe.....	- 64 -
3.2. Calage du profil C089 au forage d'Epinoy	- 65 -
3.3. Calage du profil M590 au forage de Jeumont	- 65 -
3.4. Calage du profil C083 au forage de Gouzeaucourt.....	- 66 -
4. Interprétation sismique	- 66 -
C. 3-D structure of the Variscan Thrust Front in northern France: new insights from seismic reflection profiles	- 69 -
D. Description d'éléments structuraux complémentaires	- 103 -
1. Structure en duplex dans les séries houillères.....	- 103 -
2. Rétrochevauchements et zones triangulaires.....	- 105 -
3. Structuration profonde du Parautochtone Brabançon	- 109 -
4. Flexure septentrionale du Parautochtone Brabançon	- 111 -

Chapitre IV. Modélisation géométrique 3D du Front Nord Varisque et des réservoirs géothermiques profonds dans le nord de la France	- 114 -
A. Objectifs	- 114 -
B. Données et méthode.....	- 115 -
1. Définition des paramètres généraux du modèle	- 115 -
1.1. Dimensions du modèle	- 115 -
1.2. Pile stratigraphique.....	- 117 -
2. Sélection, traitement et intégration des données	- 118 -
2.1. Données topographiques	- 118 -
2.2. Base de données des forages	- 119 -
2.3. Données sismiques	- 122 -
2.3.1. Conversions temps-profondeurs.....	- 122 -
2.3.2. Intégration au Geomodeller.....	- 127 -
2.4. Données minières	- 128 -
2.4.1. Puits et sondages miniers	- 128 -
2.4.2. Cartes géologiques et plans de travaux	- 129 -
2.4.3. Coupes géologiques.....	- 132 -
2.5. Données gravimétriques.....	- 134 -
2.6. Données structurales de surface	- 135 -
3. Méthode, concepts et paramètres de modélisation du GeoModeller	- 137 -
3.1. Algorithme de modélisation	- 137 -
3.2. Modélisation des séries de la pile stratigraphique.....	- 137 -
3.3. Modélisation des failles.....	- 139 -
3.4. Limites associées à la méthode de modélisation du GeoModeller©.....	- 140 -
C. Modélisation géométrique 3D du Front Nord Varisque	- 142 -
1. Méthodologie	- 142 -
1.1. Modélisation des données sismiques interprétées (partie sud du modèle).....	- 142 -
1.1.1. Evaluation du niveau de confiance des interprétations sismiques	- 142 -
1.1.2. Intégration, modélisation et mise à jour des interprétations sismiques ...	- 144 -
1.2. Modélisation dans l'avant-pays brabançon (partie nord du modèle)	- 147 -
1.2.1. Modélisation des séries parautochtones	- 147 -
1.2.2. Modélisation des failles.....	- 149 -
2. Géométrie et séquence de recouplement des failles : choix et discussion	- 151 -
2.1. Failles normales dévonien et chevauchements varisques	- 151 -
2.2. Failles de l'Artois	- 151 -

2.3. La faille de Seclin.....	- 152 -
2.4. Séquence de déformation des chevauchements varisques	- 153 -
3. Géométrie 3D de la Couverture Méso-Cénozoïque et du toit du Paléozoïque	- 154 -
4. Géométrie 3D de l'Allochtone Ardennais et du chevauchement ardennais (AMBT).....	- 157 -
5. Géométrie 3D des Ecailles et Massifs Renversés (EMR) et de leur chevauchement basal (BEMR)	- 161 -
6. Géométrie 3D du Parautochtone Brabançon : apports sur la connaissance des réservoirs géothermiques profonds.....	- 164 -
6.1. Géométrie 3D du réservoir géothermique dinantien.....	- 164 -
6.1.1. Extension du réservoir dinantien.....	- 166 -
6.1.2. Géométrie du Dinantien dans l'avant-pays brabançon	- 167 -
6.1.3. Géométrie du Dinantien dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais	- 169 -
6.1.4. Structuration profonde du Dinantien au sud du bassin minier	- 171 -
6.1.5. Géométrie du Dinantien dans l'Artois	- 174 -
6.1.6. Epaisseur du Dinantien.....	- 175 -
6.1.7. Limites, incertitudes et perspectives d'amélioration.....	- 177 -
6.1.8. « Modelling the 3D geometry of the Dinantian carbonate geothermal reservoir in northern France »	- 178 -
6.2. Géométrie 3D du réservoir géothermique potentiel dévonien (Givétien-Frasnien)	- 192 -
6.2.1. Extension du réservoir givétien-frasnien.....	- 193 -
6.2.2. Géométrie du réservoir givétien-frasnien dans l'avant-pays brabançon .	- 194 -
6.2.3. Géométrie du réservoir givétien-frasnien dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais	- 195 -
6.2.4. Géométrie du réservoir givétien-frasnien dans l'Artois	- 195 -
6.2.5. Structuration profonde du réservoir givétien-frasnien	- 197 -
6.2.6. Epaisseur du Dévonien moyen et du Frasnien	- 198 -
6.2.7. Limites, incertitudes et perspectives d'amélioration.....	- 201 -
D. Modélisation géométrique 3D du BHNPC.....	- 202 -
1. Méthodologie	- 202 -
1.1. Modélisation des chevauchements	- 202 -
1.2. Modélisation des assises houillères.....	- 204 -
2. Résultats et discussion.....	- 207 -
2.1. Géométrie de la partie orientale du BHNPC (Douai-Valenciennes).....	- 207 -
2.2. Implications cinématiques.....	- 211 -

2.3. Apports de la modélisation à la connaissance de la géométrie du BHNPC ... -	214 -
2.4. Relations géométriques entre les régions orientale et occidentale du BHNPC.....	- 216 -
Chapitre V. Conclusion générale	- 224 -
Références bibliographiques	- 230 -
Annexes	- 253 -
Résumé	- 313 -
Abstract.....	- 314 -

Chapitre I.

Introduction générale

Chapitre I. Introduction générale

A. Problématique scientifique et appliquée, objectifs de la thèse et organisation du mémoire

Dans le cadre de la loi sur la transition énergétique votée par le gouvernement français en 2015, la région des Hauts-de-France s'est engagée à investir et développer considérablement les énergies renouvelables dans les prochaines décennies afin d'atteindre un objectif ambitieux de 100% d'énergies renouvelables à l'horizon 2050 (Projet « REV3 : 3^{ème} révolution industrielle en Hauts-de-France »). Cet objectif requiert dès à présent le développement à l'échelle régionale de solutions alternatives aux énergies fossiles carbonées, notamment la géothermie basse énergie (température des eaux comprises entre 30°C et 90°C). Si le potentiel géothermique profond du sud des Hauts-de-France (Picardie) est déjà bien contraint grâce à l'exploitation de l'aquifère du Dogger du Bassin de Paris, ce n'est pas le cas pour la partie nord (Nord et Pas-de-Calais), notamment au sein du territoire du bassin minier (secteur Béthune-Lens-Douai-Valenciennes). Cette région qui compte plus d'un million et demi d'habitants et requiert des besoins croissants en chauffage et climatisation, constitue une région de fort potentiel pour le développement de la géothermie basse énergie. En effet, le secteur du bassin minier est située au-dessus du front de chevauchement nord de la chaîne varisque formé au Carbonifère supérieur (320-305 Ma). Le développement syn-orogénique du bassin d'avant-pays du Nord-Pas-de-Calais a entraîné l'enfouissement des dépôts anté-orogéniques à plusieurs kilomètres de profondeur, créant ainsi des conditions potentiellement favorables à la génération d'eaux de hautes températures au sein des aquifères profonds.

Au sein du substratum dévono-carbonifère du bassin houiller, deux réservoirs carbonatés constituent des cibles potentielles pour le développement de la géothermie basse énergie : les aquifères du Dinantien (Carbonifère inférieur, 360-330 Ma) et du Givétien-Frasnien (Dévonien moyen-supérieur, 388-372 Ma). Les eaux chaudes du réservoir dinantien sont exploitées depuis plus de 30 ans dans la région de Mons en Belgique à des températures de 60-70°C. L'évaluation du potentiel géothermique dans le nord de la France nécessite la réalisation d'études de caractérisation (géométrique, hydrodynamique, thermique, etc...) de ces potentiels réservoirs géothermiques, en amont des études opérationnelles et législatives locales de faisabilité. De telles études sont actuellement en cours à l'échelle européenne dans le cadre du projet Interreg DGE-Rollout North-West Europe qui vise à définir le potentiel géothermique transfrontalier (Allemagne, Belgique, France, Irlande, Pays-Bas, Royaume-Uni) du réservoir dinantien dans le nord-ouest de l'Europe. Le projet de thèse, financé conjointement par la Région Hauts-de-France, le BRGM et le laboratoire d'Océanologie et de Géosciences de l'Université de Lille, constitue une première étape dans l'évaluation future du potentiel géothermique sur le territoire et aux alentours du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais : un des deux objectifs principaux de la thèse est de **définir la géométrie (profondeur, extension, épaisseur, structuration) des potentiels réservoirs géothermiques profonds du Dinantien et du Givétien-Frasnien à l'échelle régionale**.

Outres les enjeux énergétiques et sociétaux, l'étude de la géométrie du sous-sol du bassin minier fournit un cadre scientifique exceptionnel pour analyser la dynamique d'un front de chaîne fossile aujourd'hui érodé et enfoui sous une fine couverture sédimentaire crétacé-

tertiaire, en marge nord du Bassin de Paris : le Front Nord Varisque. Ce dernier résulte des interactions entre les processus de déformation (tectonique) et les processus de surface (érosion, sédimentation, climat), c'est un laboratoire idéal pour analyser les interactions entre flux sédimentaires, évolution des reliefs et activités des structures. La **compréhension de la dynamique sédimentaire et structurale du Front Nord Varisque** représente un enjeu scientifique majeur, essentiel pour améliorer la connaissance géologique des réservoirs profonds. Elle constitue le second objectif principal de la thèse.

La définition de la géométrie et de la cinématique du front varisque dans le nord de la France n'a pas fait l'objet d'une réactualisation dans le détail depuis la fin de l'exploitation des terrains houillers il y a plus de 40 ans. Depuis cette époque, des acquisitions géophysiques, des forages et des études locales ont été réalisées sans être intégrées et sans qu'une vision globale soit engagée. L'étude proposée se base sur le retraitement et l'interprétation de profils industriels de sismique réflexion et sur la réinterprétation structurale des nombreuses données géologiques disponibles dans le bassin minier du Nord-Pas-de-Calais (forages, levés de galeries, plans et coupes d'exploitation, etc...) afin d'en proposer une version actualisée. Cette nouvelle vision est basée sur l'application de concepts géologiques développés ces dernières décennies et attachés à la compréhension des géométries des bassins d'avant-pays et de leur déformation en contexte de front orogénique (« tectonique chevauchante », inversion tectonique, etc...). L'ensemble des données (sismique, minières, forages, etc.) sont intégrées au sein d'un modèle structural 3D définissant les géométries des couches sédimentaires du bassin houiller et de son substratum dévonien-carbonifère inférieur, construit à l'aide d'un logiciel de modélisation numérique 3D (GeoModeller \circledR). La réalisation du modèle permettra, d'une part de **mieux contraindre l'évolution cinématique du bassin houiller et du front de chevauchement nord de la chaîne varisque**, et d'autre part de **réinterpréter les géométries des différents ensembles sédimentaires et des discontinuités qui les affectent (failles, chevauchements)**. Ces éléments apporteront de nouvelles contraintes nécessaires à l'évaluation du potentiel géothermique régional via la connaissance acquise sur la géométrie des réservoirs. Il s'agit notamment de fournir des livrables opérationnels tels que des cartes de profondeur du toit et de la base des réservoirs dinantien et dévonien sous le bassin minier, ou encore des cartes localisant les principales failles agissant potentiellement comme des drains ou des barrières au sein des différents aquifères régionaux.

- *Organisation du mémoire*

Les travaux réalisés au cours de la thèse sont présentés dans ce mémoire organisé en cinq chapitres :

- Le chapitre I définit les objectifs et enjeux de la thèse, ainsi que quelques généralités sur la géothermie, notamment dans un contexte de front de chaîne orogénique. Un état des lieux de la géothermie profonde dans le Nord-Pas-de-Calais et dans la région de Mons en Belgique est également réalisé.

- Le chapitre II présente une vue d'ensemble du contexte structural, géodynamique, cinématique et sédimentaire de la zone d'étude, à l'échelle de la chaîne varisque, puis du front nord varisque dans les Hauts-de-France et plus particulièrement du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais.

- Le chapitre III définit la géométrie du Front Nord Varisque dans la zone d'étude à partir de l'interprétation des profils de sismique réflexion retraités et propose un nouveau modèle d'évolution cinématique du front de chevauchements à l'échelle régionale.

- Le chapitre IV décrit la géométrie 3D du Front Nord Varisque, des réservoirs géothermiques profonds et du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais à partir de la construction d'un modèle structural intégrant l'ensemble des données disponibles dans la région (sismique réflexion, données minières, forages, données de surface, gravimétrie). De nouveaux éléments contraignant l'évolution cinématique du front nord varisque dans la région du bassin minier sont également proposés.

- Le chapitre V de conclusion fait la synthèse des résultats majeurs exposés dans les chapitres III et IV et évalue les perspectives et pistes de travail futures.

B. Géothermie et fronts de chaîne : concepts de base et exemples

1. Généralités sur la géothermie

1.1. Origine et répartition de la chaleur sur Terre

La géothermie est définie par son étymologie grecque comme étant la chaleur (« *thermos* ») de la Terre (« *géo* »). Cette chaleur provient en partie du noyau terrestre dont la température avoisine 5000°C. La chaleur du noyau est issue de l'accumulation d'énergie calorifique lors de la formation de la planète il y a 4.5 milliards d'années. Cette énergie rayonne et remonte lentement par des phénomènes de conduction et de convection à travers le manteau et la croûte terrestre. La chaleur terrestre provient aussi de la désintégration des éléments radioactifs (Potassium, Thorium, Uranium) présents à l'état naturel et en grande quantité au sein des roches de la croûte terrestre et du manteau. Le taux de désintégration des éléments radioactifs et la chaleur émise par cette réaction exothermique sont contrôlés par deux facteurs :

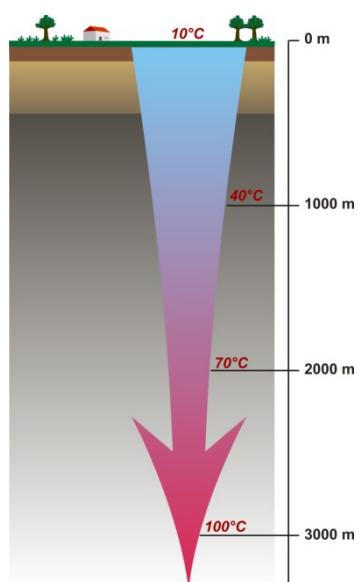


Figure I.1: Le gradient géothermique (IDEA, 2019)

la composition chimique des roches et leur âge. Plus une roche contient d'éléments radioactifs, plus le taux de désintégration et la quantité de chaleur dégagée sont élevés. Un granite contient par exemple beaucoup plus d'éléments radioactifs qu'un basalte ; il émet plus de chaleur. Plus une roche est vieille, moins elle contient d'éléments radioactifs, entraînant une diminution du taux de désintégration et de la chaleur émise.

La chaleur de la lithosphère augmente avec la profondeur selon un gradient géothermique moyen de 3°C tous les 100 mètres (Figure I.1). Ce gradient est susceptible de varier dans l'espace selon le contexte géodynamique local. Il augmente dans les régions tectoniquement actives telles que les zones de rifting, caractérisées par une remontée de l'asthénosphère chaude et ductile, ou les domaines à l'aplomb des zones de subduction. Ces environnements géodynamiques, ainsi que les points chauds, sont généralement associés à du volcanisme, des remontées de magma et des intrusions plutoniques causant un réchauffement des roches

en profondeur. Par exemple dans les régions volcaniques, le gradient géothermique peut varier entre 30 et 100°C tous les 100 mètres.

En France, les zones les plus propices au développement de la géothermie profonde sont les grands bassins sédimentaires (Bassin de Paris, Bassin Aquitain), les fossés d'effondrement (Fossé Rhénan, Bresse, Limagne), le couloir rhodanien et les zones volcaniques (Outre-Mer, Massif central).

1.2. Les différents types de géothermie

La géothermie est une ressource énergétique utilisée depuis des millénaires dans différentes régions du monde (Japon, Amérique, Europe), notamment dans les îles volcaniques. Par exemple, durant l'Antiquité, les thermes romains exploitaient déjà les sources géothermales. Ces exploitations restaient cependant ponctuelles et modestes. Il a fallu attendre le 14^{ème} siècle pour que la géothermie soit utilisée pour le développement d'un réseau de chauffage urbain à Chaudes-Aigues en Auvergne dans le Massif Central. Au début du 20^{ème} siècle, la géothermie a commencé à être utilisée industriellement avec l'ouverture de la première centrale géothermique en Italie en 1911. La construction de la Maison de la Radio à Paris en 1961, constitue la première grande opération de chauffage par géothermie en France, exploitant la chaleur de l'aquifère du Dogger du Bassin de Paris. Dans les années 1970, les chocs pétroliers de 1973 et 1979 ont soulevé de nouvelles préoccupations énergétiques et ont souligné la nécessité de développer des solutions énergétiques alternatives aux combustibles fossiles ; la géothermie a ainsi vu sa popularité augmenter et les opérations se sont multipliées. Cette popularité a été renforcée depuis les années 2000, suite à la croissance des préoccupations mondiales vis-à-vis du réchauffement climatique. La politique mondiale en matière d'énergie semble gouvernée depuis les années 1990-2000 par une transition progressive des énergies fossiles vers les énergies renouvelables.

Il existe aujourd’hui trois grands types de géothermie, définis selon le potentiel énergétique récupérable en sortie de captage :

- La géothermie moyenne à haute énergie ;
- La géothermie basse énergie ;
- La géothermie très basse énergie.

La géothermie moyenne à haute énergie exploite la chaleur de l'eau stockée au sein d'aquifères profonds (3-5 km) à des températures supérieures à 90°C, afin de produire de l'électricité. Un aquifère est un corps de roches poreuses et perméables comportant une zone saturée en eau, suffisamment conductrice, pour permettre l'écoulement d'une nappe souterraine et le captage d'eau. La chaleur de cette eau, bouillante ou sous forme de vapeur, est exploitée à l'aide d'un doublet géothermique formé de deux forages : un puits de production et un puits d'injection. L'eau chaude et/ou la vapeur sont pompées au sein de l'aquifère profond à l'aide du puits de production. Elles sont ensuite acheminées jusqu'à une centrale électrique géothermique où elles servent à faire tourner des turbines générant de l'électricité. L'eau refroidie résiduelle est ensuite réinjectée dans le réservoir par le puits d'injection. En France, il existe deux centrales électriques géothermiques ayant produit 0,1 TWh d'électricité et 0,4 TWh de chaleur en 2019 (Commissariat général au développement durable, 2021) : la centrale de Bouillante en Guadeloupe (région volcanique) et la centrale de Soultz-Sous-Forêts en Alsace (fossé d'effondrement du Bassin Rhénan).

La géothermie basse énergie exploite la chaleur de l'eau stockée au sein d'aquifères profonds (0.5-3 km) à des températures entre 30 et 90°C. La géothermie basse énergie a plusieurs applications : chauffage urbain, serres agricoles, pisciculture, eau chaude sanitaire, applications industrielles, etc... Comme pour la géothermie moyenne à haute énergie, la chaleur est exploitée à l'aide d'un doublet géothermique (Figure I.2). La chaleur de l'eau pompée au sein de l'aquifère profond à l'aide du puit de production est transférée dans le réseau de chauffage urbain via un échangeur thermique. L'eau froide est réinjectée dans l'aquifère par le puits d'injection. Selon le bilan énergétique de la France de 2019, la géothermie basse énergie représente une production énergétique de 3.7 TWh (Commissariat général au développement durable, 2021).

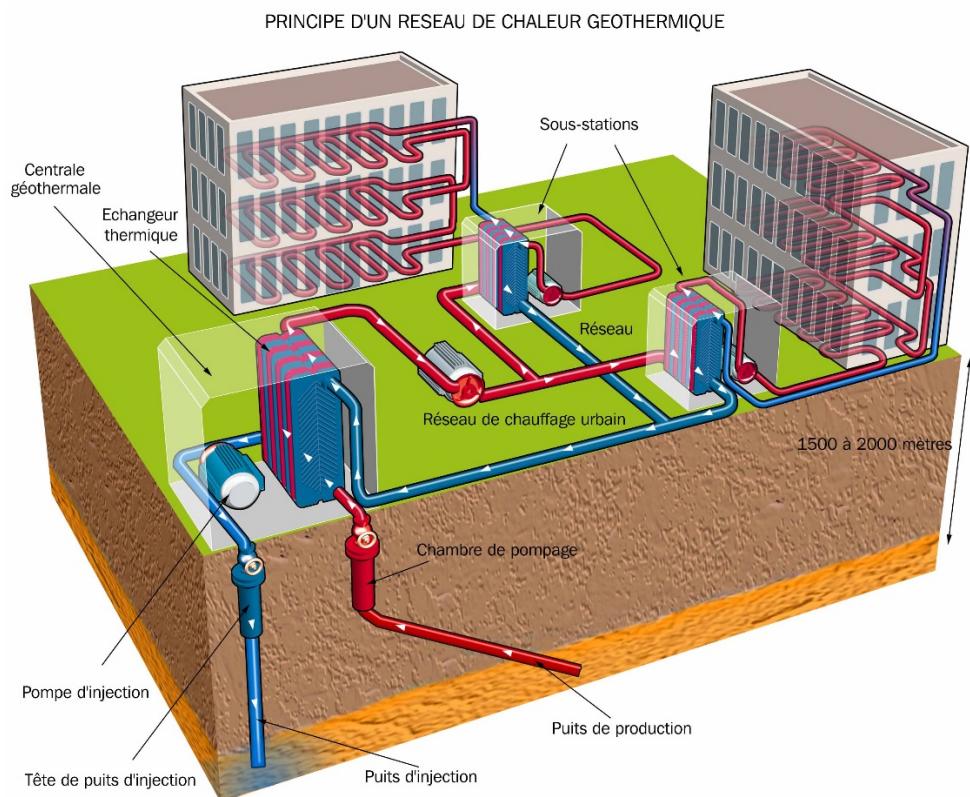


Figure I.2: Principe d'un réseau de chaleur géothermique - géothermie basse énergie (Barrière et al., 2020)

La géothermie très basse énergie est une géothermie superficielle exploitant la chaleur à moins de 500 m de profondeur, à des températures inférieures à 30°C. Ce type de géothermie est généralement développé pour des systèmes de chauffage et de refroidissement de bâtiments résidentiels collectifs, ou pour un usage tertiaire. La géothermie basse énergie fonctionne selon deux méthodes : le captage sur sonde géothermique et le captage sur nappe phréatique. Le captage sur sonde géothermique exploite directement la chaleur du terrain, caractérisé par une certaine conductivité thermique, à l'aide d'une ou de plusieurs sondes géothermiques et de pompes à chaleur ; la chaleur captée réchauffe l'eau remontant en surface. Le captage sur nappe phréatique fonctionne selon le même principe que la géothermie profonde basse énergie : la chaleur de l'eau au sein de l'aquifère de surface est exploitée à l'aide d'un doublet géothermique et d'un échangeur thermique. En France en 2019, la géothermie très basse énergie représente une production énergétique de 32 TWh (Commissariat général au développement durable, 2021).

2. La géothermie dans les fronts de chaîne

Dans le monde, la géothermie est exploitée dans des domaines géologiques et tectoniques variés (Moeck, 2014) : bassins intracontinentaux (Bassin de Paris), fronts de chaîne orogénique et bassins flexuraux (Bassin Molassique Nord Alpin ; bassin sédimentaire de l’Ouest du Canada, Rocheuses Canadiennes ; Hainaut, Belgique), grabens et rifts intracontinentaux (Bassin Rhénan), socle cristallin (Cooper Basin, Australie), zones de subduction (Kamojang à Java, Indonésie), points chauds (Hawaï, USA), dorsales océaniques (Islande), etc...

Les fronts de chaîne de montagnes et les bassins flexuraux associés sont depuis longtemps des cibles privilégiées pour l’exploration et l’exploitation des géoressources, que ce soit les hydrocarbures et le charbon depuis le 19^{ème}-20^{ème} siècle et plus récemment la géothermie profonde. Dans un tel contexte géologique, l’avant-pays a en effet subi une forte subsidence, causée d’une part par la charge orogénique croissante associée à l’épaississement crustal de la chaîne, et d’autre part à l’accumulation des produits de l’érosion de la chaîne. Les séries sédimentaires et les roches réservoirs de l’avant-pays subsident peuvent alors être enfouies à plusieurs kilomètres de profondeur au front de la chaîne, créant des conditions favorables à la génération d’eaux de haute température au sein des aquifères profonds (Figure I.3). Dans ce type de système géothermique, les flux de chaleurs sont contrôlés principalement par la conduction au sein du manteau lithosphérique et de la croûte (Moeck, 2014 ; Moeck et al., 2019 ; Przybycin et al., 2015). La profondeur et la température des ressources géothermales sont donc dépendantes du gradient géothermique. Des anomalies thermiques positives et négatives peuvent, cependant, être générées localement dans des zones structurées par des failles jouant le rôle de drains permettant le transport advectif des fluides chauds profonds vers des profondeurs plus superficielles, ou des fluides froids superficielles à des profondeurs plus importantes (Przybycin et al., 2015 ; Moeck et al., 2019).

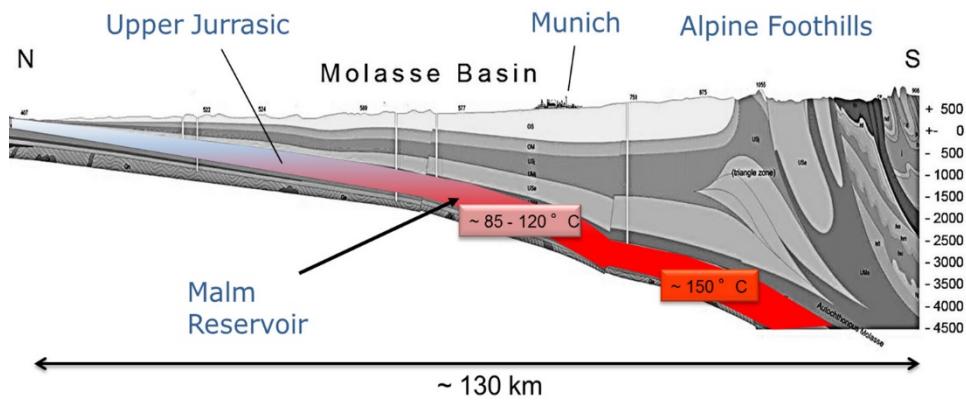


Figure I.3 : Coupe géologique simplifiée dans la région de Munich, Allemagne (Farquharson et al., 2016).

Parmi les différents systèmes géothermiques de front de chaîne existants à travers le monde, celui du bassin flexural nord-alpin qui s’étend en Suisse, en Allemagne et en Autriche est certainement celui connaissant l’exploitation la plus développée et la plus productive. En Bavière, dans le sud de l’Allemagne, une cinquantaine de sites de forages géothermiques exploitent les eaux géothermales présentes au sein du réservoir carbonaté jurassique du Malm (faciès récifaux, karst et failles normales) à la base du bassin molassique alpin (*e.g.*, Mraz et al., 2018). Les eaux ont des températures comprises entre 60°C au nord de Munich (à 2500 m de profondeur) et 150°C au sud (à 5000 m de profondeur) (Farquharson et al. 2016 ; Moeck et

al., 2019) (Figure I.3). Elles sont utilisées principalement pour le chauffage urbain, la production d'électricité et les stations thermales.

En Europe, d'autres fronts de chaîne font actuellement l'objet d'une exploration géothermique profonde, particulièrement le front nord de la chaîne varisque fossile développé dans le nord-ouest de l'Europe entre l'Irlande et la Pologne. Le projet européen Interreg DGE-Rollout North-West Europe (2018-2022), vise ainsi à définir le potentiel géothermique transfrontalier du réservoir carbonifère inférieur du Dinantien dans l'avant-pays du Front Nord Varisque en Allemagne, en Belgique, en France, en Irlande, aux Pays-Bas et au Royaume-Uni.

3. Etat des lieux de la géothermie profonde dans le Nord-Pas-de-Calais

Dans le nord de la France, la région du bassin minier située le long du front de chevauchement nord de la chaîne varisque représente une cible propice au développement de la géothermie profonde. Au cours de l'orogenèse varisque au Carbonifère supérieur, le développement du bassin flexural houiller du Nord-Pas-de-Calais (BHNPC) a entraîné l'enfouissement progressif des terrains dévoniens-carbonifères inférieur à plusieurs kilomètres de profondeur. Au sein du substratum du BHNPC, deux aquifères profonds correspondent à des cibles potentielles pour le développement de la géothermie profonde : les calcaires bréchiques et karstiques du Dinantien (Viséen, 347-331 Ma) et les calcaires du Givétien-Frasnien (390-372 Ma) (Figure I.4).

Le potentiel géothermique du réservoir le plus profond des calcaires dévoniens (Givétien-Frasnien) est à ce jour inconnu dans le nord de la France en raison des trop rares données contraintant la géométrie et les propriétés du réservoir, et de l'absence de données thermiques.

L'existence d'une ressource géothermale exploitable au sein du réservoir des calcaires carbonifères (viséen) a, quant à elle, déjà été prouvée dans la région du bassin minier du Hainaut (Mons), prolongement du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais en Belgique. Les trois forages géothermiques profonds de Saint-Ghislain, Douvrain et Ghlin, exploitent d'ores-et-déjà cette ressource géothermale à des températures proches de 70°C (Figure I.5a) (Delmer et al., 1982). En 2012, Licour a suggéré que des flux de chaleur convectifs au sein de l'aquifère dinantien pourraient être responsables des hautes températures rencontrées dans le forage de Saint-Ghislain (Figure I.5b-c). D'autres indices géothermiques ont été repérés près de la surface, notamment dans les galeries minières de Baudour, ainsi qu'au niveau des sources naturelles de Chaude-Fontaine et Fontaine Bouillante (Figure I.5a).

En France, dans la région du bassin minier et plus généralement du Nord-Pas-de-Calais, le potentiel géothermique profond associé au réservoir dinantien est actuellement très peu contraint. Le rapport d'évaluation du potentiel géothermique régional le plus récent (BRGM, 2017) qualifie la ressource géothermale profonde d'« inconnue », « restant à prouver » ou « à confirmer ». Ces incertitudes s'expliquent par la méconnaissance de la structuration du substratum du bassin minier, liée à l'insuffisance de données profondes et à la complexité structurale dans ce contexte de front de chaîne. Plusieurs indices géothermaux sont tout de même connus au sein du réservoir viséen. Par exemple, la source de Saint-Amand-les-Eaux est caractérisée par une température en surface comprise entre 18 et 23°C (Becq-Giraudon, 1983) (Figure I.5a). A l'ouest du bassin minier, des anomalies thermiques ont été relevées en profondeur au sein de la fosse n°10 de Lens (24-41°C à 241-335 m) et de la fosse n°2 de

Meurchin (40-42°C à 240 m) (Becq-Giraudon, 1983) (Figure I.5a). Ces anomalies thermiques suggèrent la présence d'un potentiel énergétique géothermique exploitable au sein du Dinantien dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais.

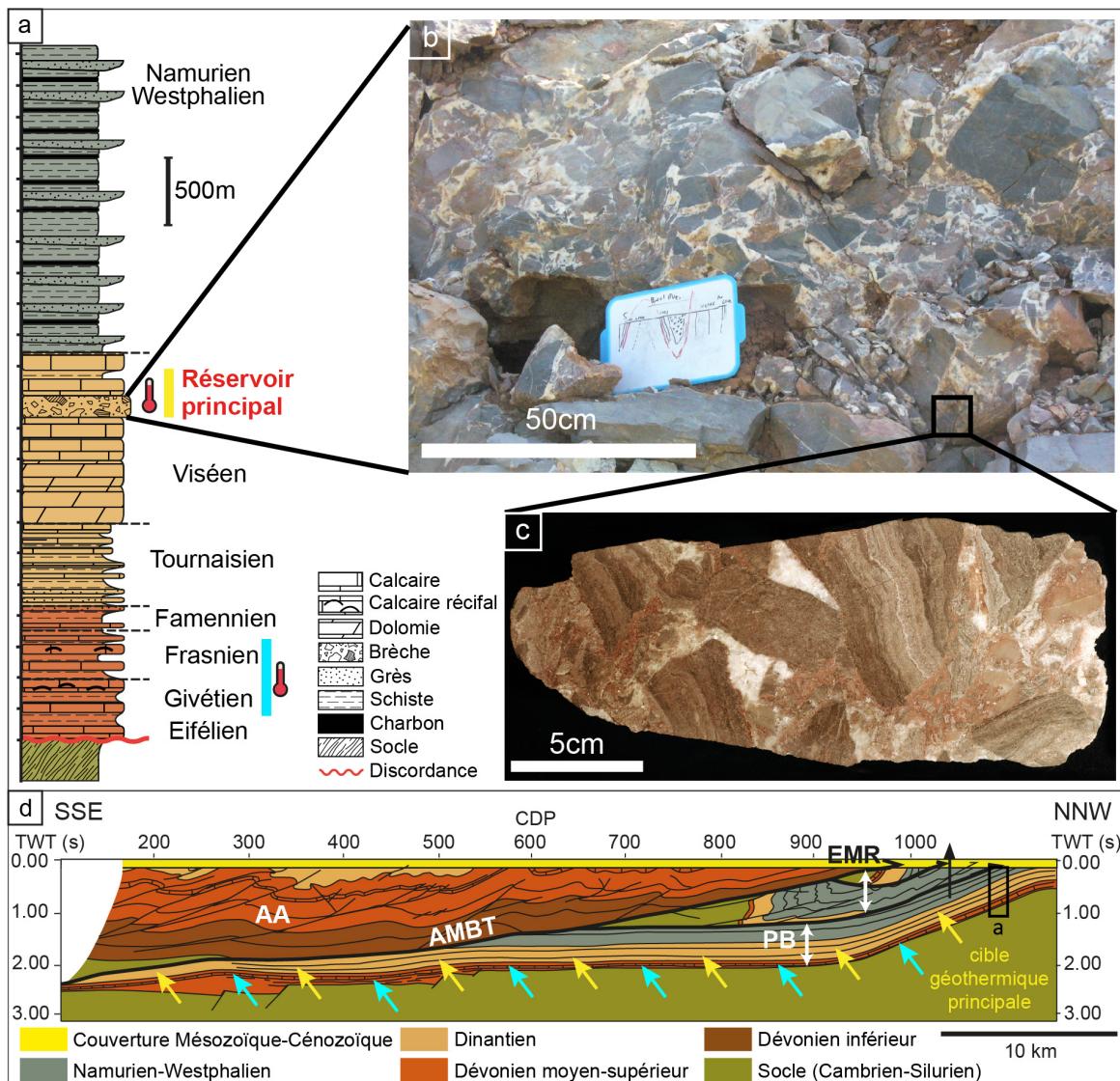


Figure I.4: **a.** Log lithostratigraphique synthétique du substratum paléozoïque au sein de l'avant-pays varisque dans le nord de la France et identification des réservoirs géothermiques potentiels. **b.** et **c.** Photographies illustrant les calcaires bréchiques viséens de la Formation de Lives dans la carrière de Limont-Fontaine (Avesnois) à l'affleurement et à l'échelle macroscopique (Clichés : O. Averbuch). **d.** Identification de la cible géothermique dinantienne sur le profil sismique M146 (localisation sur la Figure I.5), représentant la structure du Front Nord Varisque dans la région de Valenciennes (modifié de Lacquement et al., 1999 et Laurent et al., 2021b). AA : Allocarbonate Ardennais, AMBT : Allocarbonate Main Basal Thrust, PB : Parautochthon Brabançon, EMR : Ecailles et Massifs Renversés.

En 1985, un forage géothermique a été réalisé à Condé-sur-l'Escaut à la frontière franco-belge, à moins de 20 kilomètres des forages productifs belges (Figure I.5a). Ce forage avait pour cible le réservoir carbonaté viséen, atteint à 872 mètres de profondeur. Cependant la température mesurée au sein de l'aquifère viséen ne dépasse pas 29°C à une profondeur de 1245 m. L'absence d'anomalie thermique positive à Condé-sur-l'Escaut pose de nombreuses questions qui n'ont, pour l'heure, pas trouvé réponse. Elle pourrait être expliquée, par exemple, par un refroidissement des eaux chaudes de l'aquifère profond viséen par des eaux froides des

aquifères de surface ayant circulé via des failles existantes dans cette région structuralement complexe. D'autres causes peuvent être envisagées. Avant de positionner l'implantation de nouveaux forages, il sera nécessaire de considérer toutes les hypothèses sur le fonctionnement du réservoir.

La présence ou non d'anomalie géothermique positive selon les régions témoigne de la forte variabilité latérale de la géométrie et des propriétés des aquifères ainsi que de la complexité structurale et hydrodynamique dans la zone d'étude. Afin de mieux contraindre le potentiel géothermique profond dans la région du bassin minier, il est donc primordial de définir la géométrie profonde de ces réservoirs en réalisant une étude structurale 3D détaillée.

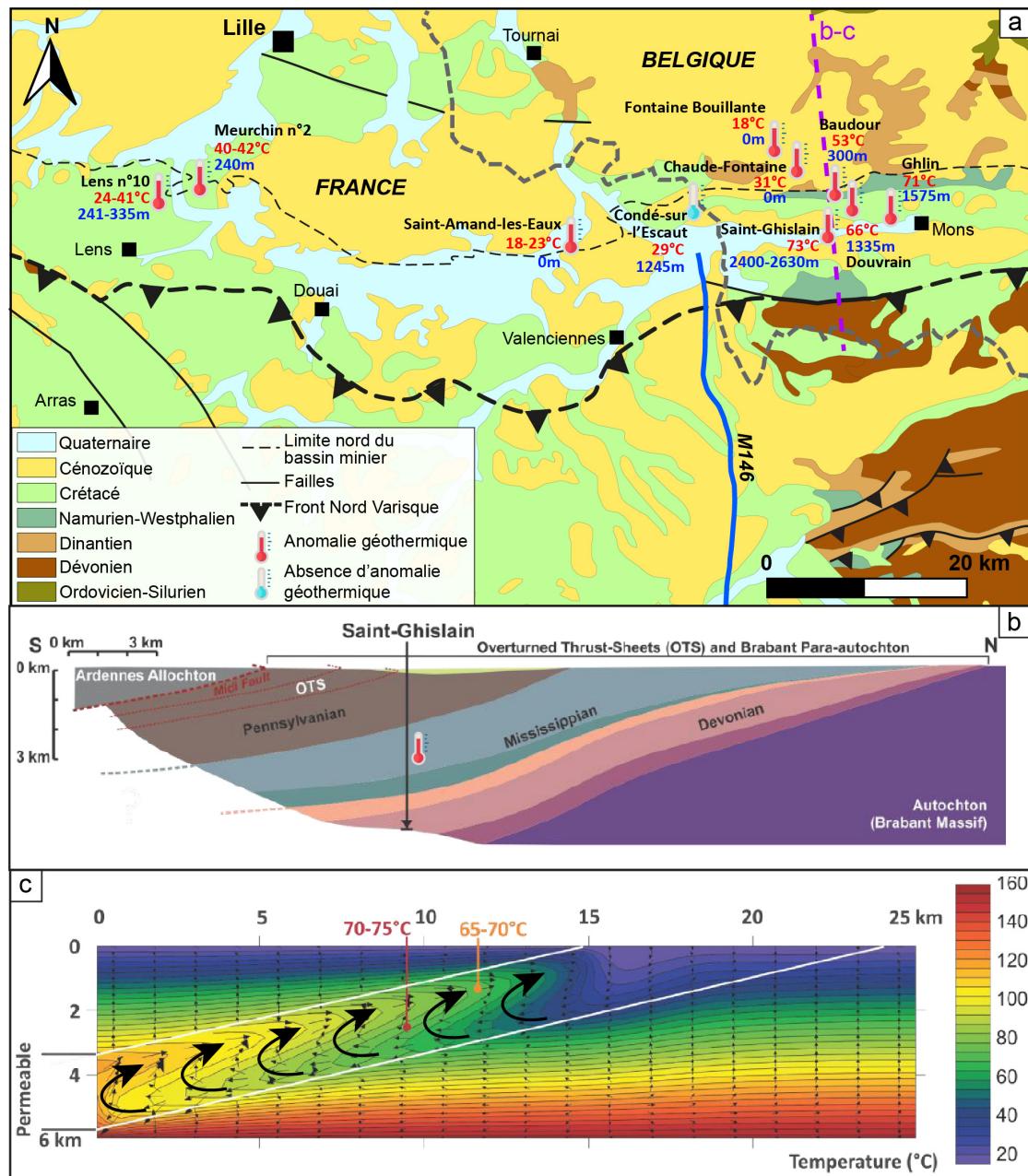


Figure I.5: **a.** Etat des connaissances simplifié des anomalies géothermiques au sein du réservoir visé dans la région du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais et dans son prolongement en Belgique. Les températures sont indiquées en rouge. Les profondeurs des anomalies sont indiquées en bleu. **b.** Coupe géologique NS dans la région de Saint-Ghislain (Licour, 2012). **c.** Modèle hydrodynamique dans la région de Saint-Ghislain illustrant des flux convectifs (flèches) au sein de l'aquifère dinantien (modifié de Licour, 2012).

Chapitre II.

Contexte géologique

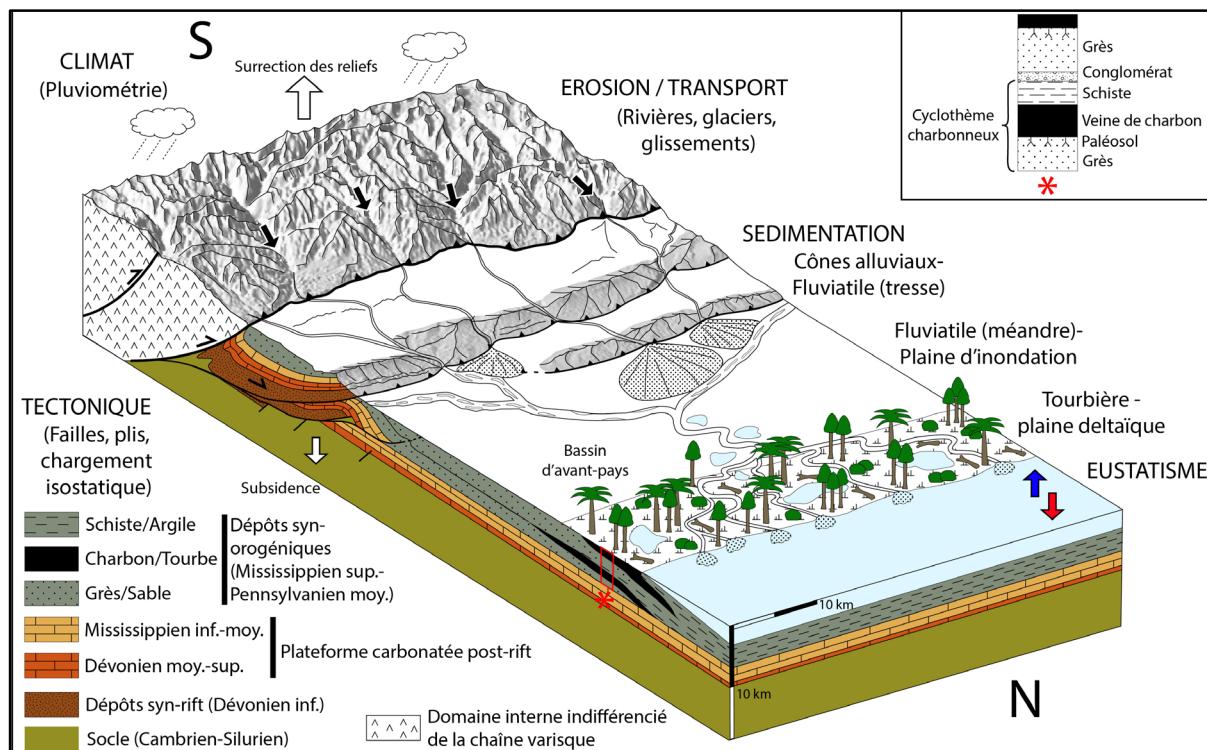


Schéma synthétique de la dynamique du Front Nord Varisque dans le nord de la France au Namurien-Westphalien (modifié de Graveleau, 2008).

Chapitre II. Contexte géologique

Ce chapitre présente une vue d'ensemble des données géologiques nécessaires à la bonne compréhension du contexte géodynamique, structural, cinématique et lithostratigraphique de la zone d'étude au Paléozoïque. Cette dernière est située dans la région du Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais dans le nord de la France, à l'ouest de l'Ardenne et au sud du Massif du Brabant. Le BHNPC est localisé le long du front de chevauchement nord de la chaîne varisque, développé au niveau de la marge sud héritée du continent Avalonia (Figure II.1a), et plus généralement du mégacontinent Laurussia. La géologie de la zone étudiée est présentée dans un premier temps à l'échelle du NW de l'Europe et de la chaîne varisque, puis à l'échelle du Front Nord Varisque dans le nord de la France, et enfin à l'échelle du bassin d'avant-pays houiller du Nord-Pas-de-Calais. Ces informations apportent des éléments indispensables à l'étude de la géométrie 3D du Front Nord Varisque et des réservoirs géothermiques profonds, réalisée dans les chapitres suivants.

A. La chaîne varisque en Europe

1. Aperçu général

La chaîne varisque d'Europe ou chaîne hercynienne, d'une largeur d'environ 700 km, s'étend sur près de 3000 km de la Péninsule Ibérique au Massif de Bohème (*e.g.*, Bard et al., 1979 ; Matte, 1986 ; Ballèvre et al., 2009 ; Franke et al., 2017 ; Martinez-Catalan et al., 2020) (Figure II.1a). Elle forme le substratum géologique de la majeure partie de l'Europe occidentale. Elle est composée de roches sédimentaires, magmatiques et métamorphiques d'âge précambrien à carbonifère, affleurant dans de nombreux massifs anciens, exhumés en bordure des bassins méso-cénozoïques sus-jacents, tels que le Massif Ardennais, le Massif Armorican, le Massif de Bohème, le Massif Central, le bloc corso-sarde, la Meseta Ibérique, etc...

Dans les années 1980, le programme ECORS a permis l'enregistrement de plusieurs profils de sismique réflexion à l'échelle crustale au travers de la France. Le profil ECORS « Nord de la France » a notamment imaginé le Bassin de Paris et son substratum. Ce profil de référence a permis de définir la structure générale de l'orogène hercynien en France (Cazes et al., 1985 ; Matte & Hirn, 1988) (Figure II.1c). Cette chaîne présente une structure en éventail à double vergence, nord et sud, caractérisée par un déversement des plis et une migration des systèmes de chevauchements vers l'extérieur de la chaîne (Matte, 1986 ; Matte & Hirn, 1988) (Figure II.1b). Le raccourcissement absorbé par l'ensemble de la chaîne a été estimé à plus de 1000 km (Franke and Żelaźniewicz, 2000). Classiquement, la chaîne varisque d'Europe a été divisée en cinq zones structurales principales (Kossmat, 1927 ; Bard et al., 1971, 1979 ; Matte, 1976, 1986) : au cœur une zone centrale ou axiale faiblement déformée, deux ceintures fortement métamorphiques au nord et au sud affectées d'un intense plissement et de chevauchements ductiles, et deux fronts de chevauchements externes associés à des bassins flexuraux (Figure II.1b). Cette apparente simplicité au premier ordre cache cependant une assez grande complexité de détail, la chaîne résultant en fait d'une évolution polyphasée avec deux systèmes compressifs superposés à la fin du Dévonien et à la fin du Carbonifère et l'accrétion associée de différents blocs continentaux impliquant *a minima* deux zones de sutures (*e.g.*, Faure et al., 1997 ; Matte, 2001 ; Ballèvre et al., 2009 ; Averbach et Piromallo., 2012 ; Franke

et al., 2017). Il est à noter, par ailleurs, que les zones internes de la chaîne varisque sont affectées par une évolution tardivo-génétique en contexte de haute température, à l'origine d'un magmatisme abondant (les fameux granitoïdes « tardivo-varisques ») (e.g., Bonin et al., 1998) et de déformations extensives importantes induisant la formation de détachements majeurs remobilisant les structures collisionnelles préalables (e.g., Burg et al., 1994). Cette remobilisation crustale d'importance au sein de la chaîne, a grandement impacté la structure initiale du système orogénique, compliquant ainsi grandement la caractérisation géométrique et cinématique des déformations compressives associées à la fermeture des différents espaces océaniques varisques (Ledru et al., 1989 ; Costa et Rey., 1995 ; Faure, 1995 ; Gardien et al., 1997 ; Janousek et al., 2012 ; Schulmann et al., 2014).

1.1. La zone centrale

La zone centrale s'est développée au sein des domaines Armoricain et Saxo-Thuringien (Figure II.1a). Elle s'étend du nord-ouest de l'Ibérie au Massif de Bohème, en passant par le Massif Armoricain, le cœur du Bassin de Paris et le nord des Vosges et de la Forêt Noire. Elle est formée d'un socle précambrien (cadomien) peu métamorphique (Edel et Weber, 1995 ; Kröner et Romer, 2013), traversé par des intrusions de granitoïdes du Cambrien-Ordovicien inférieur (Jonin et Vidal, 1975) et du Carbonifère (e.g., Autran et Cogné, 1979 ; Matte, 1986 ; Finger et Clemens, 1995 ; Burda et Gaweda, 2009 ; Schulmann et al., 2009 ; Capdevilla, 2010 ; Caroff et al., 2021). Le socle est recouvert d'une série sédimentaire paléozoïque discordante, réduite et peu déformée (e.g., Franke, 2000). Comme l'ensemble des zones internes de la chaîne, la zone centrale a connu un métamorphisme de haute température et basse pression à la fin du Carbonifère (e.g., Kröner et Romer, 2013), responsable de la formation de grands complexes de gneiss migmatitiques (e.g., Kalt et al., 1999).

1.2. Les ceintures métamorphiques bordières fortement déformées

La zone axiale est au contact des ceintures métamorphiques bordières le long de deux zones de sutures océaniques majeures fortement déformées (Bard et al., 1979 ; Matte, 1986, 2001 ; Franke, 2000 ; Faure et al., 2008 ; Ballèvre et al., 2009 ; Edel et al., 2013 ; Franke et al., 2017 ; Paquette et al., 2017) : la zone de suture sud varisque (Sud Armoricaine-Massif Central-Moldanubienne) et la zone de suture nord varisque (Lizard-Rhénocéryenne) (Figure II.1). Ces zones de sutures sont formées de complexes de roches mafiques à ultramafiques océaniques (ophiolites, péridotites, métagabbros) et de roches métamorphiques de Haute Pression caractéristiques des zones de subduction-collision (éclogites, granulites, amphibolites, schistes bleus) (Bard et al., 1979 ; Bodinier et al., 1986 ; Matte, 2001 ; Faure et al., 2008 ; Ballèvre et al., 2009 ; Faryad et Kachlik, 2013 ; Schulmann et al., 2014 ; Lardeaux, 2014 ; Lardeaux et al., 2014 ; Paquette et al., 2017). L'existence de reliques de Très Haute Pression à Coesite (pression d'environ 30 kbars) au sein des massifs métamorphiques et migmatites caractérisant la zone de suture sud-varisque (zone sud-armoricaine-massif central-moldanubienne) indique que ces derniers ont été enfouis dans le manteau par un phénomène de subduction continentale jusqu'à des profondeurs avoisinant les 100 km avant d'être exhumés et partiellement fondus lors de leur remontée à des profondeurs crustales lors de la collision et l'écaillage crustal associé vers ca 380-360 Ma BP (Dévonien supérieur)(Matte, 1998 ; Lardeaux et al., 2001 ; Massonne, 2001 ; Faryad, 2009 ; Berger et al., 2010 ; Benmammar et al., 2020). Les unités métamorphiques exposées le long de la zone de suture nord-varisque (complexe ophiolitique du Lizard dans le Sud-ouest de l'Angleterre, zone des Phyllites dans le massif schisteux rhénan en Allemagne)

ne montrent pas un métamorphisme de haute pression aussi poussé (seulement 6 kbars selon Massonne, 1995 au sein des phyllites rhénanes) indiquant un enfouissement limité des unités crustales accrétées au sein de la zone de suture nord.

L'ensemble de ces unités fortement métamorphiques et migmatitiques sont déformées par une tectonique tangentielle intense, responsable de la formation de nappes cristallines internes et externes à vergence nord et sud. Les nappes cristallines internes se sont préférentiellement développées dans la partie sud de la chaîne au Dévonien supérieur-Tournaisien (380-350 Ma) (*e.g.*, Matte, 1986 ; Franke, 2000 ; Faure et al., 2009 ; Lardeaux et al., 2014). Cette ceinture de plis et de chevauchement sud s'est développée au sein du domaine Moldanubien au niveau de la marge héritée du Gondwana (Figure II.1a-b). Elle est caractérisée par des nappes et des grands plis couchés déversés vers le sud (*e.g.*, Bard et al., 1979 ; Ledru et al., 1989 ; Faure et al., 2009 ; Ballèvre et al., 2009). La ceinture de plis et de chevauchement nord s'est développée, pour sa part, au sein de la zone rhéno-hercynienne (ancienne marge avalonienne ou laurassienne) à partir du Viséen (*ca.* 340-330 Ma) (*e.g.* Plesch et Oncken., 1999 ; Schulmann et al., 2002 ; Shail et Leveridge, 2009 ; Guillot et al., 2020). Elle s'étend du sud de la Grande-Bretagne et de l'Irlande à l'Allemagne (Figure II.1a) et est caractérisée par des structures chevauchantes, à vergence vers le nord/nord-ouest, se propageant graduellement en direction du front au cours du Carbonifère supérieur (Viséen supérieur à Westphalien terminal)(Cazes et al., 1985 ; Holder and Leveridge, 1986 ; Matte, 1986 ; Oncken, 1997 ; Plesch et Oncken, 1999 ; Franke, 2000 ; Oncken et al., 2000 ; Huckriede et al., 2004 ; Shail et Leveridge, 2009).

1.3. Fronts de chaîne et bassins flexuraux

Aux extrémités des ceintures de plis et de chevauchements se sont développés deux fronts de chevauchement : le Front Nord Varisque et le Front Sud Varisque. Le front sud de la chaîne est mal connu et reste difficile à contraindre sur le pourtour méditerranéen en raison de l'intense dislocation post-varisque du socle paléozoïque liée à l'évolution péri-téthysienne au Mésozoïque et aux orogénèses tertiaires, alpine et pyrénéenne (*e.g.*, Bard et al., 1979 ; Matte, 1986 ; Rossi et al., 2009 ; Casini et al., 2010 ; Garcia-Sansegundo et al., 2011 ; Schneider et al., 2014 ; Chardon et al., 2020). Le front nord de la chaîne, faisant l'objet de cette étude, est au contraire très bien défini dans le NW de l'Europe. Il s'étend sur près de 2000 km entre l'Irlande et la Pologne (Figure II.1a). Il est caractérisé par un système de chevauchements à vergence nord, transportant les terrains allochtones plissés, d'âge cambrien à carbonifère, de la Zone Rhéno-Hercynienne, sur les terrains autochtones faiblement déformés de l'avant-pays Brabançon (marge sud héritée d'Avalonia) (Matte, 1986 ; Raoult, 1986 ; Mansy et al., 1999). L'avant-pays brabançon, aussi connu sous le nom de Massif du Brabant ou Massif de Londres-Brabant, fait partie du système orogénique Anglo-Brabant (« Anglo-Brabant deformation belt ») (Legrand, 1968, Raoult, 1986 ; Ziegler, 1990 ; Verniers et al., 2001 ; Pharaoh, 2018), qui se serait développé au Silurien supérieur-Dévonien inférieur, au cours de l'épisode final de l'orogenèse calédonienne (Debacker et al., 2005 ; Sintubin et al., 2009).

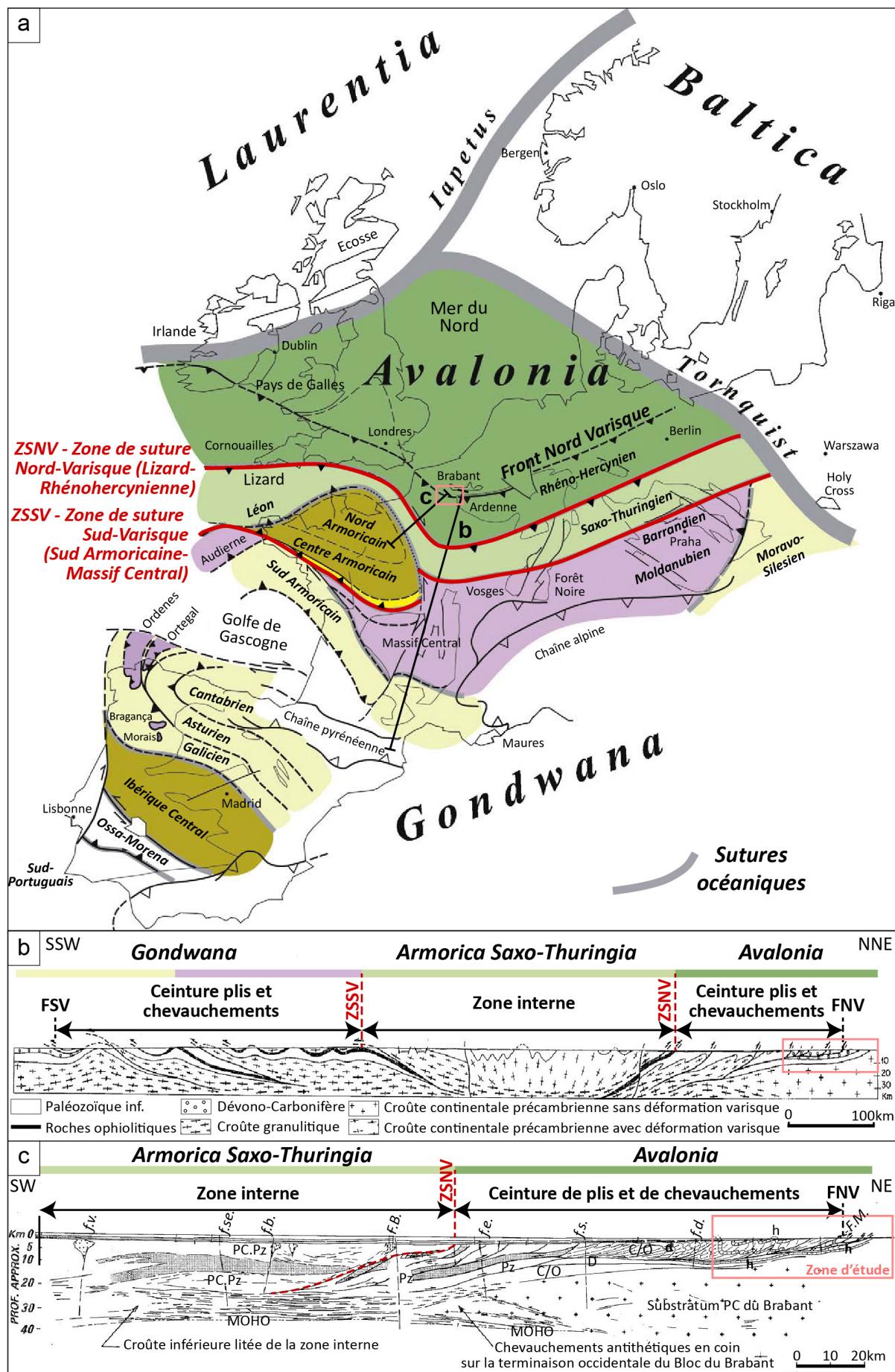


Figure II.1 : **a.** Carte géologique de la chaîne varisque d'Europe (modifiée de Ballèvre et al., 2009). Les différentes couleurs indiquent les corrélations possibles entre les différents domaines (noms en gras italique) de la chaîne varisque. **b.** Coupe géologique d'ensemble de la chaîne varisque en France (Modifié de Matte, 1986). FNV : Front Nord Varisque ; FSV : Front Sud Varisque ; ZSNV : Zone de suture nord-varisque ; ZSSV : Zone de suture sud-varisque. **c.** Interprétation du profil ECORS mettant en évidence la structure profonde de la chaîne varisque dans le nord de la France (Modifié de Cazes et al., 1985). Légende : h : Carbonifère ; d : Dévonien ; C/O : Cambro-Ordovicien ; PZ : Paléozoïque indifférencié métamorphique ; PC.PZ : Précambrien et Paléozoïque inférieur indifférenciés de la zone interne métamorphique ; figuré grisé : roches magnétiques. Failles : FM : Faille du Midi ; FB : Faille du Bray ; fd : faille de Doullens ; fs : f. de la Somme ; fe : f. d'Eu ; fb : f. de Banthelu ; fse : f. de la Seine ; fv : f. Marville.

Les contraintes exercées sur la lithosphère par la subduction continentale et la charge orogénique croissante liée à l'épaississement crustal de la chaîne varisque, ont engendré une flexuration de la lithosphère (e.g., Karner et Watts, 1983) de part et d'autre de la chaîne varisque et la formation de larges bassins d'avant-pays à l'avant des fronts de chevauchement sud et nord dès le Carbonifère inférieur (e.g., Matte, 1986 ; Raoult, 1986 ; Oncken, 1997 ; Plesch et Oncken, 1999 ; Burgess et Gayer, 2000 ; Ricken et al., 2000 ; Shail et Leveridge, 2009 ; Garcia-Sansegundo et al., 2011). Ces bassins flexuraux synorogéniques recouvrent un substratum précambrien à paléozoïque, peu déformé après le Dévonien inférieur. Ils sont caractérisés par une sédimentation turbiditique (flyschs) au Carbonifère inférieur, ayant rapidement évolué vers une sédimentation molassique dans des conditions paraliques au Carbonifère moyen-supérieur (Ricken et al., 2000 ; Shail et Leveridge, 2009 ; Kroner et Romer, 2013). Ils sont particulièrement bien connus le long du Front Nord Varisque (Pays de Galles, Boulonnais, Nord-Pas-de-Calais, Hainaut, Ruhr, etc.), en raison de l'exploitation de leurs ressources en charbon aux 19^{ème} et 20^{ème} siècles.

2. Dynamique du système orogénique varisque

Le développement du système orogénique varisque a gouverné l'évolution géodynamique du NW de l'Europe au Paléozoïque supérieur. L'orogenèse varisque a duré au total près de 90 Ma, entre le Dévonien supérieur (380 Ma) et la fin du Carbonifère (300 Ma) (Figure II.2b à f). Elle s'est articulée autour de deux phases de collision majeures, impliquant les deux megacontinents de Gondwana et Laurussia (accrétion d'Avalonia, Baltica et Laurentia), ainsi que plusieurs microplaques intermédiaires (e.g., Armorica, Saxo-Thuringia) (Matte, 1986 ; Ziegler, 1989 ; Golonka, 2002 ; Lewandowski, 2003, Franke, 2006 ; Ballèvre et al., 2009 ; Averbuch et Piromallo, 2012 ; Franke et al., 2017). La première phase, souvent qualifiée d'éovarisque (e.g., Averbuch et al., 2005), a eu lieu du Dévonien supérieur à la base du Tournaisien (entre environ 380 et 360 Ma) (Figure II.2b à d), et la second phase, varisque *sensu stricto* (souvent appelée également phase Asturienne), s'est déroulée de la fin du Mississippien au Pensylvanien moyen (340-305 Ma) (Figure II.2e à f). Il n'existe pas à l'heure actuelle de consensus quant à la nature et au nombre de plaques et d'océans impliqués dans la géodynamique varisque (voir par exemple Franke et al., 2017 ou Vanderhaeghe et al., 2020 pour une discussion récente sur ce point). Cette dernière est donc décrite ci-dessous selon un modèle synthétique général permettant, en particulier, de rendre compte de la séquence des déformations au front nord de la chaîne, notre secteur d'étude (Figure II.2) (Averbuch et Piromallo, 2012).

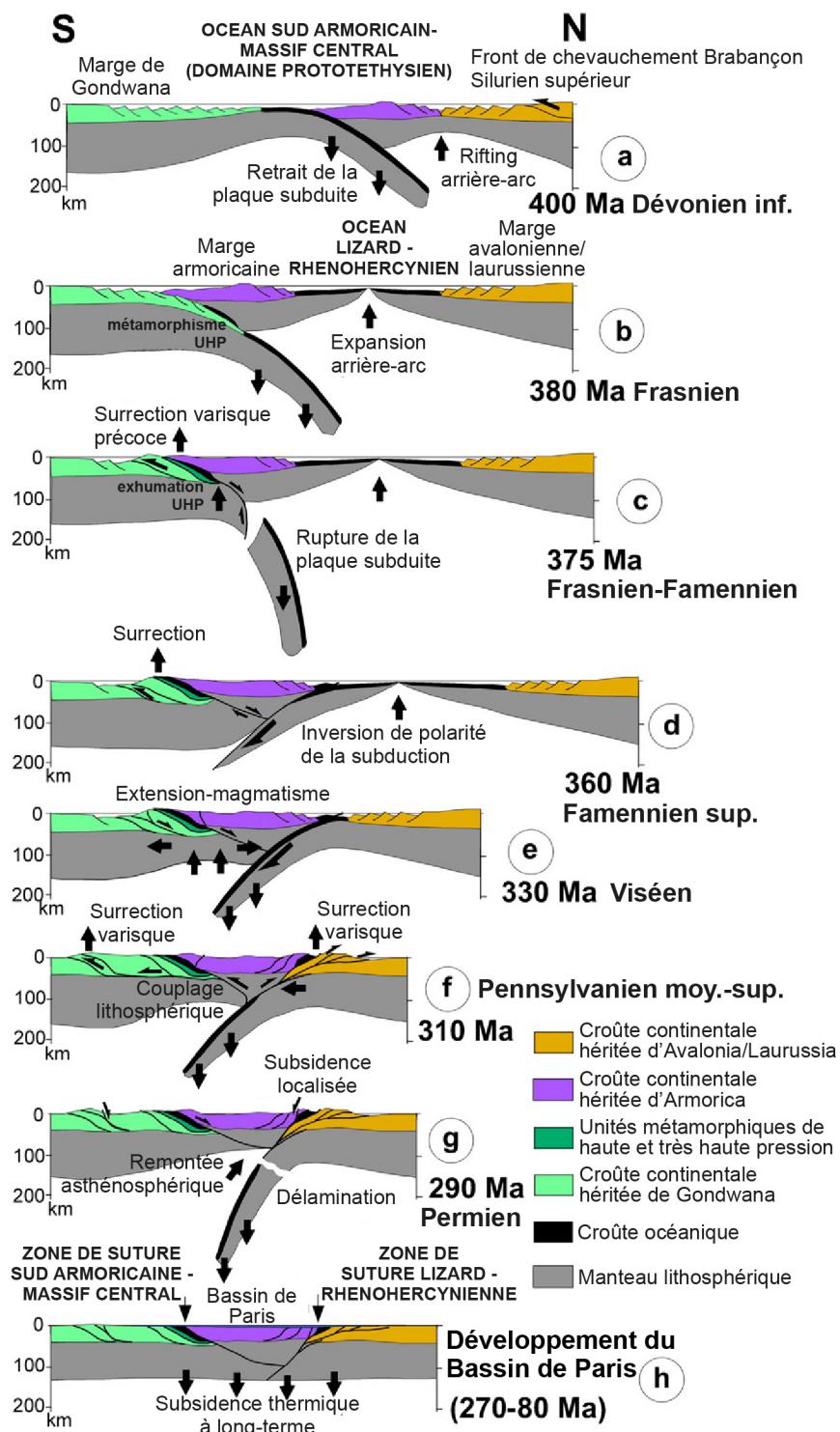


Figure II.2 : Modèle synthétique de l'évolution géodynamique du système orogénique varisque en France (modifié de Averbach & Piromallo, 2012).

2.1. Initiation de l'orogenèse varisque (380-360 Ma) et rifting rhéno-hercynien

Au cours du Silurien et du Dévonien, le paleocontinent Gondwana au sud, était séparé des microplaques Armorica et Saxo-Thuringia au nord, par un ou plusieurs océans ouverts suite au rifting cambro-ordovicien de la marge nord de Gondwana (e.g., Ballèvre et al, 2009 ; Franke et al., 2017). Cet espace océanique, potentiellement segmenté en plusieurs sous-ensembles, est connu sous différents noms : Galice-Massif Central (Matte, 1986), Sud Armoricain-Massif

Central (Averbuch et Piromallo, 2012) (Figure II.2a), Galicia-Moldanubien et Saxo-Thuringien (Franke et al., 2017), médio-européen (Vanderhaeghe et al., 2020). Au Silurien, l'initiation de la convergence entre Gondwana et Armorica-Saxo-Thuringia, a provoqué la fermeture progressive de ce(s) océan(s) durant le Silurien-Dévonien (430-380 Ma), par subduction océanique puis continentale de Gondwana vers le nord (Figure II.2a-b). La convergence a finalement abouti à la collision de Gondwana avec Armorica-Saxo-Thuringia et à l'initiation de l'orogenèse varisque au Dévonien moyen-supérieur (380 Ma) (collision éovarisque) (Figure II.2b et c). Cette première phase de collision s'est poursuivie jusqu'au tout début du Carbonifère (Golonka, 2002 ; Averbuch et Piromallo, 2012 ; Golonka et Gaweda, 2012 ; Franke et al., 2017) (Figure II.2d à f). Elle est à l'origine du développement de la ceinture de plis et de chevauchements à vergence sud dans la partie sud de la chaîne varisque (§ A.1.2).

Différents travaux (Meilliez et al., 1991 ; Franke, 1992, 2000 ; Franke et al., 1995 ; Oncken et al., 2000 ; Shail et Leveridge, 2009) ont suggéré l'existence d'une phase de rifting océanique majeure le long de la marge sud de Laurussia, contemporaine de la convergence des continents Gondwana et Armorica-Saxo-Thuringia (Figure II.2a). Cette phase de rifting aurait

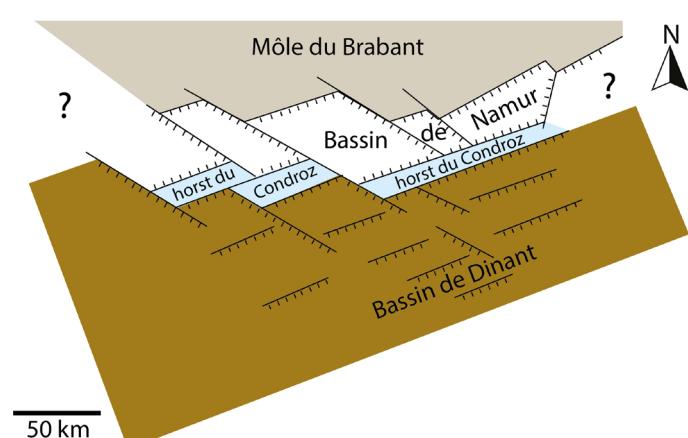


Figure II.3: Structure de la marge sud-laurussienne le long de la bordure sud du Massif du Brabant suite au rifting Rhénocénien (modifié de Lacquement et al., 2001).

débuté au Dévonien inférieur (Lochkovien) et se serait poursuivie jusqu'au Dévonien moyen (Eifélien). Elle serait à l'origine de l'ouverture d'un océan dit rhénocénien, entre les paléocontinents Laurussia au nord et Armorica-Saxo-Thuringia au sud (Figure II.2b). Selon plusieurs études, le bassin rhénocénien serait un bassin d'arrière-arc formé sur la marge sud de Laurussia, à l'aplomb de la zone de subduction vers le nord de l'Océan Sud Armoricain-Massif Central (Ziegler, 1989 ; Franke, 1992 ; Franke et al., 1995 ; Oncken et al., 1999 ; Shail et

Leveridge, 2009 ; Averbuch et Piromallo, 2012 ; Cobert et al., 2018 ; Golonka, 2020) (Figure II.2a). Durant cette phase de rifting, la marge sud-laurussienne a été structurée par un ensemble de failles normales orientées N50-70° et N110-130°, délimitant les bordures sud-est et sud-ouest du Massif du Brabant dans le nord de la France et en Belgique (Meilliez et al., 1991 ; Van Hulten, 2012 ; Smit et al., 2018) (Figure II.3). La subsidence syn-rift associée a permis l'accumulation d'épaisses séries silicoclastiques dans la partie distale de la marge laurussienne (§ B.1.2.1) (e.g., Littke et al., 2000).

Plusieurs études tectono-sédimentaires dans le Massif Ardennais en Belgique (Thorez & Dreesen, 1986 ; Préat & Boulvain, 1988) et dans le sud de l'Angleterre (Shail & Leveridge, 2009 ; Leveridge, 2011) ont mis en évidence une poursuite de l'extension, de moindre importance, durant la phase post-rift, au moins jusqu'à la fin du Dévonien (Famennien). Au cours de cette phase post-rift (Eifélien-Viséen), une plateforme carbonatée transgressive de grande ampleur (géographique) s'est développée sur la marge sud-laurussienne et le Massif du Brabant (§ B.1.2.2).

2.2. La phase orogénique varisque *sensus stricto* (340-305 Ma)

Du Dévonien supérieur au Mississippien, la convergence N-S entre le continent Laurussia au nord et les microplaques Armorica- Saxo-Thuringia au sud, a entraîné la fermeture progressive de l’Océan rhéno-hercynien, par subduction de Laurussia (Avalonia) vers le sud sous les microplaques armoricaine et saxo-thuringienne (Cazes et al., 1985 ; Plesch et Oncken, 1999 ; Golonka, 2002 ; Averbuch et Piromallo, 2012 ; Golonka et Gaweda, 2012 ; Franke et al., 2017) (Figure II.2d et e). Cette convergence a abouti à la collision de Laurussia et du complexe d’accretion de Gondwana, Armorica et Saxo-Thuringia, à partir du Viséen moyen (340 Ma) (e.g., Schulmann et al., 2002 ; Guillot et al., 2020). Cette deuxième phase de collision, aussi appelée phase asturienne ou phase majeure de l’orogenèse varisque, s’est poursuivie jusqu’à la transition Westphalien-Stéphanien (Figure II.2f). Elle est caractérisée par un raccourcissement général orienté SSE-NNW (e.g., Corfield et al., 1996 ; Oncken et al., 2000 ; Averbuch et al., 2004 ; Averbuch & Piromallo, 2012). Elle est à l’origine de l’inversion d’ensemble de la marge sud-laurassienne et de l’écaillage progressif du bassin rhéno-hercynien, aboutissant à la mise en place du second système de plis et de chevauchements, cette fois à vergence nord, dans la partie nord de la chaîne varisque, du Mississippien supérieur (Viséen) au Pennsylvanien moyen (Westphalien) (Cazes et al., 1985 ; Fielitz et Mansy, 1999 ; Plesch et Oncken, 1999 ; Franke, 2000 ; Oncken et al., 2000). La double subduction continentale de Gondwana et Laurussia, accompagnée du développement de deux prismes d’accretion crustaux diachrones, sont ainsi à l’origine de l’épaississement lithosphérique et de la surrection de la chaîne varisque.

2.3. Déformations tardi-varisques (305-270 Ma)

Au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien)-Permien, des déformations dites tardi-varisques ou tardi-hercyniennes, se sont produites dans l’ensemble de la chaîne varisque. Ces déformations sont contemporaines du réajustement thermique (métamorphisme de HT et magmatisme important) et du rééquilibrage isostatique de la lithosphère, associés à l’effondrement de l’orogène (Figure II.2g) (e.g., Ménard et Molnar, 1988 ; Malavieille et al., 1990 ; Burg et al., 1994). L’origine précise de cette évolution tardive de la chaîne reste encore assez débattue au sein de la communauté scientifique mais les modèles les plus récents considèrent qu’elle se développerait en lien avec la déstabilisation et le détachement de la racine orogénique varisque via le processus de délamination lithosphérique tardio-orogénique (Lorenz et Nicholls, 1984 ; Schott and Schmeling, 1998 ; Henk et al., 2000 ; Arnold et al., 2001 ; Finger et al., 2009 ; Averbuch et Piromallo, 2012 ; Laurent et al., 2017 ; Guillot et al., 2020 ; Vanderhaeghe et al., 2020). Au sein des unités varisques, elles se matérialisent par le développement de nombreux détachements syn-métamorphiques (HT) ou syn-magmatiques (Burg et al., 1994 ; Costa et Rey, 1995 ; Faure, 1995 ; Gardien et al., 1997 ; Gapais et al., 2015), d’une intense fracturation en extension et subsidence du substratum paléozoïque induisant la formation d’épais bassin intra-montagneux à remplissage continental (e.g., Echtler et Malavieille, 1990 ; Henk, 1993, 1999 ; Harvey et al., 1994 ; Allemand et al., 1997 ; Pochat et Van Den Driessche, 2011 ; Saspiturry et al., 2019 ; Mercuzot, 2020), et de la formation de décrochements de taille et d’orientation variables selon les massifs hercyniens ($N20-40^\circ$, $N110-130^\circ$, $N160^\circ$) (Arthaud et Matte, 1975, 1977 ; Matte, 1986 ; Ziegler, 1990). Les déformations transtensives le long de certains décrochements majeurs, tels que le sillon houiller du Massif central ou le système de faille des Cévennes, ont participé à l’individualisation d’un certain

nombre de ces bassins sédimentaires intra-montagneux (Bonijoly et Castaing, 1984 ; Soula, 1984 ; Vallé et al., 1988 ; Ziegler, 1990 ; Mattauer et Matte, 1998 ; Thiery et al., 2009).

La cinématique de déformation de ces systèmes de faille tardi-varisque (réseau de failles normales et décrochantes superposées) a fait l'objet d'études détaillées dans nombre de régions de la chaîne varisque : en Grande-Bretagne (Hibsch et al., 1993 ; Shail et Alexander, 1997), dans le Boulonnais (Averbuch et al., 2001), en Lorraine-Sarre (Donsimoni, 1981 ; Stollhofen, 1998), dans le Massif central (Bonijoly et Castaing, 1984 ; Vallé et al., 1988), dans les Alpes occidentales (Handy et al., 1999), dans le sud de la France (Soula, 1984 ; Genna et Debriette, 1994), etc. Elles argumentent une tectonique tardi-varisque majoritairement extensive et transtensive, associée à une extension NNW-SSE et une compression ENE-WSW.

B. Cadre géologique régional

1. Le front de chevauchement nord-varisque dans le nord de la France

1.1. Structure du Front Nord Varisque

Dans le nord-ouest de l'Europe, le front de chevauchement nord de l'orogène varisque s'étend sur près de 2000 km de l'Irlande à la Pologne, en passant par le sud de l'Angleterre, le nord de la France, le sud de la Belgique et le nord de l'Allemagne. Dans le nord de la France, le Front Nord Varisque affleure rarement. Il est la plupart du temps recouvert par 100 à 200 mètres de dépôts discordants méso-cénozoïques, datant du Crétacé inférieur à l'Eocène. Les roches paléozoïques affleurent principalement dans le Massif Ardennais et notamment à son extrémité ouest dans l'Avesnois. Quelques affleurements existent également dans le Boulonnais et ponctuellement dans les collines de l'Artois (Figure II.4a).

Le Front Nord Varisque a été découvert dans le nord de la France et le sud de la Belgique dès le 19^{ème} siècle, au début de l'exploitation minière des bassins molassiques synorogéniques du Nord-Pas-de-Calais, du Hainaut et de Namur. Ainsi en 1863, Briart & Cornet ont mis en évidence un contact tectonique majeur traversant le sud de la Belgique. Cette discontinuité, séparant les terrains autochtones du bassin houiller franco-belge au nord, des terrains allochtones de l'Ardenne au sud, a été nommée la « Grande Faille du Midi » par Gosselet en 1888, en raison de sa position à l'extrême méridionale du bassin minier. Ce nom a longtemps été utilisé pour désigner le Front Nord Varisque. Ce n'est qu'à partir de la fin du 20^{ème} siècle que différents travaux (e.g., LeGall, 1994 ; Hance et al., 1999) ont mis en évidence l'existence d'un système de chevauchements mis en place en plusieurs étapes ; la Faille du Midi correspondant en réalité à la faille la plus méridionale et la plus récente de ce système de chevauchement (LeGall, 1992 ; Hance et al., 1999 ; Mansy et Lacquement, 2006).

Les nombreux travaux réalisés au cours de l'exploitation minière des 19^{ème} et 20^{ème} siècles ont permis de définir le tracé général du Front Nord Varisque sous la Couverture Mésozoïque-Cénozoïque. Dans le nord de la France et le sud de la Belgique, le Front Nord Varisque a une orientation variable, évoluant progressivement de ESE-WNW (N110-120°) dans le Boulonnais et l'Artois à ENE-WSW (N60-70°) dans l'Avesnois et l'Ardenne (Mansy et al., 1999) (Figure II.4b).

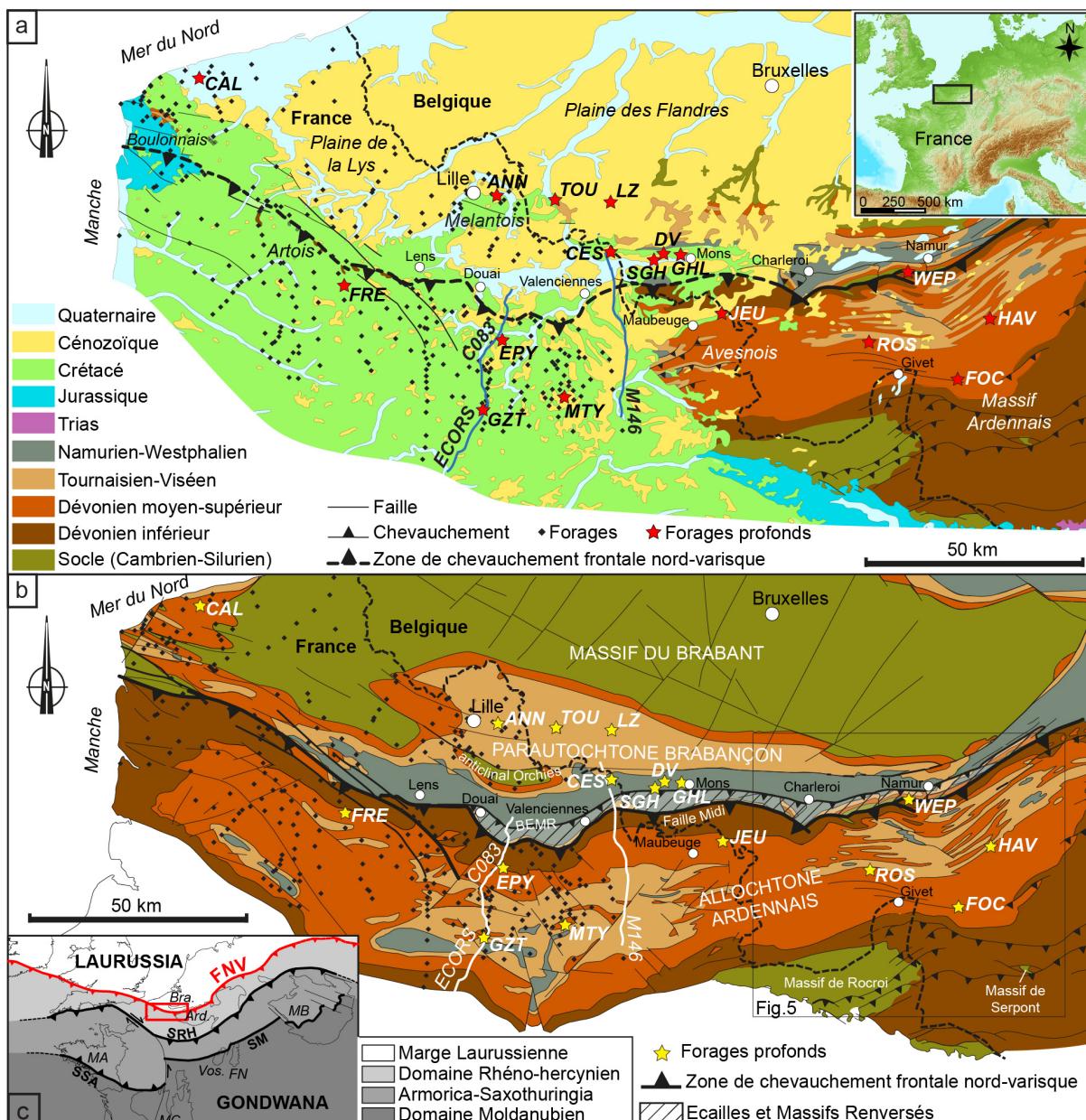


Figure II.4. a. Carte géologique simplifiée du nord de la France-sud de la Belgique (modifié de la carte géologique de France, échelle 1:1 000 000, Chantraine et al., 2003). b. Carte structurale du substratum paléozoïque dans le nord de la France-sud de la Belgique (modifié de C.F.P. et al., 1965, Averbuch et al., 2004 et Laurent et al., 2021a). Forages : ANN : Annappes ; CAL : Calais ; CES : Condé-sur-l'Escaut ; DV : Douvrain ; EPY : Epinoy ; FOC : Focant ; FRE : Frevillers ; GHL : Ghlin ; GZT : Gouzeaucourt ; HAV : Havelange ; JEU : Jeumont ; LZ : Leuze ; MTY : Montigny-en-Cambrésis ; ROS : Rosières ; SGH : Saint-Ghislain ; TOU : Tournai ; WEP : Wépion. c. Ecorché du système orogénique varisque dans le nord-ouest de l'Europe (modifié de Guillot et al., 2020). FNV : Front Nord Varisque ; SN : Suture Moldanubienne ; SRH : Suture Rhénio-Hercynienne ; SSA : Suture Sud-Armoricaine ; MA : Massif Armorican ; Ard. : Ardennes ; FN : Forêt Noire ; MB : Massif de Bohème ; Bra. : Massif du Brabant ; MC : Massif Central ; Vos. : Vosges.

Des variations d'orientation de second-ordre existent le long du front au niveau de zones de virgation, notamment dans la région du BHNPC au sud-est de Douai et dans la vallée de la Meuse près de Dinant (Ardenne, Belgique) (Lacquement et al., 2005). Selon plusieurs études de la fin du 20^{ème} - début du 21^{ème} siècle (Raoult, 1986 ; Meilliez, 1989 ; Mansy et Meilliez, 1993 ; Lacquement, 2001 ; Averbuch et al., 2002 ; Lacquement et al., 2005), le Front Nord Varisque est segmenté en plusieurs unités chevauchantes majeures, se propageant vers le N-

NO et relayées latéralement par des rampes latérales ou obliques au niveau des zones de virgation (Figure II.5). Ces rampes latérales et obliques auraient joué le rôle de zones de transfert, associées à une tectonique transpressive dextre, active jusqu'à la fin du Carbonifère (Szaniawski et al., 2003 ; Lacquement et al., 2005) (Figure II.5). Elles seraient à l'origine du déplacement différentiel des différentes écailles vers le N-NW, les écailles caractérisées par une série sédimentaire plus épaisse se déplaçant plus loin vers le foreland.

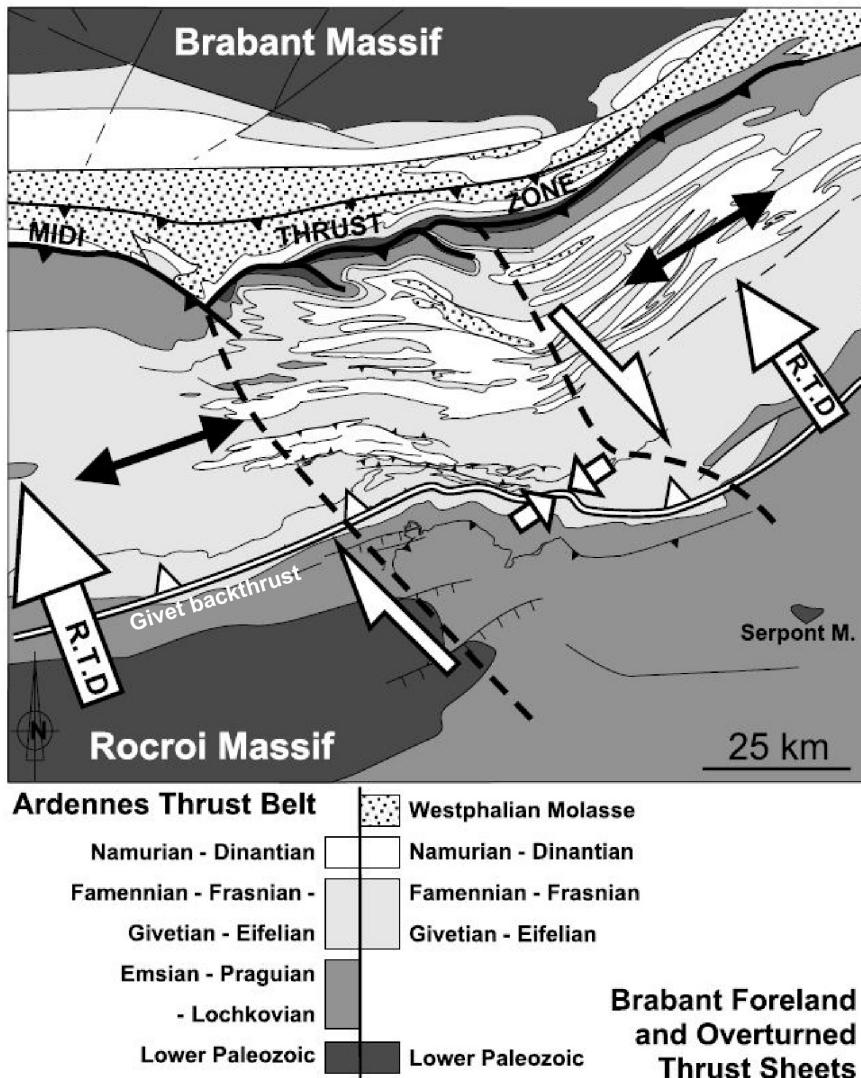


Figure II.5 : Carte structurale montrant la cinématique de déformation du Front Nord Varisque dans la zone de virgation ou zone de transfert de la Vallée de la Meuse (Ardenne, Belgique) (modifié de Lacquement et al., 2005). Localisation dans la Figure II.4b.

Malgré l'étude intensive du Front Nord Varisque au cours de l'exploitation minière, sa structure profonde est restée peu connue jusqu'à la fin du 20^{ème} siècle. A partir des années 1980, l'analyse de nouvelles données géophysiques (sismique réflexion) et de forages d'exploration profonds, acquis dans le cadre du programme ECORS et des campagnes d'exploration pétrolières, a permis de définir le modèle structural de premier ordre du Front Nord Varisque dans le nord de la France (Cazes et al., 1985 ; Raoult, 1986, 1988 ; Raoult & Meilliez, 1987 ; Le Gall, 1992). Ce modèle a été confirmé et amélioré plus récemment grâce au retraitement et à l'interprétation du profil sismique M146 à la frontière franco-belge (Mansy et al., 1997, Lacquement et al., 1999 ; Lacquement, 2001), localisé sur la Figure II.4a-b. Ainsi, dans le nord

de la France et le sud de la Belgique, le front de chevauchement nord-varisque est formé de quatre unités structurales majeures (Meilliez et Mansy, 1990 ; Mansy et al., 1997 ; Lacquement et al., 1999 ; Belanger et al., 2012). Du nord au sud, ce sont : le Socle Brabançon, le Parautochtone Brabançon, les Ecailles et Massifs Renversés (EMR), et l'Allocchtone Ardennais (Figure II.4 ; Figure II.6).

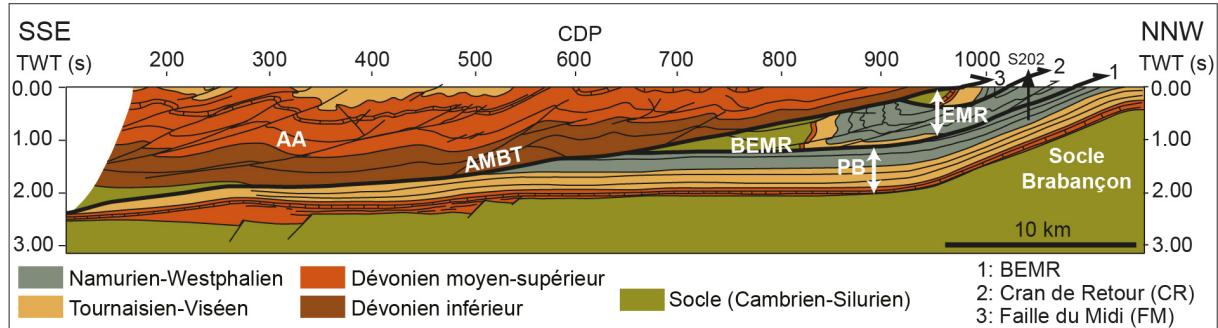


Figure II.6 : Coupe équilibrée du profil sismique M146 dans la région de Valenciennes (localisée sur la Figure II.4a-b) illustrant la structure de premier ordre du Front Nord Varisque (modifié de Lacquement et al., 1999 ; Mansy & Lacquement, 2006 et Laurent et al., 2021a). AA : Allocchtone Ardennais, AMBT : Allocchthon Main Basal Thrust, PB : Parautochtone Brabançon, EMR : Ecailles et Massifs Renversés, BEMR : Chevauchement Basal des EMR.

1.1.1. Socle Brabançon

Le Socle Brabançon, également appelé Massif du Brabant ou Massif de Londres-Brabant (Legrand, 1968, Raoult, 1986 ; Ziegler, 1990 ; Verniers et al., 2001 ; Pharaoh, 2018), fait partie de la chaîne orogénique de l'Anglo-Brabant (Figure II.7) formée à la fin de l'orogenèse calédonienne au Silurien supérieur-Dévonien inférieur (Llandovery-Emsien), suite à l'inversion tectonique positive d'un ancien bassin cambro-ordovicien (Debacker et al., 2005 ; Sintubin et al., 2009).

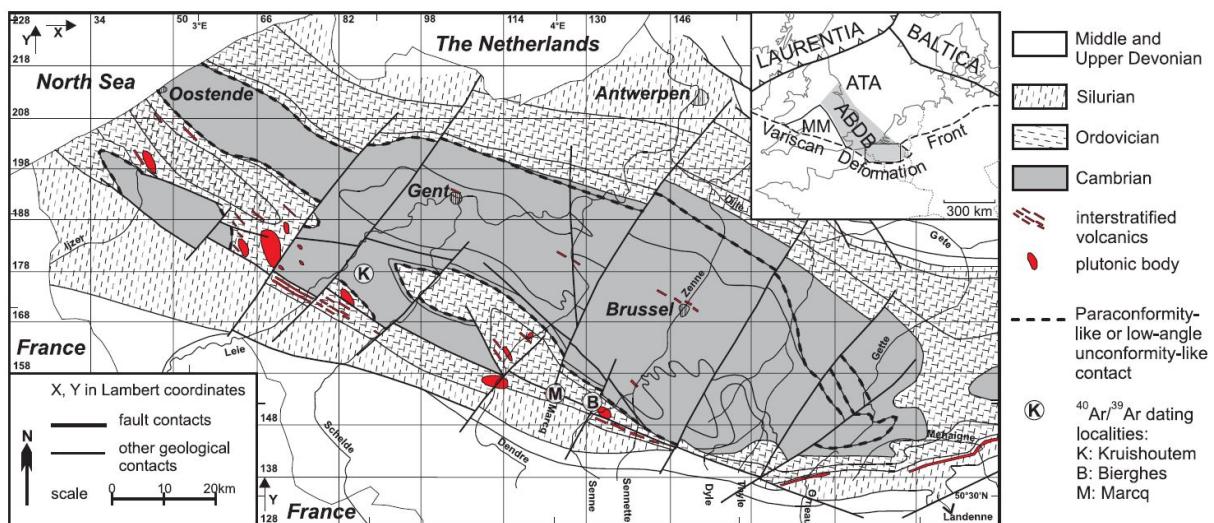


Figure II.7 : Carte géologique du Massif du Brabant et localisation au sein de la chaîne orogénique de l'Anglo-Brabant (ABDB) (Debacker et al., 2005). ATA : Avalonia Terrane Assemblage, MM : Midlands Microcraton.

Ce massif s'étend de l'Angleterre à la Belgique, à l'est du paleocontinent Avalonia (Figure II.7). Il s'ouvre à l'ouest sur la Mer du Nord et est délimité au nord par le bassin de Campine, à l'est par le synclinal de Liège et au sud par le bassin de Namur et le synclinal de

Roubaix. Il est constitué d'une succession sédimentaire majoritairement détritique (grès, siltites, pélites), d'âge cambro-silurien, traversée par de nombreuses intrusions magmatiques profondes synsédimentaires (Legrand, 1968 ; Verniers et al., 2001). Le Socle Brabançon est un domaine autochtone peu déformé par l'orogenèse varisque, divisant l'avant-pays nord-varisque en deux régions : l'avant-pays nord (bassins de Campine et de la Ruhr) et l'avant-pays sud (bassins franco-belge et gallois) (Becq-Giraudon, 1983). Il est recouvert par une plateforme carbonatée discordante et transgressive, d'âge Eifélien à Viséen (*ca.* 400-330 Ma) (Ziegler, 1990 ; Bultynck et al., 1991 ; Mansy et al., 1999).

1.1.2. Parautochtone Brabançon

Sur le Massif calédonien du Brabant repose en discordance le Parautochtone Brabançon (Meilliez et Mansy, 1990, Mansy et Meilliez, 1993 ; Mansy et al., 1997, 1999 ; Hance et al., 1999), longtemps appelé « synclinorium de Namur » (*e.g.*, Fourmarier, 1922 ; Bouroz, 1960 ; CFP (M) et al., 1965). Il constitue la partie légèrement déformée de la marge continentale sud-laurassienne (Lacquement et al., 1999 ; Delmer, 2004 ; Mansy et Lacquement, 2006). Il est formé du bassin d'avant-pays molassique synorogénique (Namurien-Westphalien) franco-belge et de la plateforme carbonatée post-rift sous-jacente, développée au Dévonien moyen-Mississippien (Figure II.6). Le bassin d'avant-pays molassique franco-belge, défini comme le Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais dans sa portion française et les Bassins du Hainaut et de Namur dans sa portion belge, fait partie d'un large bassin flexural développé le long du front de chevauchement nord de la chaîne varisque au Carbonifère supérieur.

Le Parautochtone Brabançon a une allure générale monoclinale à fort pendage vers le sud (5-10°). Il est structuré par de nombreux chevauchements à vergence nord. Ces chevauchements, formés lors du raccourcissement varisque SE-NW au Namurien-Westphalien, sont généralement orientés E-W à ESE-WNW (Bouroz et al., 1963 ; LeGall, 1994). Au sud, le Parautochtone Brabançon est largement sous-charrié sous l'Allocchtone Ardennais (Lacquement et al., 1999 ; Mansy & Lacquement, 2006). Au nord, il est fortement flexuré (15°) au mur de la zone de chevauchement frontale (Figure II.6) et s'horizontalise en profondeur. Cette flexure est à l'origine de l'exhumation du socle paléozoïque inférieur sous la Couverture Méso-Cénozoïque, au niveau de l'anticlinal d'Orchies (Figure II.4b). Cette particularité du Front Nord Varisque pourrait être liée à une surrection relative de l'avant-pays brabançon, probablement contemporaine de la propagation du front de chevauchements vers le nord (Minguely et al., 2008 ; Averbuch et al., 2018).

1.1.3. Ecailles et Massifs Renversés (EMR)

Entre le Parautochtone Brabançon et l'Allocchtone Ardennais s'intercale l'unité des Ecailles et Massifs Renversés (EMR) (Mansy et al., 1997 ; Lacquement et al. 1999 ; Lacquement et al., 2005), également appelée les « Ecailles du Parautochtone », ou encore les « écailles de Haine-Sambre-Meuse » en Belgique. Ces écailles et massifs renversés sont formés de séries sédimentaires plissées siluriennes à carbonifères supérieures, caractérisées par une géométrie complexe, généralement renversée (Bouroz et al., 1961 ; Bouroz, 1969 ; Delmer, 1997, 2003 ; Mansy et al., 1997 ; Lacquement et al., 1999) (Figure II.6). Ces séries sont notamment décrites dans le sondage profond d'Epinoy (Raoult, 1986) au nord de Cambrai (EPY sur la Figure II.4a-b). Les EMR sont tronqués à leur sommet par la Faille du Midi (Figure II.6). Ils sont limités à leur base par une juxtaposition latérale de chevauchements à vergence NNO,

tronquant les dépôts carbonifères supérieurs du BHNPC sous-jacent. Ces chevauchements sont définis d'ouest en est, comme les Failles Barrois, Masse, Chamborgneau, d'Ormont, de Malonne et de Boussale (Lacquement et al., 1999 ; Belanger et al., 2012). Les EMR sont déformés par un ensemble de failles de second-ordre en forme de « cuillère » à vergence nord (Bouroz, 1950 ; LeGall, 1994 ; Meilliez, 2019). Ces failles observées dans les galeries minières (Bouroz, 1950) sont connectées à la Faille du Midi et sont comparables à des cisaillements de Riedel (Figure II.8). Les EMR ne sont pas présents tout le long du Front Nord Varisque (Delmer, 2003), elles disparaissent notamment à l'ouest de Douai au niveau de l'Artois.

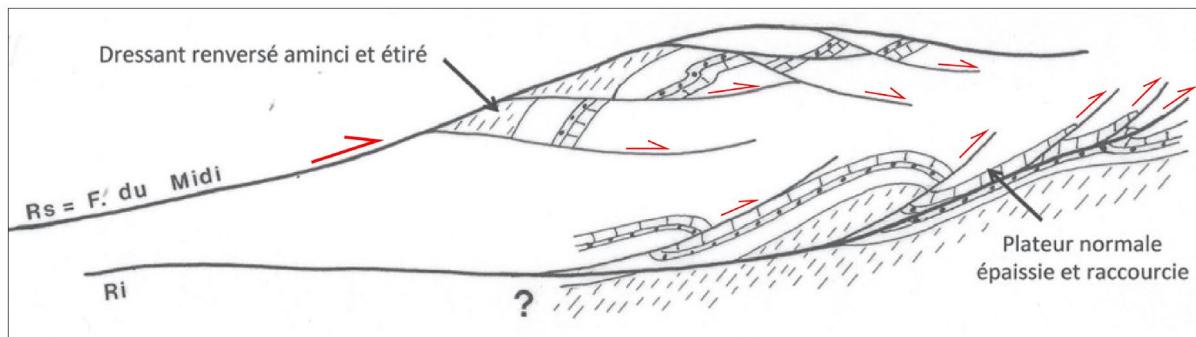


Figure II.8 : Schéma structural général rendant compte de la géométrie des réflecteurs sismiques profonds sur le profil ECORS-Nord de France et illustrant l'existence de failles « en cuillères » au mur de la Faille du Midi (modifié de Meilliez, 2019). Rs : Réflecteur supérieur. Ri : Réflecteur inférieur.

1.1.4. Allochtone Ardennais

Au sud, le Parautochtone Brabançon et les EMR sont tronqués et chevauchés par l'Allochtone Ardennais, le long d'une zone de chevauchement crustale majeure nommée « chevauchement ardennais » (Lacquement, 2001). Il s'étend sur plus de 120 km vers le sud (Cazes et al., 1985 ; Raoult, 1986, 1988 ; Khatir et al., 1988 ; Meilliez et Mansy, 1990 ; Mansy et Meilliez, 1993) et est connue sous le nom de « Faille du Midi » dans sa partie émergente (Meilliez, 2019) (Figure II.6). L'Allochtone Ardennais, autrefois appelé « synclinorium de Dinant » ou « Nappe de Dinant » (Fourmarier, 1922 ; Bouroz, 1960 ; CFP (M) et al., 1965) est caractérisé par une géométrie globalement synforme déjetée vers le nord. Il constituait au Dévonien-Carbonifère inférieur la partie distale de la marge sud-laurussienne (Mansy et al., 1999). Il est formé d'une série détritique syn-rift très épaisse d'âge Dévonien inférieur, recouverte d'une succession de dépôts carbonatés post-rift du Dévonien moyen-Mississippien et de dépôts molassiques synorogéniques du Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen (Mansy et al., 1997). Cette séquence dévono-carbonifère repose en discordance sur un socle sédimentaire et métamorphique cambro-ordovicien, affleurant localement au sein des massifs ardennais de Givonne, Rocroi, Serpont et Stavelot (Figure II.4b). Dans l'Avesnois et le Massif Ardennais, ces terrains paléozoïques allochtones affleurants sont intensément plissés et faillés (chevauchements, rétrochevauchements) selon une orientation générale E-O, variant régionalement entre ESE-ONO et ENE-OSO (Khatir et al., 1988 ; Meilliez & Mansy, 1990 ; Mansy & Meilliez, 1993 ; Lacquement et al., 2005 ; Mansy et Lacquement, 2006 ; Moulouel, 2008). L'Allochtone Ardennais a connu une déformation interne antérieure à son charriage comme le démontre le développement d'une schistosité au sein des dépôts du socle et du Dévonien inférieur (Raoult et Meilliez, 1987).

1.2. Lithostratigraphie et stratigraphie mécanique du Front Nord Varisque

1.2.1. Dépôts syn-rift

La phase de rifting Rhéno-Hercynienne au Dévonien inférieur a été accompagnée d'une transgression marine sur la partie distale de la marge sud-laurussienne émergée, à l'origine du dépôt d'épaisses séries détritiques en discordance sur le socle calédonien cambrien-silurien (Waterlot, 1969a ; Godefroid et al., 1994 ; Bultynck & Dejonghe, 2001). Ces séries détritiques se sont déposées dans des environnements continentaux de cônes alluviaux et de systèmes fluviatiles à littoraux au nord, évoluant vers une plateforme marine peu profonde au sud. Ces séries n'existent aujourd'hui qu'au sein de l'Allocchte Ardennais et sont absentes du Parautochtone Brabançon. Elles sont décrites ci-dessous à partir des travaux de Waterlot (1969a) ; Godefroid et al. (1994) ; Lacquement (2001) et Bultynck & Dejonghe (2001) (Figure II.9).

- *Lochkovien (419-411 Ma)*

Le Lochkovien est caractérisé à sa base par des dépôts conglomératiques surmontés par des schistes bleus alternant avec quelques bancs de grès et contenant beaucoup de fossiles marins. La partie supérieure est caractérisée principalement par des schistes rouges, verts ou bigarrés, accompagnés de silts, des grès et des quartzites. Le Lochkovien s'épaissit vers le sud et a une puissance généralement comprise entre 100 et 1500 m.

- *Praguien (411-408 Ma)*

Le Praguien est formé principalement de schistes, de silts et d'ardoises, accompagnés à la base et au sommet de grès et de quartzites. De la base au sommet, ces séries sont respectivement gris-beiges, bleues, et bleues-vertes ou rouges. Le Praguien est généralement très épais (700 à 1500 m).

- *Emsien (408-393 Ma)*

Au nord de l'Allocchte Ardennais, l'Emsien est formé à sa base de quartzites et de grès argileux à conglomératiques gris-bleus, bleus et verts, alternant avec des schistes et des silts gris et noirs. Au sommet, il est formé principalement de conglomérats et de grès grossiers rouges avec des intercalations de schistes verts. Vers le sud de l'Allocchte Ardennais, l'Emsien est caractérisé dans sa partie inférieure par des schistes, des silts, des grès et des quartzites gris, bleus-gris, verts et rouges, contenant des fossiles marins. Dans sa partie supérieure, il est constitué de schistes plus ou moins calcaires, de grès calcaires fossilifères et de calcaires crinoïdaux et bioclastiques. L'Emsien s'épaissit vers le sud et à une épaisseur approximativement comprise entre 300 et 1000 m.

1.2.2. Dépôts post-rift

La phase de rifting Rhéno-Hercynienne au Dévonien inférieur a été suivie d'une période d'expansion marine majeure post-rift du Dévonien moyen (Eifélien sup.) au Carbonifère inférieur (Dinantien), à l'origine du développement d'une plateforme carbonatée de grande ampleur sur la marge sud-avalonienne. Les dépôts de cette plateforme sont aujourd'hui observés au sein de l'Allocchte Ardennais et du Parautochtone Brabançon (Figure II.9).

- *Eifélien (393-388 Ma)*

A l'Eifélien, cette transgression marine majeure est responsable de la formation d'une rampe mixte carbonatée et silicoclastique sur la marge sud-avalonienne (Préat et Boulvain, 1988 ; Bultynck, 2006) (Figure II.9). Cette rampe repose en discordance sur le Socle Brabançon silurien. Elle s'approfondit et s'épaissit vers le sud. Les dépôts eiféliens sont généralement absents ou très peu présents au sein du Parautochtone Brabançon mais ont une épaisseur pouvant atteindre 100-800 m au sein de l'Allocchte Ardennais (Lacquement, 2001 ; Bultynck, 2006). Les séries eiféliennes sont principalement formées de schistes et de grès plus ou moins calcaires dans la partie proximale de la rampe (nord de l'Allocchte Ardennais-Parautochtone Brabançon) et de schistes (parfois sableux ou silteux), de calcaires crinoïdaux et de calcaires construits dans la partie distale de la rampe (sud de l'Allocchte Ardennais) (Bultynck et al., 1991 ; Bultynck & Dejonghe, 2001).

- *Givétien (388-383 Ma)*

Au Givétien, cette rampe mixte a évolué en plateforme carbonatée, plus précisément en barrière récifale. Elle est formée de dépôts majoritairement tidaux, lagunaire et récifaux, et localement évaporitiques (sebkhas) (Préat & Boulvain, 1988 ; Bultynck et al., 1991 ; Préat & Bultynck, 2006) (Figure II.9). Dans la partie proximale (Parautochtone Brabançon), ces dépôts comprennent principalement des argiles, des grès, des schistes souvent gréseux ou silteux alternant avec des bancs calcaires, parfois oolithiques (Bultynck et al., 1991 ; Préat & Bultynck, 2006). Au nord de l'Allocchte Ardennais, le Givétien est formé de schistes, de calcaires nodulaires, micritiques, dolomitiques ou gréseux et de dolomie micritique. Enfin dans la partie distale de la plateforme (sud de l'Allocchte Ardennais), les séries givétienennes sont formées en grande partie d'une alternance de calcaires micritiques et de biostromes riches en coraux, brachiopodes et stromatopores (Bultynck et al., 1991 ; Préat & Bultynck, 2006). Le Givétien a une épaisseur variable, généralement comprise entre 100 et 700 m au sein de l'Allocchte Ardennais et ne dépassant pas 125 m au sein du Parautochtone Brabançon (Lacquement, 2001 ; Préat & Bultynck, 2006).

- *Frasnien (383-372 Ma)*

La sédimentation de plateforme carbonatée débutée au Givétien s'est poursuivie au Frasnien. Les séries sont décrites ci-dessous à partir des travaux de Boulvain et al. (1999), Bultynck & Dejonghe (2001) et Coen-Aubert & Boulvain (2006) (Figure II.9).

Le Parautochtone Brabançon est formé de dépôts frasnien de plateforme interne comprenant des dolomies, des calcaires dolomitiques, micritiques, bioclastiques ou nodulaires, et des schistes gris ou verts. Leur épaisseur est généralement comprise entre 100 et 250 m. Au sein de l'Allocchte Ardennais, la base de Frasnien est formée de schistes verts. Les faciès sus-jacents évoluent du nord au sud entre les domaines interne (à dominance calcaire) et externe (à dominance schisteuse et récifale) de la plateforme. Au nord de l'Allocchte Ardennais, la plateforme est ainsi majoritairement constituée de calcaires micritiques, argileux, dolomitiques et crinoïdiques, ainsi que de biostromes calcaires riches en coraux, brachiopodes et stromatopores. Dans la partie axiale de l'unité allochtone, le Frasnien est formé de calcaires lités sombres, de biostromes calcaires massifs (coraux, stromatopores) et de schistes parfois nodulaires. Enfin, la plateforme externe au sud de l'Allocchte Ardennais est formée de larges biohermes calcaires (stromatopores et coraux), intercalés au sein de schistes verts nodulaires.

alternant avec des bancs de calcaires micritiques et bioclastiques. De manière générale, au sein de l’Allochtone Ardennais, la partie supérieure du Frasnien est caractérisée par des schistes nodulaires, des calcaires construits (biostromes riches en coraux et brachiopodes) et des schistes vert, gris et noirs. L’épaisseur du Frasnien allochtone est approximativement comprise entre 200 et 400 m (Boulvain et al., 1999, Bultynck & Dejonghe, 2001 ; Lacquement, 2001).

- *Famennien (372-359 Ma)*

La période du Famennien a été marquée par une régression marine majeure, à l’origine du dépôt de roches majoritairement silicoclastiques dans des environnements marins ouverts (plateforme interne et externe) puis marins restreints peu profonds (barrière sableuse, tidal, lagunaire, sebkha) (Figure II.9). Ces séries sont décrites ci-dessous à partir des travaux de Thorez & Dreesen (1986) ; Bultynck & Dejonghe (2001) et Thorez et al. (2006).

La partie inférieure du Famennien est formée de schistes verts et de bancs de grès et de calcaires. Ces dépôts sont surmontés de calcaires nodulaires fossilifères au sud de l’Allochtone Ardennais, et de grès fins micacés, intercalés avec des calcaires nodulaires ou stratifiés au nord de l’Allochtone Ardennais. Le Famennien supérieur est formé de grès à la base, et de schistes, grès argileux micacés et dolomies évaporitiques au sommet. Le Famennien terminal est formé de schistes et silts verts, de grès micacés argileux ou calcaires et de calcaires crinoïdiques au sein de l’Allochtone Ardennais. Il est formé de conglomérats, de grès rouges et verts parfois dolomitiques, de schistes rouges, de dolomie et de calcaires parfois oolithiques au sein du Parautochtone Brabançon. L’épaisseur du Famennien est généralement comprise entre 50 et 250 m au sein du Parautochtone Brabançon et entre 500 et 700 m au sein de l’Allochtone Ardennais (Bultynck & Dejonghe, 2001 ; Lacquement, 2001 ; Thorez et al., 2006).

- *Dinantien : Tournaisien-Viséen (359-331 Ma)*

A la transition Famennien-Tournaisien, une nouvelle transgression marine majeure a provoqué le formation d’une nouvelle rampe carbonatée à polarité nord-sud, d’extension régionale et évoluant progressivement en plateforme barrière carbonatée à la fin du Tournaisien-début du Viséen (Hance et al., 2001, 2006 a, b, c ; Poty et al., 2001). Les séries dinantiennes sont décrites ci-dessous à partir des travaux de Poty et al. (2001) ; Devuyst et al. (2006) ; Groessens (2006) ; Hance & Poty (2006) ; Hance et al., (2001, 2006 a, b, c) ; Poty & Hance (2006 a, b) et Poty (2016) (Figure II.9). La lithostratigraphie détaillée du Dinantien est disponible en annexe (*Annexe I*).

Le Tournaisien inférieur (Hastarien) est formé principalement de schistes, de caleschistes et de calcaires crinoïdiques contenant parfois des brachiopodes et des coraux. A sa base, la transition Famennien-Tournaisien comprend des grès parfois dolomitiques, des schistes et des calcaires parfois dolomitiques ou gréseux. Le Tournaisien supérieur (Ivorien) sus-jacent est formé de schistes, de marnes et de calcaires argileux riches en cherts et fossilifères (crinoïdes, bioclastes, brachiopodes, gastéropodes, coraux) dans la partie proximale de la plateforme (Parautochtone Brabançon). La partie plus distale de la plateforme (Allochtone Ardennais) est quant à elle caractérisée par des calcaires crinoïdiques, des calcaires riches en cherts pouvant être bréchiques (slumps), et des calcaires construits récifaux riches en coraux, bioclastes et brachiopodes.

Stratigraphie		Allocchte Ardennais				Parautochtone Brabançon	
		Lithologies		Epaisseur	Lithologies		Epaisseur
Syn-orogénique	Namuriens-Westphalien	Sud	Nord		grès, schistes, charbon	grès, schistes, charbon	
Post-rift	Carbonifère	Viséen	calcaires fossilifères (coraux, stromatolithes, crinoïdes, brachiopodes) pouvant être bréchifiés, schistes et phtanites	calcaires fossilifères (coraux, stromatolithes, crinoïdes, brachiopodes) pouvant être bréchifiés, schistes et phtanites	500-1100m	calcaires argileux, schistes et phtanites	600-2600m
			calcaires plus ou moins argileux, très fossilifères (algues, bioclastes, brachiopodes, cherts, crinoïdes, gastéropodes, oolites, oncoïdes, stromatolithes), brèches calcaires, anhydrites	calcaires plus ou moins argileux, très fossilifères (algues, bioclastes, brachiopodes, cherts, crinoïdes, gastéropodes, oolites, oncoïdes, stromatolithes), brèches calcaires, anhydrites		calcaires plus ou moins argileux, très fossilifères (algues, bioclastes, brachiopodes, cherts, crinoïdes, gastéropodes, oolites, oncoïdes, stromatolithes), brèches calcaires, anhydrites	
			calcaires dolomitiques, oolithiques, bioclastiques, parfois riches en cherts, crinoïdes, oncoïdes ou stromatolithes	calcaires dolomitiques, oolithiques, bioclastiques, parfois riches en cherts, crinoïdes, oncoïdes ou stromatolithes		dolomies et calcaires crinoïdiques, pouvant contenir des bioclastes, cherts, brachiopodes et oolites	
			calcaires crinoïdiques, calcaires riches en cherts pouvant être bréchiques (slumps), calcaires construits récifaux riches en coraux, bioclastes et brachiopodes	calcaires crinoïdiques, calcaires riches en cherts pouvant être bréchiques (slumps)		schistes, marnes, calcaires argileux riches en cherts et fossilifères (crinoïdes, bioclastes, brachiopodes, gastéropodes, coraux)	
			schistes, calcschistes, calcaires crinoïdiques avec brachiopodes et coraux	schistes, calcschistes, calcaires crinoïdiques avec brachiopodes et coraux		schistes, calcschistes, calcaires crinoïdiques avec brachiopodes et coraux	
		Famennien	schistes et silts verts, grès micacés argileux ou calcaires, calcaires crinoïdiques	schistes et silts verts, grès micacés argileux ou calcaires, calcaires crinoïdiques	500-700m	conglomérats, grès rouges et verts parfois dolomitiques, schistes rouges, dolomie, calcaires parfois oolithiques	50-250m
			grès, schistes, grès argileux micacés, dolomies évaporitiques	grès, schistes, grès argileux micacés, dolomies évaporitiques		grès, schistes, grès argileux micacés et dolomies évaporitiques	
			schistes verts, calcaires nodulaires fossilifères	silts et grès fins micacés intercalés avec des calcaires nodulaires ou stratifiés		grès fins et silts	
			schistes argileux verts et fins bancs de grès et de calcaires	schistes argileux verts et fins bancs de grès et de calcaires		schistes argileux verts et fins bancs de grès et de calcaires	
			schistes nodulaires, biostromes riches en coraux et brachiopodes, schistes verts, gris et noirs	schistes nodulaires, biostromes riches en coraux et brachiopodes, schistes verts, gris et noirs		dolomies, calcaires dolomitiques, micritiques, bioclastiques ou nodulaires, schistes gris ou verts	
Syn-rift	Dévonien	Frasnien	biohermes calcaires (stromatopores et coraux), schistes verts nodulaires, bancs de calcaires micritiques et bioclastiques	calcaires micritiques, argileux, dolomitiques et crinoïdiques, biostromes calcaires riches en coraux, brachiopodes et stromatopores	200-400m	100-250m	
			schistes verts	schistes verts			
			calcaires micritiques, biostromes riches en coraux, brachiopodes et stromatopores	schistes, calcaires nodulaires, micritiques, dolomitiques ou gréseux et dolomie micritique		argiles, grès, schistes souvent gréseux ou silteux, bancs calcaires (parfois oolithiques)	0-125m
			schistes (parfois sableux ou silteux), calcaires crinoïdaux et calcaires construits	schistes, grès plus ou moins calcaires		schistes, grès plus ou moins calcaires	x1-x10m
			schistes (calcaires), grès calcaires fossilifères, calcaires crinoïdaux et bioclastiques	conglomérats et grès grossiers rouges, intercalations de schistes verts	300-1000m	schiste Calcschiste Schiste gréseux	
		Emsien	schistes, silts, grès et quartzites gris, bleus-gris, verts et rouges, fossiles marins	quartzites, grès argileux à conglomératiques gris-bleus, bleus etverts, schistes et silts gris et noirs		Grès Grès calcaire Grès argileux	
			schistes, silts et ardoise gris-beiges, bleus, bleus-verts et rouges. Grès et quartzites au sommet et à la base.	schistes, silts et ardoise gris-beiges, bleus, bleus-verts et rouges. Grès et quartzites au sommet et à la base.		Conglomérat Charbon	
		Praguien	schistes rouges, verts ou bigarrés, silts, grès, quartzites	schistes rouges, verts ou bigarrés, silts, grès, quartzites	700-1500m	Calcaire Calcaire argileux Calcaire dolomitique	Brèche, évaporite Dolomite Récif
		Lochkovien	conglomérats, schistes bleus, bancs de grès fossilifères	conglomérats, schistes bleus, bancs de grès fossilifères	100-1500m		

Figure II.9: Synthèse de la lithostratigraphie des séries paléozoïques du Parautochtone Brabançon et des parties méridionale et septentrionale de l'Allocchtone Ardennais dans le nord de la France-sud de la Belgique. Synthèse réalisée à partir de Bouroz, 1969 ; Waterlot, 1969a ; Thorez & Dreesen, 1986 ; Bultynck et al., 1991 ; Godefroid et al., 1994 ; Boulvain et al., 1999 ; Bultynck & Dejonghe, 2001 ; Hance et al., 2001, 2006 (a, b, c) ; Lacquement, 2001 ; Poty et al., 2001 ; Bultynck, 2006 ; Coen-Aubert & Boulvain, 2006 ; Devuyst et al., 2006 ; Groessens, 2006 ; Hance & Poty, 2006 ; Poty & Hance, 2006 (a, b) ; Préat & Bultynck, 2006 ; Thorez et al., 2006 ; Poty, 2016.

Au Viséen moyen (Livien), une inversion de polarité de la plateforme carbonatée s'est produite, entraînant le dépôt de faciès caractéristiques d'un environnement marin restreint au sud et de faciès associés à un environnement marin ouvert au nord. Ce phénomène traduit les premiers effets du soulèvement des terrains méridionaux lié à l'inversion de la marge laurassienne et au développement du système de chevauchements nord varisque à partir du Viséen.

Au sein du Parautochtone Brabançon, le Viséen inférieur (Moliniacien) est principalement formé de dolomies et calcaires crinoïdiques, pouvant contenir des bioclastes, des cherts, des brachiopodes et des oolithes. Au sein de l'Allocchtone Ardennais, il est caractérisé par des calcaires dolomitiques, oolithiques, bioclastiques, parfois riches en cherts, crinoïdes, oncoïdes ou stromatolithes.

Le Viséen moyen (Livien) est formé de calcaires plus ou moins argileux et très fossilifères (algues, bioclastes, brachiopodes, cherts, crinoïdes, gastéropodes, oolithes, oncoïdes, stromatolithes), ainsi que d'épais intervalles de brèches calcaires avec des niveaux stromatolitiques (Groessens et al., 1982). La bréchification des calcaires liviens a été reliée à la dissolution polyphasée de séquences interstratifiées d'évaporite (anhydrite) au cours de l'enfouissement à long-terme des séries dinantiennes (Rouchy et al., 1986, 1987 ; De Putter, 1995 ; De Putter et al., 1994 ; Licour, 2012). Il existe encore d'épais niveaux d'anhydrite préservés localement au sein des séries liviennes des forages d'Epinoy en France et de Saint-Ghislain en Belgique (Delmer, 1977 ; Rouchy et al., 1986, 1987 ; De Putter et al., 1991, 1994 ; Licour, 2012), témoignant de l'extension considérable du bassin évaporistique au Dinantien. Ces anhydrites se seraient formées par transformation (diagenèse d'enfouissement) de gypse déposé dans un milieu sub-aquatique paralique soumis à des afflux intermittents d'eaux marines (Rouchy et al., 1984 ; De Putter et al., 1994 ; Licour, 2012).

Le Viséen supérieur (Warnantien) est formé de calcaires argileux (Parautochtone Brabançon), de calcaires oolithiques (Avesnois) et de calcaires fossilifères (coraux, stromatolithes, crinoïdes, brachiopodes) pouvant être bréchifiés (Allocchtone Ardennais). Le sommet du Viséen et la transition Dinantien-Namurien sont caractérisés par des schistes et des phtanites. Le Dinantien a une épaisseur très variable, comprise entre 600 et 2600 m au sein de l'unité parautochtone et entre 500 et 1100 m au sein de l'Allocchtone Ardennais.

1.2.3. Dépôts syn-orogéniques

Au cours de la phase majeure de l'orogenèse varisque au Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen (Namurien-Westphalien, *ca.* 331-307 Ma), d'épaisses séries molassiques syn-orogéniques se sont déposées à l'avant du front de chevauchement et ont comblé les bassins d'avant-pays houillers du Nord-Pas-de-Calais, du Hainaut et de Namur. Elles sont formées d'une succession de niveaux de grès, de schistes et de veines de charbon, caractéristiques d'un environnement de dépôt paralique et fluvio-deltaïque (Figure II.9). Leur épaisseur peut

atteindre jusqu'à 3500 m dans le BHNPC (Bouroz, 1969 ; Delmer, 2001). Ces séries ont également été observées localement au sein de l'Allochtone Ardennais au niveau de plusieurs forages (C.F.P. et al., 1965). La lithostratigraphie détaillée des séries houillères est décrite ultérieurement dans une partie spécifique (§Chapitre III.B.2.2).

1.2.4. Stratigraphie mécanique

La formation et l'évolution structurale du Front Nord Varisque ont été fortement contrôlées par le comportement mécanique et la rhéologie des roches paléozoïques impliquées dans la déformation et présentées ci-dessus. Les études structurales réalisées en Ardenne et dans l'Avesnois (Khatir et al., 1992 ; Lacquement, 2001 ; Lacquement et al., 2005 ; Mouluel, 2008) ont permis de définir la stratigraphie mécanique du Front Nord Varisque dans le nord de la France-sud de la Belgique (Figure II.10), c'est-à-dire les propriétés mécaniques des différentes unités au sein de la séquence stratigraphique. Les contrastes de nature et de résistance à la déformation des roches de plusieurs unités superposées peuvent être à l'origine de la formation de niveaux de décollements. Les niveaux de décollements constituent les zones de nucléation préférentielles des failles et des chevauchements.

Trois niveaux de décollement majeurs, essentiellement schisteux, sont reconnus au sein de la pile stratigraphique de l'Allochtone Ardennais et du Parautochtone Brabançon. Le plus profond est situé au sein des schistes syn-rift du Lochkovien. Le niveau de décollement intermédiaire correspond aux schistes incompétents du Famennien, reposant sur les calcaires frasniens compétents. Le niveau de décollement supérieur est situé à la transition entre les calcaires dinantiens compétents et les schistes namuriens incompétents sus-jacents.

Des niveaux de décollements secondaires existent au sein des séries dévono-carbonifères (Figure II.10), en particulier (1) les intervalles schisteux de la série détritique syn-rift du Dévonien inférieur ; (2) les schistes de la plateforme carbonatée post-rift du Dévonien moyen-supérieur ; (3) les formations schisteuses du Tournaisien inférieur (*e.g.*, Formation du Pont d'Arcole, Coen-Aubert et al., 1980 ; Poty et al., 2001 ; Hance and Poty, 2006), (4) les évaporites viséennes (Rouchy et al., 1986, 1987; De Putter, 1995) ; et enfin (5) les nombreux intervalles schisteux synorogéniques namuriens et westphaliens.

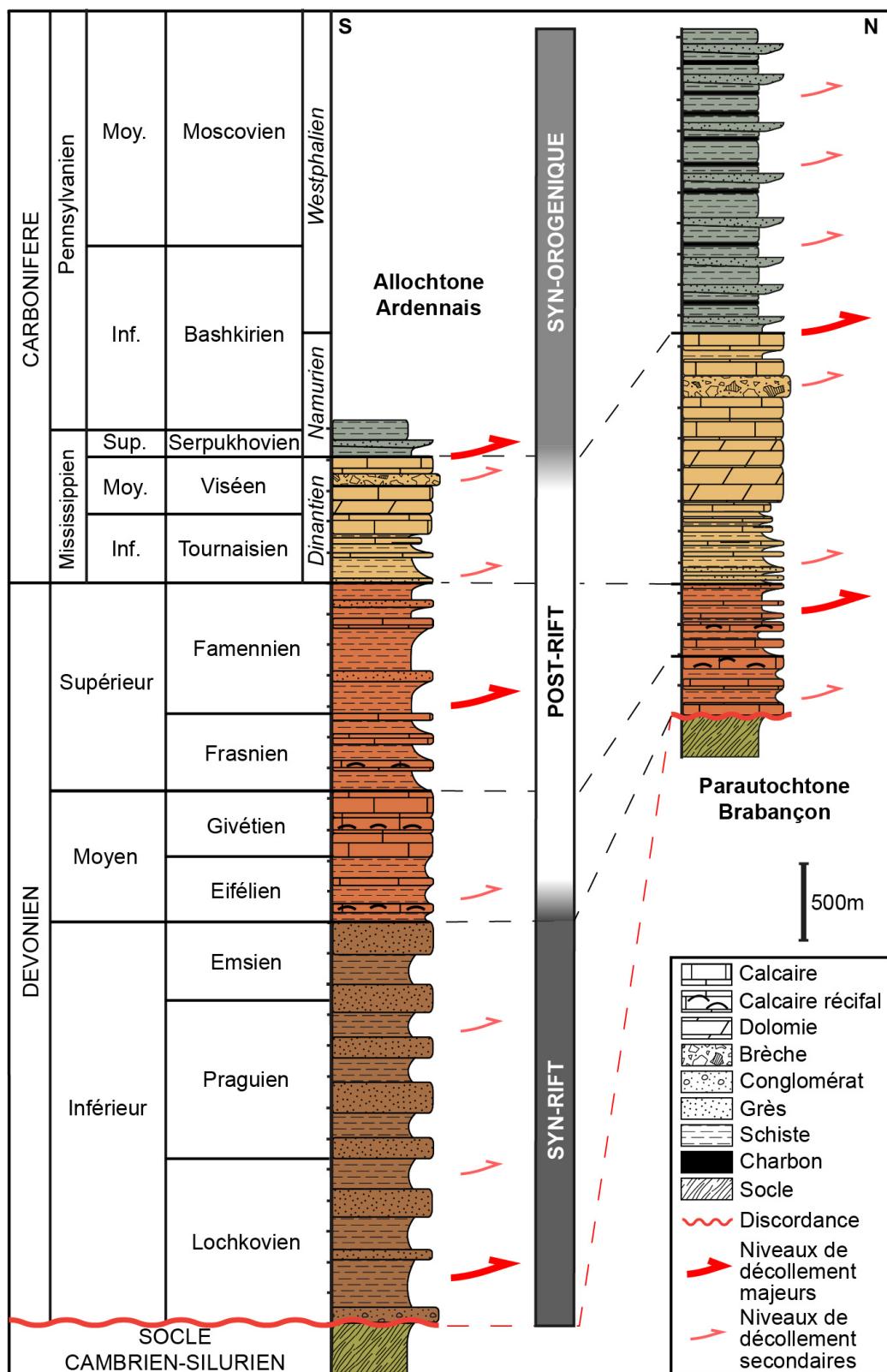


Figure II.10 : Log lithostratigraphique de synthèse de l'Allochtone Ardennais et du Parautochtone Brabançon dans le nord de la France-sud de la Belgique, mettant en évidence les niveaux de décollements principaux et secondaires (modifié de Laurent et al., 2021a).

1.2.5. Couverture Méso-Cénozoïque

La description des séries méso-cénozoïques présentée dans cette partie est basée sur les notices des cartes géologiques du nord de la France à l'échelle 1 : 50000^e (Lillers, Béthune, Carvin, St-Amand-Crespin-Mons, Arras, Douai et Valenciennes), réalisées par le BRGM.

Dans le nord de la France, les dépôts paléozoïques du Front Nord Varisque sont recouverts par 100 à 200 m de dépôts discordants méso-cénozoïques, datant du Crétacé inférieur à l'Eocène. Après la fin de l'orogenèse varisque au Pennsylvanien moyen (Westphalien), le Front Nord Varisque est resté émergé et a été érodé pendant la majeure partie du Mésozoïque (Permien, Trias, Jurassique). Durant cette période de pénéplanation de la chaîne varisque, peu de sédiments ont été déposés le long du front. Il existe cependant localement des dépôts permiens à jurassiques. Dans l'Artois, des séries rouges congolomératiques, gréseuses et schisteuses ont été observées à l'affleurement et au sein de sondages. Ces séries sont des dépôts fluvio-deltaïques de piémont d'âge Carbonifère terminal (Stéphanien) – Permien (Mériaux, 1961 ; Becq-Giraudon, 1983). Dans le Boulonnais, le Jurassique moyen-supérieur affleure. Il est formé de la base au sommet de grès, de calcaires oolithiques, de calcaires argileux ou marneux, et d'une succession d'argile, de bancs calcaires et de bancs de grès (Minguely, 2007).

Au Crétacé inférieur, des premiers sédiments d'âge wealdien (Barrémien-Aptien) ont été déposés en discordance sur le socle paléozoïque (Figure II.11). Ces séries existent aujourd'hui très localement et sont formées de sables et d'argiles d'origine fluviatile et lacustre. A l'Albien, une transgression marine majeure a permis la sédimentation d'argiles noires et grises (Argile de Gault) et de grès d'origine marine.

L'invasion marine s'est poursuivie au Crétacé supérieur, permettant le dépôt de craie marneuse et de marnes crayeuses, blanches, grises et glauconieuses au Cénomanien (Figure II.11). Un conglomérat (Tourta) formé de galets de roches paléozoïques, notamment de phitanites namuriennes, est présent à la base du Cénomanien. Le Turonien inférieur sus-jacent est formé de marnes verts plastiques ou « Dièves vertes ». Le Turonien moyen est caractérisé par des marnes crayeuses bleues (« Dièves bleues ») alternant avec des bancs de craie grise ou blanche. Le Turonien supérieur est formé de craie grise glauconieuse et riche en silex. Enfin, le Sénonien est constitué de craie blanche à grise à silex.

Une nouvelle période d'émersion, associée à une régression majeure, a eu lieu à la fin du Crétacé-début du Paléogène (Paléocène). Les dépôts crétacés ont été recouverts en discordance par les séries landeniennes (Thanétien, Paléocène supérieur) (Figure II.11). Ces séries d'origine fluvio-continentale et lagunaire sont formées d'argiles plastiques à silex à la base (Argile de Louvil) surmontées de sables et de grès verts, blancs glauconieux (Sables et Grès d'Ostricourt). Les dépôts les plus jeunes connus dans le nord de la France sont d'âge Yprésien. Ils sont formés d'argiles plastiques grises, bleues, brunes et noires (Argile d'Orchies).

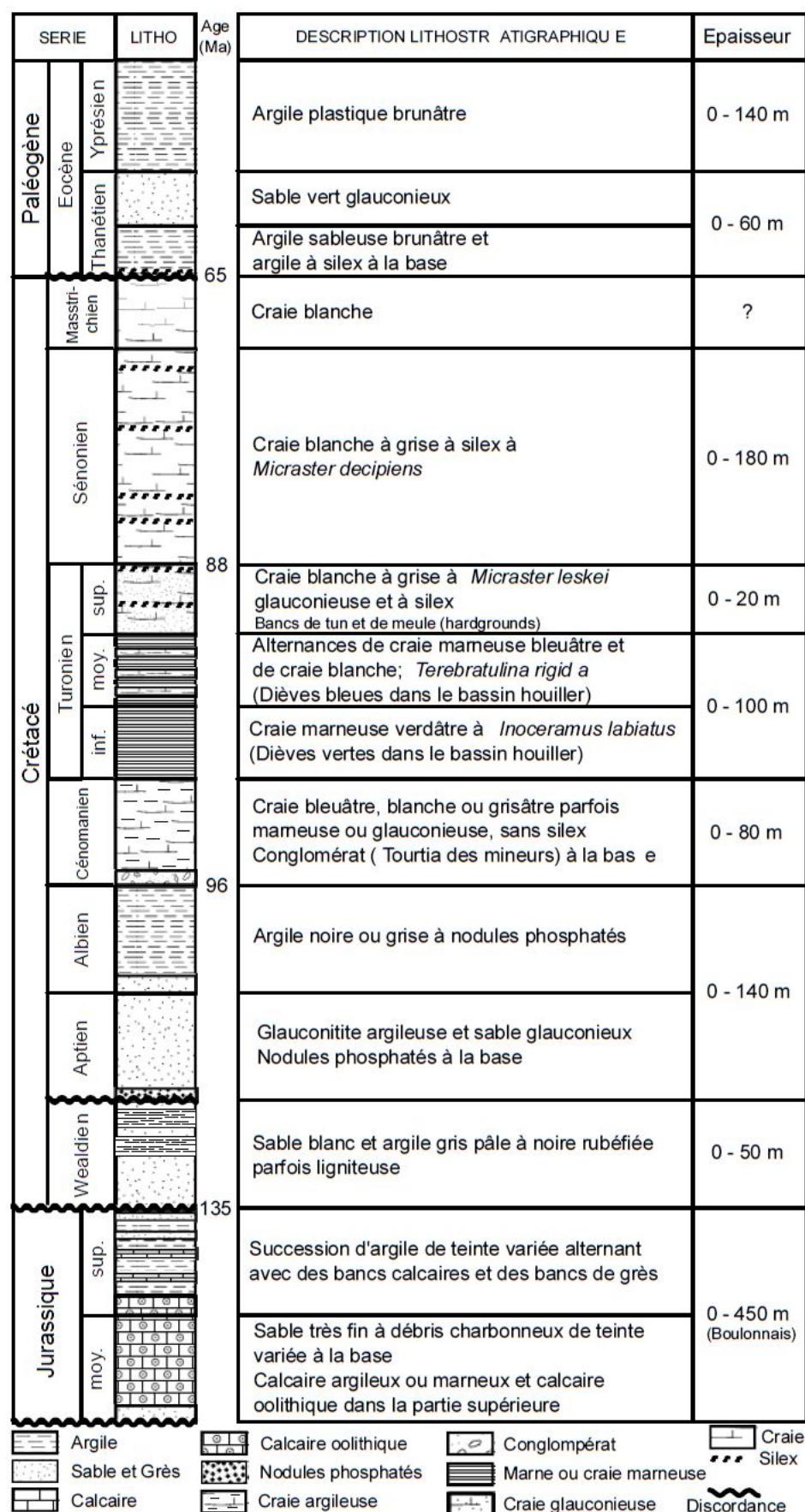


Figure II.11: Coupe lithostratigraphique de la Couverture Mésozoïque-Cénozoïque dans le nord de la France (Minguely, 2007).

1.3. Evolution cinématique du Front Nord Varisque

1.3.1. Modèle d'évolution cinématique au Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen

Durant la phase de raccourcissement varisque (Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen) dans la partie frontale de la chaîne, l'Allocchte Ardennais a été charrié de plusieurs dizaines de kilomètres vers le nord-nord-ouest, le long d'une zone de décollement crustale majeure, s'étendant sur plus de 120 km vers le sud (Cazes et al., 1985 ; Raoult, 1986 ; Raoult, 1988). Cette zone de chevauchement majeure à la base de l'unité allochtone tronque à la fois les EMR, le BHNPC et le Parautochtone Brabançon. Sa partie émergente est appelée la Faille du Midi, en raison de sa position récurrente au niveau de la bordure sud du bassin minier. Au sein de l'Allocchte Ardennais, le raccourcissement varisque a été progressivement accommodé grâce au développement de plis, de chevauchements imbriqués à vergence nord et de rétrochevauchements à vergence sud (Khatir et al., 1992 ; Meilliez et Mansy, 1990 ; Mansy & Meilliez, 1993 ; Lacquement et al., 1999, 2005 ; Lacquement, 2001 ; Moulouel, 2008). Différents travaux, basés sur des restaurations de coupes géologiques et de profils sismiques, ont permis d'estimer le raccourcissement du front nord varisque à près de 60-70 km à la frontière franco-belge (Houchen, 1988 ; Lacquement et al., 1999 ; Mansy et al., 1999, Lacquement, 2001) et dans les Ardennes (Le Gall, 1992). La majorité de ce raccourcissement (50 km) est localisé sur cette zone de chevauchement frontale majeure supportant l'unité allochtone et les EMR. Le reste du raccourcissement (20 km) est localisé au niveau de la Faille du Midi.

La cinématique de déformation du Front Nord Varisque a longtemps été mal comprise. L'origine de l'unité intermédiaire des EMR entre le Parautochtone Brabançon et l'Allocchte Ardennais, a notamment suscité de nombreuses questions. La présence de terrains de socle silurien au sein des EMR témoigne de l'allochtonie des EMR (Mansy et al., 1997). Les travaux de Coen-Aubert (1988) ont démontré que ces terrains sont lithologiquement et stratigraphiquement plus proches de ceux de l'Allocchte Ardennais que de ceux du Parautochtone Brabançon, suggérant ainsi une origine méridionale des EMR. A la fin du 20ème – début du 21ème siècle, les travaux de restauration du profil de sismique réflexion M146 à la frontière franco-belge (Lacquement et al., 1999 ; Mansy et al., 1999, Lacquement, 2001 ; Averbuch et al., 2018) ont permis de proposer le modèle d'évolution cinématique du Front Nord Varisque connu actuellement (Figure II.12) et présenté ci-dessous.

La structure initiale de la marge sud-laurassienne, acquise lors du rifting Rhéno-Hercynien au Dévonien, aurait joué un rôle primordial lors du développement du Front Nord Varisque au Carbonifère supérieur. Les failles normales dévonniennes structurant la marge laurassienne auraient représenté des zones de faiblesse mécanique majeures lors de la compression varisque, localisant le développement d'un système de chevauchement majeur à vergence nord (Le Gall, 1992 ; Mansy & Meilliez, 1993 ; Lacquement et al., 2005). Dans un tel modèle cinématique, la principale faille bordière limitant la zone de dépôt du Dévonien inférieur au sud, aurait représenté une discontinuité structurale et mécanique majeure ayant localisé la rampe frontale principale de la zone de chevauchement frontale. La concentration des contraintes compressives au toit de cette faille, liée à l'avancée du front chevauchant, aurait provoqué le découpage dans un style en « short-cut » de la crête du compartiment au nord (mur de la faille). Les lambeaux arrachés au substratum paléozoïque auraient été entraînés le long de

la zone de chevauchement frontal avec l'Allochtone Ardennais. Les séries paléozoïques allochtones, charriées au-dessus du Parautochtone Brabançon, auraient formées un anticlinal de rampe majeur, découpé en hors-séquence par plusieurs chevauchements, chronologiquement le Cran de Retour et la Faille du Midi (séquence 1, 2, 3 sur la Figure II.12).

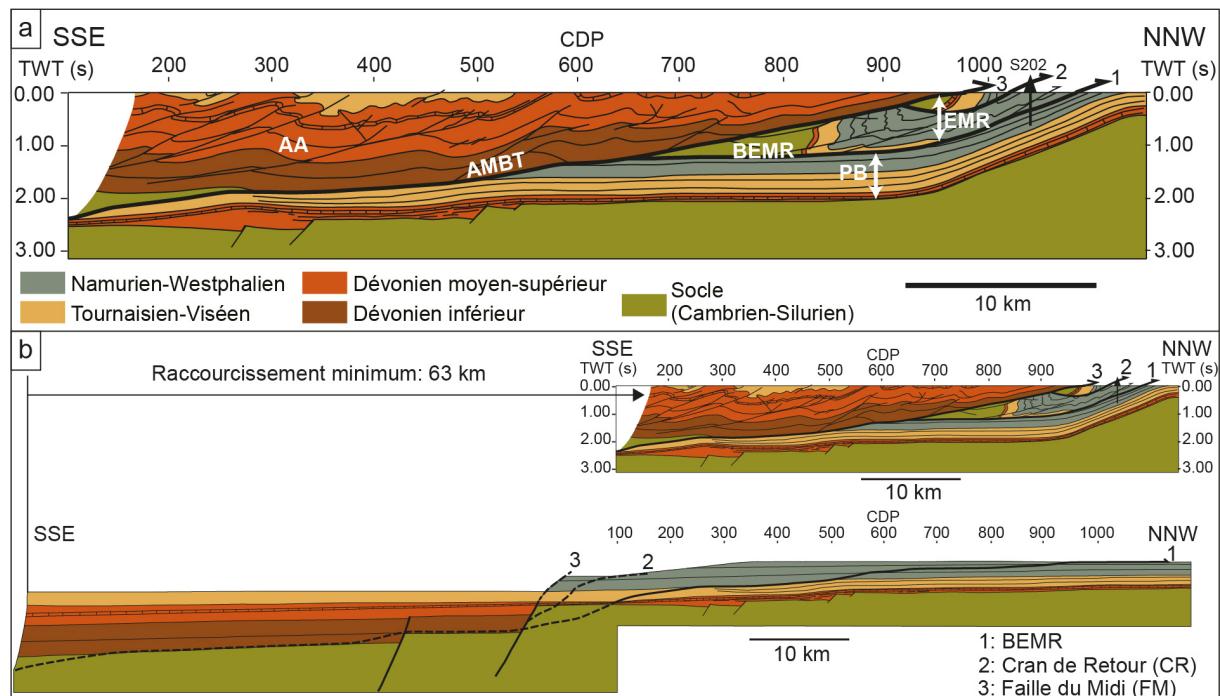


Figure II.12. **a.** Coupe équilibrée du profil sismique M146 dans la région de Valenciennes (modifié de Lacquement et al., 1999 ; Mansy & Lacquement, 2006 et Laurent et al., 2021a). **b.** Coupe équilibrée et restaurée du profil M146 interprété, montrant la marge sud-laurassienne avant l'orogenèse varisque (modifié de Averbuch et al., 2018 et Laurent et al., 2021a). AA : Allochtone Ardennais, AMBT : Allochthon Main Basal Thrust, PB : Parautochtone Brabançon, EMR : Ecaillages et Massifs Renversés, BEMR : Chevauchement Basal des EMR. Les numéros 1, 2 et 3 correspondent à l'ordre d'activité des différents chevauchements.

L'important cisaillement basal associé au déplacement de l'Allochtone Ardennais sur l'AMBT et la Faille du Midi, a pu induire la rotation progressive de l'anticlinal et le renversement des séries dans son flanc septentrional, notamment des lambeaux de poussées entraînés avec l'Allochtone Ardennais, formant ainsi les EMR. Le cisaillement extrême des EMR entre la Faille du Midi et la BEMR, mis en évidence par leur plissement intense et la présence de failles en « cuillère » (Figure II.8), témoigne du développement tardif de la Faille du Midi, postérieur à la mise en place des EMR et de la BEMR (Lacquement et al., 1999 ; Mansy et al., 1999, Lacquement, 2001, Averbuch et al., 2018).

L'écaillage hors-séquence de la zone de chevauchement frontal est directement lié à l'impossibilité pour le front de chevauchement de se propager plus au nord, vraisemblablement causée par la présence d'un obstacle majeur. Il est suggéré que le Massif du Brabant ait pu former une sorte de butoir à l'avant du Font Nord Varisque (Mansy et al., 1999 ; Averbuch et al., 2004). Les raisons d'un tel verrouillage mécanique ne sont pas totalement comprises mais les profils sismiques interprétés en Artois, dans l'avant-pays Brabançon, suggèrent l'existence de rétrochevauchements profonds à vergence sud (Figure II.13). Ceux-ci auraient pu former une zone triangulaire frontale induisant la surrection de l'avant-pays (Minguely et al., 2008). Compte tenu de la proximité des fronts varisque et calédonien dans cette région (Pharaoh et al., 1993 ; Van Grootel et al., 1997 ; Mansy et al., 1999 ; Pharaoh, 2018), ces rétrochevauchements

profonds dans le Socle Brabançon représenteraient d'anciens chevauchements calédoniens enfouis, réactivés lors de la propagation des chevauchements varisques vers le nord (Minguely et al., 2008) (Figure II.13).

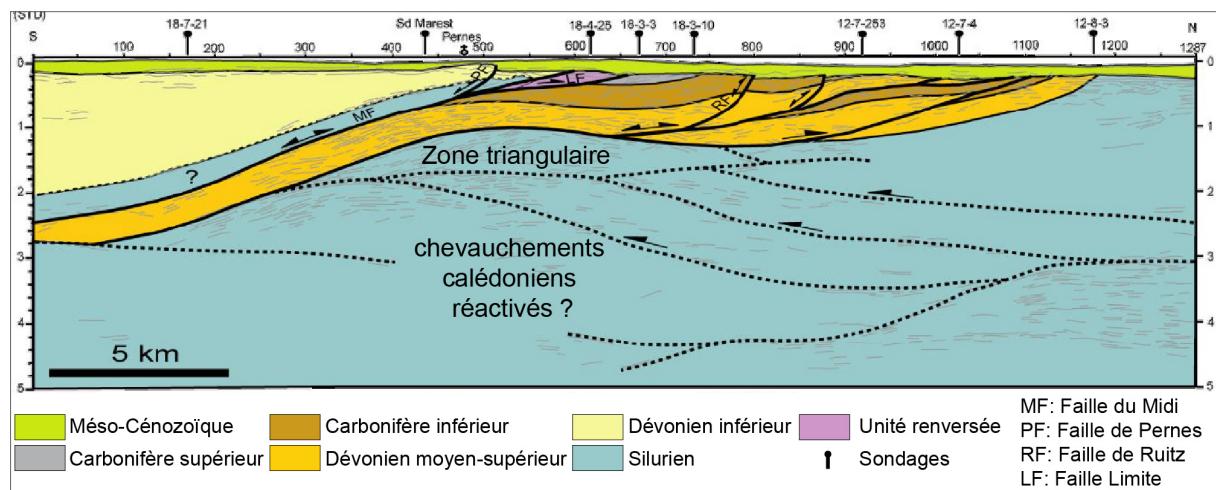


Figure II.13 : Profil sismique interprété BM84G illustrant la structure profonde du Front Nord Varisque dans l'Artois et mettant en évidence une zone triangulaire profonde entre les chevauchements varisques à vergence nord et des chevauchements profonds (calédoniens ?) à vergence sud (modifié de Minguely, 2007; Minguely et al., 2008).

1.3.2. Déformations tardi-varisques et post-varisques du Front Nord Varisque

La fin de l'orogenèse varisque a marqué le début d'une longue période d'érosion au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien) et tout au long du Mésozoïque, aboutissant à la pénéplanation de la chaîne varisque. Le Front Nord Varisque a été recouvert à partir du Crétacé d'une couverture sédimentaire discordante.

L'érosion de la chaîne varisque est contemporaine de plusieurs phases de déformations tardi- à post-varisques. Au Pennsylvanien supérieur (Stéphanien)-Permien, le Front Nord Varisque (et la chaîne varisque dans son ensemble) a connu une phase d'extension tardi- à post-orogénique, associée à l'affaissement tardi-orogénique des reliefs varisques (Malavieille et al., 1990). Ces événements sont à l'origine de la formation d'accidents tardi-varisques majeurs, disposés en relai le long du front entre le Boulonnais et l'Artois (Averbuch et al., 2001 ; Mansy et al., 2003 ; Minguely et al., 2010) (Figure II.4b). Ces accidents correspondent à de grandes failles subverticales, orientées WNW-ESE (N110-130°). Dans l'Artois, ils correspondent aux failles, autrefois appelées les « failles épocrétacées » (Gosselet, 1908), respectivement du sud vers le nord, les failles de Pernes, Marqueffles, Ruitz et Sains. Ce sont de grandes failles normales subverticales à pendage sud, déformant les séries paléozoïques et recoupant la Couverture Mésocénozoïque. Elles ont notamment été observées lors d'analyse de données sismiques (Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010), gravimétriques et magnétiques (C.F.P. et al., 1965 ; Everaerts et Mansy, 2001).

Les travaux réalisés à partir des données géophysiques et des données de subsurface acquises lors de l'exploitation minière ont mis en évidence une déformation polyphasée des accidents majeurs dans l'Artois et le Boulonnais (Figure II.14). Ils se sont formés suite à l'inversion tectonique négative de chevauchements varisques, réactivés en failles normales listriques durant la phase extensive tardi-varisque (§ A.2.3), de la fin du Carbonifère (Stéphanien) au début du Permien (Bouroz, 1948, 1956 ; Averbuch et al., 2001 ; Mansy et al.,

2003 ; Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010). Ce rejet est notamment à l'origine de l'individualisation de petits bassins sédimentaires syn-tectoniques au sud des failles de l'Artois, comblés par des séries conglomeratiques rouges, discordantes sur les dépôts paléozoïques (Bouroz, 1956 ; Mériaux, 1961 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010). Dans le Boulonnais, l'analyse de l'activité de la zone faillée de Ferques, caractérisée par une structure en fleur, a également mis en évidence l'influence de décrochements senestres, témoignant d'un épisode transtensif tardi-varisque associé à une extension NNW-SSE et une compression ENE-WSW (Averbuch et al., 2001). Il a été montré que, par la suite, une majorité des failles tardi-varisques ont connu une inversion tectonique positive, associée à un jeu inverse au Cénozoïque, résultant de l'accommodation lointaine des phases de compression alpine et pyrénéenne (Bouroz, 1956 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Mansy et al., 2003 ; Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010) (Figure II.14). Cette inversion est notamment responsable de la surrection des collines de l'Artois et de la structuration en horst du Boulonnais.

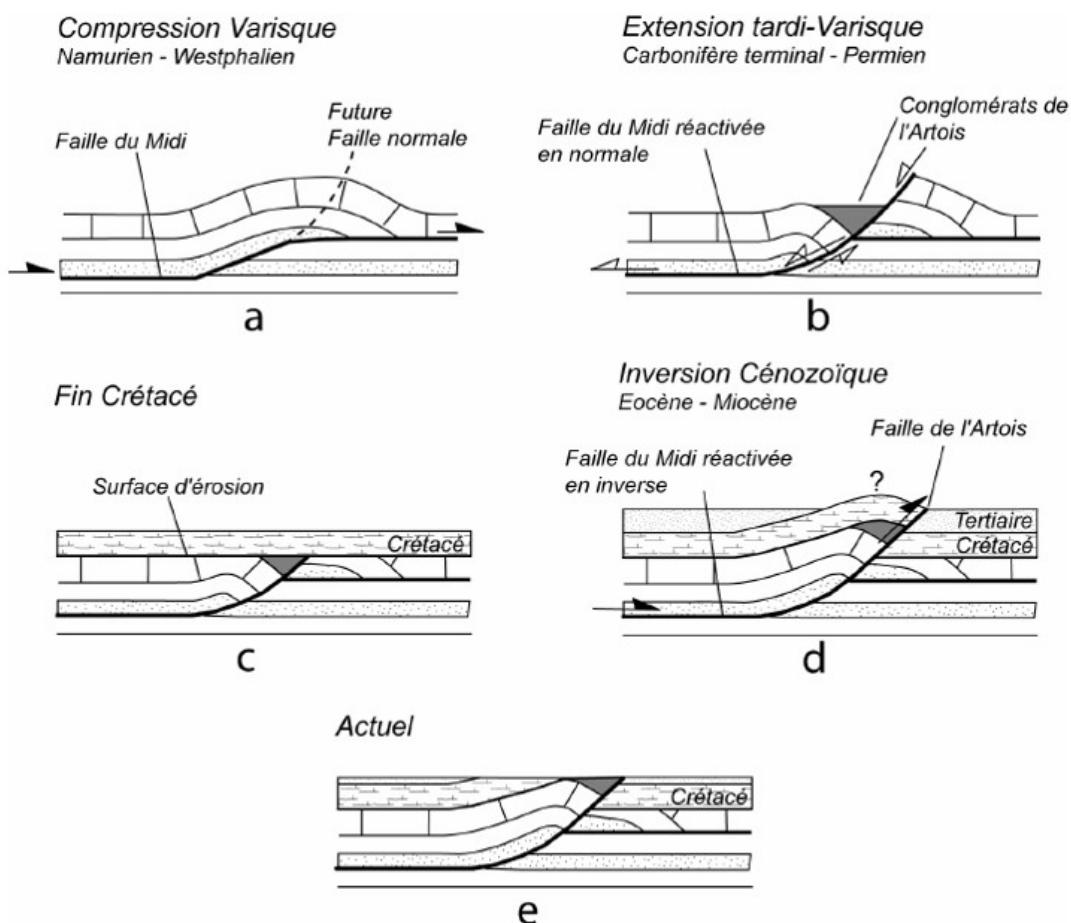


Figure II.14: Modèle d'évolution cinématique des failles de l'Artois (Minguely, 2007).

Plus au nord, dans l'avant-pays brabançon, l'anticlinal faillé du Mélantois-Tournaïs, orienté N100-110° et caractérisé par une structure en fleur, résulte lui aussi d'une déformation polyphasée tardi-varisque à Cénozoïque (Hennebert, 1998 ; Minguely, 2007). Les failles inverses de Gaurain-Ramecroix et d'Haubourdin bordant la charnière de l'anticlinal se seraient formées au cours d'un épisode transtensif tardi-varisque et aurait été inversées lors de la phase compressive au Cénozoïque (Hennebert, 1998 ; Minguely, 2007). L'anticlinal se serait développé suite à cette phase de raccourcissement.

2. Géologie du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais

2.1. Structure du BHNPC

Le bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais (BHNPC) a été largement étudié pendant plus d'un siècle d'exploitation minière. Encore aujourd'hui, la synthèse géologique de Bouroz et al. (1963) constitue la référence géologique et structurale du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais. Ce bassin d'avant-pays molassique synorogénique, développé le long du front de chevauchement nord-varisque de la fin du Mississippien au Pennsylvanien moyen (autrefois Namurien-Westphalien, *c.a.* 320-305 Ma), est situé au sud de Lille, dans la région de Lens, Douai et Valenciennes. Il s'étend sur 85 km d'est en ouest entre la frontière belge et l'Artois, et sur 15 km du nord au sud entre l'avant-pays brabançon et la Faille du Midi. Ce bassin s'étend vers l'est en Belgique (bassin de Mons et de Namur). A l'ouest, le bassin disparaît dans la région de Saint Omer-Fruges où la Faille du Midi n'est plus définie et où les failles de l'Artois s'amortissent.

Le BHNPC est divisé, du sud au nord, en trois massifs tectoniques par des chevauchements majeurs (Bouroz et al., 1961 ; Becq-Giraudon, 1983) (Figure II.16a). Au mur de la faille du Midi se trouve le Massif de Dornignies-Denain-Crespin qui est équivalent à l'unité des EMR. Il est limité au nord par la Faille Barrois (ou la Faille Limite en Artois). Les sous-massifs de Dornignies et Denain sont séparés par un ensemble de deux chevauchements majeurs : le Cran de Retour et la Faille du Midi d'Abscon. Les EMR ont une structure synclinale renversée vers le nord, le flanc sud renversé chevauchant le flanc nord normal le long du Cran de Retour et de la Faille du Midi d'Abscon (Pruvost, 1939) (Figure II.15). Plus au nord, le Massif intermédiaire de Bruay-Lens-Barrois-Cuvinot (Becq-Giraudon, 1983) ou Courcelles-Wallers-Vicq (Bouroz et al., 1961) est situé entre la Faille Barrois (ou la Faille Limite en Artois) et la Faille Chalard/Pruvost, (noms respectifs à l'est et à l'ouest du BHNPC). Enfin, au nord de la Faille Chalard/Pruvost se trouve le Massif de Douvrin-Oignies-Vieux Condé (Becq-Giraudon, 1983) ou d'Ostricourt-Marchiennes-Condé (Bouroz et al., 1961).

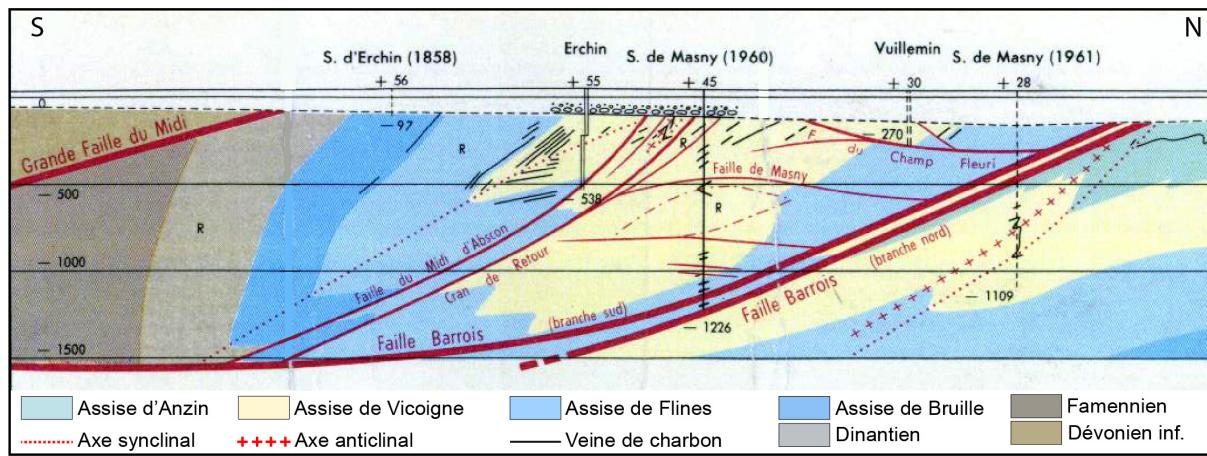


Figure II.15 : Extrait de la coupe n°4 de Bouroz et al. (1963) illustrant la structure des EMR entre la Faille du Midi et la Faille Barrois.

Le BHNPC a une orientation générale E-W. Dans la région de Douai, il a une forme particulière en V, caractéristique d'une zone de virgation (Figure II.16a). Cette virgation a longtemps été expliquée par la présence entre Douai et Valenciennes de l'anticlinal transverse

(NE-SW) de Marchiennes, antérieur à l'orogenèse varisque, qui aurait joué le rôle de butée sur laquelle les chevauchements et le Front Nord Varisque se seraient moulés (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983). Les travaux plus récents (Lacquement, 2001 ; Lacquement et al., 2005) suggèrent plutôt une influence de la structuration précoce de l'avant-pays par un réseau de failles normales N70° et N130° (rifting Rhéno-Hercynien) (§ A.2.1).

Cette zone de virgation divise le BHNPC en deux régions structuralement différentes, une région orientale entre Douai et la Belgique, et une région occidentale à l'ouest de Douai jusqu'à l'Artois (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983 ; LeGall, 1994).

- *Région orientale*

La région orientale est structurée selon une direction axiale E-W à N50-70°, par de nombreux plis et par une succession de chevauchements varisques peu pentés (5-10°) à vergence nord (Bouroz et al., 1961 ; Becq-Giraudon, 1983) (Figure II.16 a-b). Quelques failles normales sont également présentes. Cette région comprend l'unité développée des EMR. Elle est également caractérisée par une épaisseur très importante de dépôts houillers, pouvant atteindre jusqu'à 3500 m (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983).

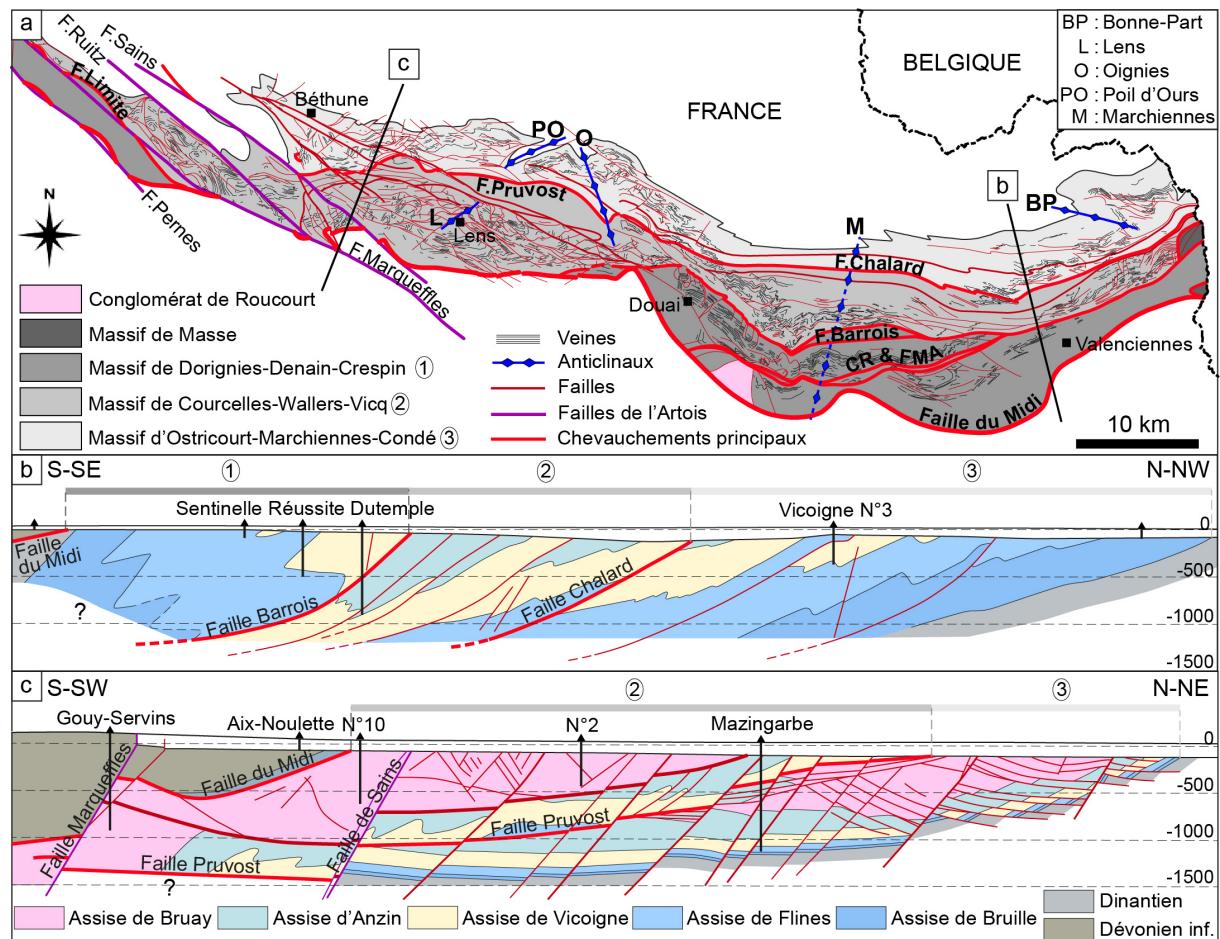


Figure II.16. a. Carte structurale des massifs tectoniques du BHNPC à la côte -300 m (modifié de Bouroz et al., 1963 ; Becq-Giraudon, 1983). CR : Cran de Retour ; FMA : Faille du Midi d'Abscon. b. Coupe géologique illustrant le style structural de la partie orientale du BHNPC (modifié de Bouroz et al., 1961). c. Coupe géologique illustrant le style structural de la partie occidentale du BHNPC (modifié de Bouroz et al., 1963).

- *Région occidentale*

La région occidentale du BHNPC est structurée par des plis de direction axiale N100-110° et par des chevauchements varisques à plus fort pendage (15-20°), d'orientation N110-130° (Figure II.16 a-c). Il n'existe pas d'unité renversée (type EMR) dans cette région, mis à part dans l'Artois. La série houillère est également beaucoup moins épaisse (1200 m environ) (Chalard, 1960 ; Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983). La région occidentale est également structurée par un grand nombre de failles normales (ou « faille d'effondrement ») tardi-varisques subverticales à pendage sud, d'orientation N110-130° et à fort rejet, déformant par endroit les chevauchements (Figure II.16a-c). Dans l'Artois, les quatre failles normales subverticales majeures sont définies du nord au sud, comme les failles de Sains, Ruitz, Marqueffles et Pernes (Gosselet, 1908 ; Bouroz, 1948, 1956). Elles sont également appelées les failles « épicrétacées » car elles ont été réactivées au Tertiaire et affectent le Crétacé. La cinématique de déformation polyphasée de ces structures tardi- à post-varisques est décrite plus haut (§ B.1.3.2).

- *Le cas des structures transverses*

Les régions orientale et occidentale du BHNPC sont recoupées par plusieurs structures transverses (Becq-Giraudon et al., 1982) (Figure II.16a). L'anticlinal de Marchiennes, évoqué plus haut, est situé entre Douai et Valenciennes. Il est orienté NE-SW (N40-50°) et est antérieure à l'orogenèse varisque et formait une zone de moindre subsidence lors du développement du bassin d'avant-pays, à l'origine d'une sédimentation houillère moins importante (Becq-Giraudon et al., 1982). Le haut-fond de Saint-Omer, limitant le BHNPC à l'ouest, représente une structure anté-varisque comparable. D'autres structures anticlinales transverses majeures ont été observées dans le BHNPC (Figure II.16a), d'est en ouest, l'anticlinal de Bonne-Part (ESE-WNW), l'anticlinal d'Oignies (N-S à NNW-SSE) et les anticlinaux de Lens et Poil d'Ours (N50°). Certaines de ces structures déforment les chevauchements et plis longitudinaux varisques du BHNPC, témoignant de leur activité tardive.

2.2. Lithostratigraphie du BHNPC

2.2.1. Stratigraphie du BHNPC

Dans le BHNPC, les dépôts molassiques synorogéniques namuriens-westphaliens (Mississien supérieur-Pennsylvanien moyen, *c.a.* 330-307 Ma) reposent en concordance sur les séries carbonatées de la plateforme viséenne sous-jacente. Ils ont été intensivement analysés et décrits tout au long de l'exploitation minière, notamment au sein des puits et des galeries minières. La stratigraphie des dépôts namuriens-westphaliens du BHNPC est divisée en 5 formations ou « assises » : chronologiquement, les Assises de Bruille, Flines, Vicoigne, Anzin et Bruay (Figure II.17). Ces formations sont composées de sous-formations ou « faisceaux ». Le Namurien est formé de l'Assise de Bruille (Faisceau Stérile et Faisceau de St-Georges), plus ancienne, et de la partie inférieure de l'Assise de Flines (Faisceau de Marie). Le Westphalien A est formé de la partie supérieure de l'Assise de Flines (Faisceau d'Olympe) et de l'Assise de Vicoigne (Faisceaux de Modeste et Chandeleur), le Westphalien B correspond à l'Assise d'Anzin (Faisceaux de Meunière et de Pouilleuse) et le Westphalien C-D correspond à l'Assise de Bruay (Faisceaux de Six-Sillons, d'Ernestine, de Dusouich et d'Edouard) (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983) (Figure II.17). Les assises westphaliennes sont délimitées par des

niveaux stratigraphiques repères : les niveaux marins de la « Passée de Laure », de « Poissonnière » et de « Rimbert », observés dans l'ensemble de bassin.

Système	Séries	Etages (ICS)	Etages (NW Europe)	Puissance maximale (en m)		Assises	Faisceaux	Puissance des faisceaux (en m)		Niveaux marins
				Ouest	Est			Ouest	Est	
CARBONIFERE	Pennsylvanien	Moscovien	Westphalien D	330	510	Assise de Bruay	d'Edouard	130	260	Rimbert Wingles Poissonnière
			Westphalien C	440	980		de Dusouich	200	250	
		Bashkirien	Westphalien B	250	680	Assise d'Anzin	d'Ernestine	220	360	
			Westphalien A	135	610		de Six-Sillons	220	620	
			Namurien	57	720		de Pouilleuse	100	350	
	Mississippien	Serpukhovien				Assise de Vicoigne	de Meunière	150	330	
							de Chandeleur	90	240	
							de Modeste	30	180	
						Assise de Flines	d'Olympe	15	90	Passée de Laure
							de Marie	45	360	
						Assise de Bruille	de St Georges	12	220	
							Stérile	0	140	

Figure II.17: Stratigraphie du Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais (modifié de Bouroz, 1969; Becq-Giraudon, 1983).

Les dépôts molassiques synorogéniques du BHNPC ont une puissance totale comprise entre 1200 et 3500 mètres (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Delmer et al., 2001). Les assises houillères ont des épaisseurs très variables, de l'ordre de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres, diminuant de l'est vers l'ouest du bassin (Chalard, 1960 ; Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983) (Figure II.17). Ces variations d'épaisseur remarquables sont révélatrices d'une subsidence plus faible à l'ouest du BHNPC dans l'Artois, considérée comme liée à la surrection associée au développement de structures profondes (Minguely, 2007).

2.2.2. Faciès et paléoenvironnements de dépôts

Au Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen, la forte subsidence du BHNPC créée par la charge orogénique croissante de la chaîne varisque, et l'augmentation des apports sédimentaires détritiques issus de l'érosion des reliefs varisques en surrection, ont provoqué une régression majeure à l'avant du Front Nord Varisque. Cette régression est à l'origine de l'évolution progressive du paléoenvironnement de plateforme carbonatée au Viséen, à un environnement paralique de transition au Namurien-Westphalien. D'épaisses séries majoritairement détritiques se sont déposées au sein du BHNPC subsident au Namurien-Westphalien ; elles sont décrites ci-dessous.

- *Namurien*

Les dépôts namuriens inférieurs de l'Assise de Bruille sont formées de schistes plus ou moins calcaires, d'ampélites (schistes fossilifères riches en matière organique et en pyrite), de phtanites (schistes silicifiés en bancs fins), de grès et de bancs calcaires riches en fossiles. Ils se sont déposés dans un environnement de pro delta à plaine deltaïque à influence majoritairement marine (Delmer & Ancion, 1954 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Delmer et al., 2001 ; Dusar, 2006).

Les dépôts namuriens supérieurs de l'Assise de Flines comprennent des schistes silteux (parfois à goniatites), des psammites, des grès parfois conglomératiques, quelques bancs fins de calcaires marins et quelques veines de charbon peu développées. Ces faciès se sont déposés dans des environnements lagunaire, fluviatile et de plaine deltaïque à influence majoritairement

continentale (Delmer & Ancion, 1954 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Delmer et al., 2001 ; Dusar, 2006).

- *Westphalien*

Les assises westphaliennes de Vicoigne, Anzin et Bruay sont peu différenciées. Elles sont formées d'une succession rythmique de paraséquences ou cyclothèmes, comprenant de la base au sommet un paléosol, une veine de charbon, des schistes riches en fossiles végétaux et des conglomérats et grès granodécroissants (Bouroz, 1969 ; Dollé, 1970 ; LeGall, 1994 ; Delmer et al., 2001 ; Dusar, 2006 ; Izart, 2007). La répétition de ces cyclothèmes traduit les changements rapides des conditions de sédimentation, contrôlés par les variations des conditions climatiques, eustatiques et tectoniques (Figure II.18). A chaque cycle, la matière organique à l'origine des veines de charbon s'est accumulée dans un environnement calme anoxique peu profond de tourbière ou mangrove. Elle a été recouverte par des argiles (devenues schistes) transgressives de plaine deltaïque, puis par des grès fluviatiles de plaine d'inondation déposés dans un contexte régressif (Figure II.18).

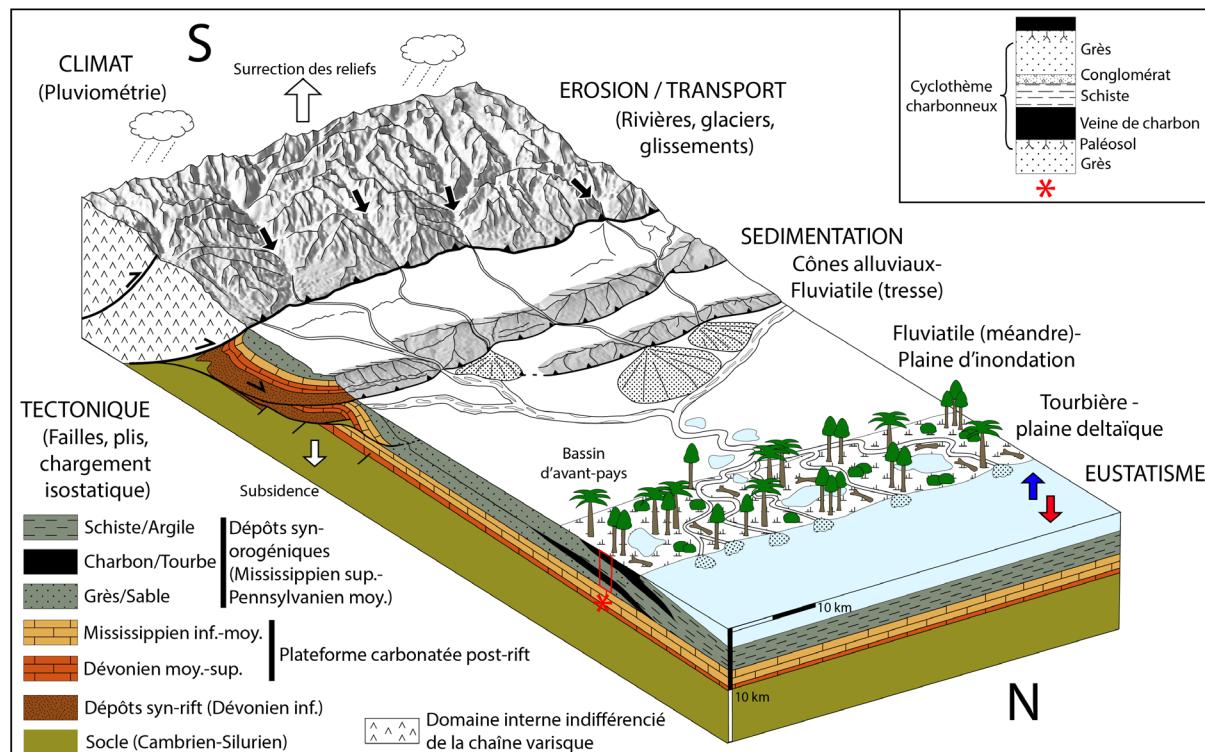


Figure II.18: Schéma synthétique de la dynamique du Front Nord Varisque dans le nord de la France au Namurien-Westphalien (modifié de Gravelleau, 2008). L'encart en haut à droite illustre un cycle de dépôt (cyclothème) des séries houillères namuro-westphaliennes dans le BHNPC (modifié de De Wever & Baudin, 2015).

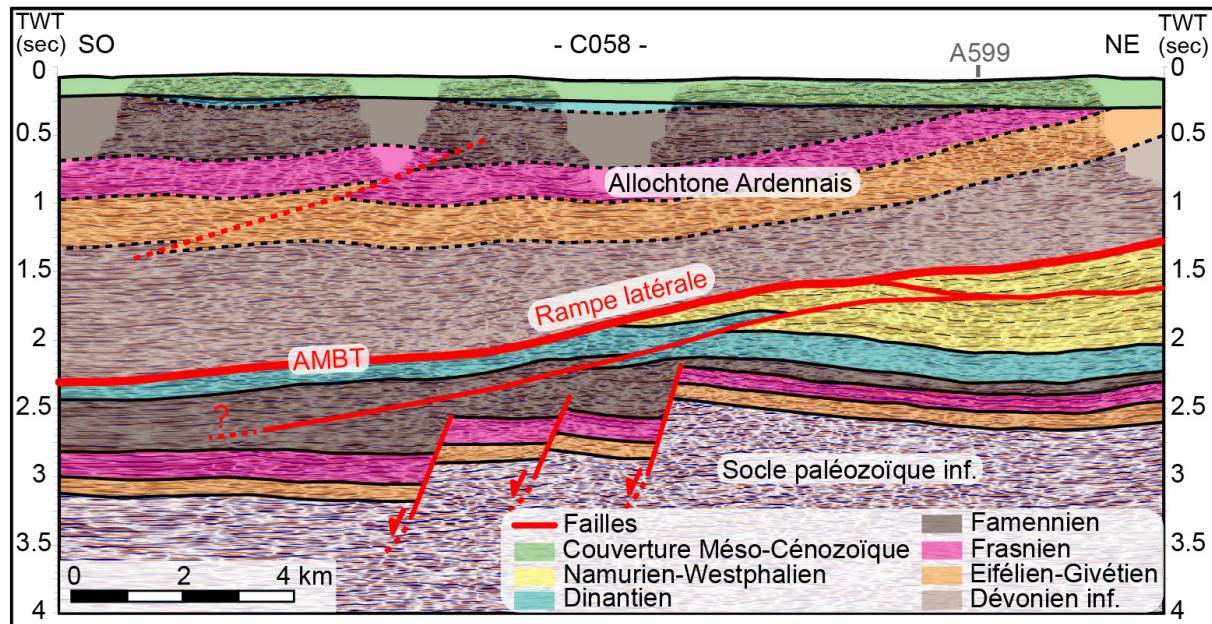
De fins niveaux argileux très riches en kaolinite et contenant des débris végétaux carbonisés, sont fréquemment intercalés entre ou proches des veines de charbon (Chalard, 1951 ; Dollé, 1954, 1962 ; Legrand, 1962 ; Chalard, 1967 ; Kimpe, 1969). Ces niveaux sont appelés des « tonsteins ». Ils ont une origine volcano-sédimentaire et sont liés à des éruptions volcaniques explosives ayant eu lieu au cours du Westphalien. Ils sont particulièrement abondant au sein du Westphalien C (Assise d'Anzin). Leur grande extension géographique en

fait de très bons repères stratigraphiques à l'échelle régionale voir internationale (Bouroz et al., 1953 ; Chalard, 1967 ; Buisine et al., 1969 ; Kimpe, 1969).

Les séries détritiques fluvio-deltaïques du Westphalien sont interrompues par 4 niveaux marins : les niveaux marins de la Passée de Laure, de Poissonnière, de Wingles et de Rimbert (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983). Ces niveaux sont généralement formés de calcaires plus ou moins schisteux riches en fossiles marins. Ils témoignent de transgressions marines majeures au Westphalien, issues de variations glacio-eustatiques. Les niveaux marins de la Passée de Laure, de Poissonnière et de Rimbert sont présents dans l'ensemble du BHNPC et constituent des repères stratigraphiques majeurs. Ils délimitent notamment les assises du BHNPC.

Chapitre III.

Géométrie et cinématique du Front Nord Varisque dans le nord de la France : apports des interprétations sismiques



Interprétation du profil sismique retraité C058.

Chapitre III. Géométrie et cinématique du Front Nord Varisque dans le nord de la France : apports des interprétations sismiques

A. Objectifs

Ce chapitre a pour objectif de définir la géométrie de premier et second ordre du Front Nord Varisque dans le nord de la France entre l'Artois et la Belgique et d'établir un modèle d'évolution cinématique cohérent, à partir de l'interprétation de profils de sismique réflexion retraités dans le cadre de la thèse. Comme évoqué dans la présentation du contexte géologique (Chapitre II), la structure profonde du Front Nord Varisque dans le nord de la France a jusqu'à présent été étudié localement dans la région de Valenciennes (Lacquement, 2001), dans l'Artois (Minguely, 2007), le long du profil ECORS (Cazes et al., 1985) et dans le bassin minier du Nord-Pas-de-Calais (e.g., Bouroz et al., 1963 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Le Gall, 1994). L'approche 3D adoptée dans le cadre de la thèse, grâce à l'interprétation des nouvelles données sismiques, permet de définir les variations latérales de la géométrie du Front Nord Varisque entre l'Artois et la Belgique et de fournir une image 3D inédite de sa structure.

Ce chapitre s'articule en trois parties. Dans un premier temps, les données et la méthode utilisée pour interpréter les profils sismiques sont détaillés. Le corps de ce chapitre est ensuite présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé pendant la thèse et publié dans la revue *Tectonics* en 2021 :

Laurent, A., Averbach, O., Beccaletto, L., Gravaleau, F., Lacquement, F., Capar, L., & Marc, S. (2021). 3-D Structure of the Variscan Thrust Front in Northern France: New insights From Seismic Reflection Profiles. Tectonics, 40, e2020TC006642.

Enfin des compléments d'interprétation sismique et de discussion sont apportés à la fin de ce chapitre afin de compléter la présentation des éléments structuraux caractéristiques du Front Nord Varisque dans le nord de la France.

B. Données et méthode

1. La sismique réflexion terrestre : principe et méthode d'acquisition

1.1. Principe

La sismique réflexion est une méthode géophysique fournissant des images continues du sous-sol en 2D ou 3D, de quelques dizaines de mètres jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres en profondeur. Cette technique est basée sur les lois physiques de propagation des ondes sismiques dans la croûte terrestre et de leur réflexion sur les discontinuités du sous-sol. Les discontinuités correspondent à des interfaces séparant de manière nette deux couches géologiques d'impédance acoustique différente, généralement la base ou le sommet des couches géologiques. L'impédance acoustique Z correspond au produit de la densité (ρ) et de la vitesse de propagation (V) des ondes sismiques dans la roche ($Z = \rho * V$). L'impédance acoustique est influencée par plusieurs facteurs, notamment la lithologie, la porosité, la perméabilité, la

cimentation, le type de fluide présent dans les pores ou encore la pression lithostatique de la roche. La sismique réflexion a des applications variées. Elle est utilisée par exemple en exploration pétrolière pour repérer les pièges pétroliers du sous-sol, en hydrogéologie et en géothermie afin de caractériser les aquifères, dans le cadre des projets de stockage profond ou encore de génie civil, etc...

1.2. Méthode d'acquisition

Les ondes sismiques sont générées au niveau d'un point source à la surface du sol, généralement par un camion vibreur (Vibroseis) ou à l'aide d'explosifs (Figure III.1). Ces ondes sismiques, comprenant des ondes de volume (compression P et cisaillement S) et des ondes de surface (Love et Rayleigh), se propagent alors dans le sous-sol. Lorsqu'elles rencontrent une discontinuité, les ondes sismiques sont en partie transmises à travers cette discontinuité et en partie réfléchies sur cette discontinuité. Les ondes sismiques réfléchies remontent vers la surface et sont enregistrées par des récepteurs régulièrement espacés, appelés géophones (Figure III.1). Le dispositif « source-récepteurs » est déplacé progressivement d'une faible distance entre chaque acquisition ou « tir », le long d'un profil défini au préalable, et l'opération d'acquisition est répétée.

L'ensemble des traces sismiques enregistrées par chaque géophone sont représentées sous la forme d'une section sismique définissant la position des réflecteurs (contrastes nets d'impédance acoustique) et donc des surfaces géologiques en profondeur. Les variations d'amplitude des réflecteurs représentent les variations d'impédance plus ou moins fortes entre les différentes couches. La profondeur est exprimée en temps double, c'est-à-dire le temps mis par l'onde sismique pour atteindre la discontinuité et revenir à la surface. D'autres ondes sismiques (directes, coniques, surface) sont également enregistrées sur la section sismique lors de cette opération.

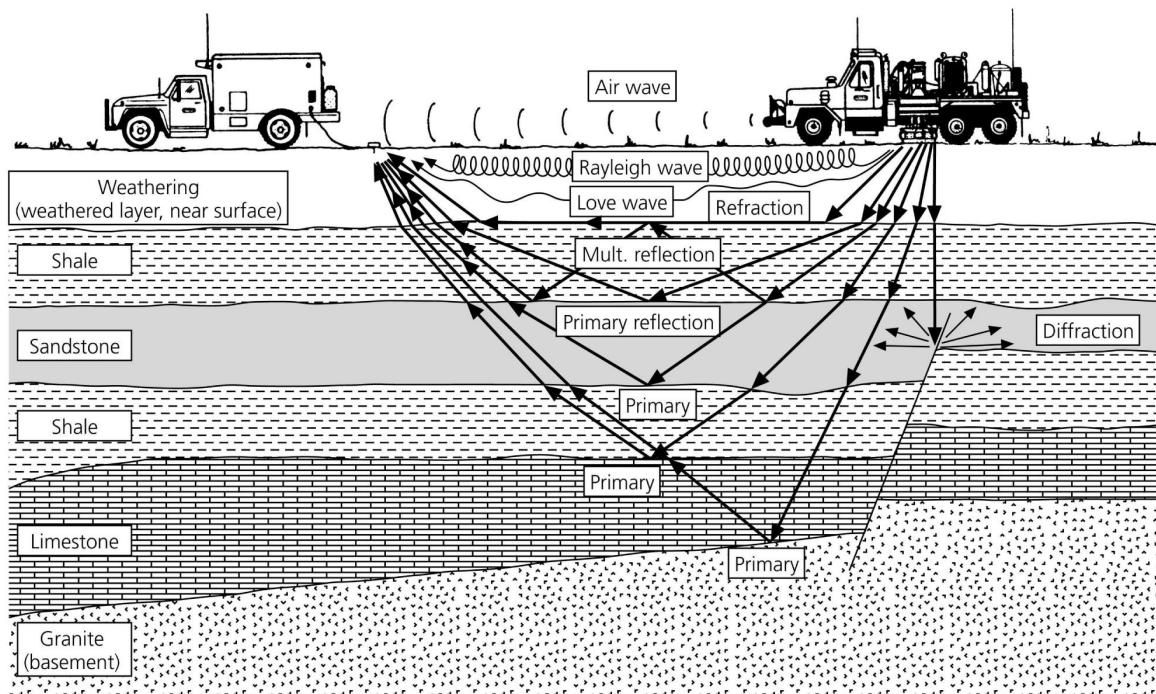


Figure III.1: Schéma illustrant la méthode d'acquisition des données sismiques terrestres à l'aide d'un camion Vibroseis (Stein & Wysession, 2003).

2. Sélection et préparation des données

2.1. Données pétrolières disponibles dans le Nord-Pas-de-Calais

Dans les années 1960, la partie nord du Bassin de Paris (Nord-Pas-de-Calais et le nord de la Picardie) a fait l'objet d'une exploration pétrolière intense par différentes compagnies pétrolières : CFP¹, Shell-PCRB²-SAFREP³ ou COPESEP⁴, Esso REP⁵, RAP⁶ et SNPA⁷. La prospection était répartie au sein de cinq concessions : Montreuil (CFP), Cambrai (CFP), Arras-Avesnes (COPESEP), Armentières (SNPA et Esso REP) et Saint Omer (RAP). Une quantité considérable de données a été acquise durant cette décennie. Entre 1961 et 1964, 249 core-drills (carottages) ont été forés dans le nord de la France (CFP (M) et al., 1965) (Figure III.2). Ces forages, dont la profondeur varie entre 20m et 418m, avaient pour objectif la reconnaissance du Paléozoïque sous la Couverture Méso-Cénozoïque. Ils ont généralement été accompagnés par des mesures de diagraphies électriques et de pendagmométrie. Le Paléozoïque a notamment été reconnu et daté grâce à des analyses minéralogiques, palynologiques, des analyses des microfaciès, de la microfaune et de la macrofaune. Six forages profonds d'exploration ont également été réalisés dans le Nord-Pas-de-Calais durant les années 1960 : Gouzeaucourt 101 (3711.5 m), Montigny 101 (1860 m), Calais 101 (1033.9 m), Frevillers (757.5 m), Jeumont 1 (4938.1 m) et Annappes 1 (1210 m). Ces données ponctuelles ont été complétées par l'acquisition de 1520 km de profils de sismique réflexion (Figure III.2), de 40154 mesures gravimétriques et de 30352 km de profils aéromagnétiques par ces mêmes compagnies pétrolières (CFP (M) et al., 1965). Dans les années 1980, deux nouveaux permis d'exploration ont été accordés à Total et HBL⁸, propriétaires respectifs des concessions de Boulogne-Maubeuge et Oigny. Ces compagnies ont acquis 92 profils de sismique réflexion, soit 1763 km (Figure III.2). Deux nouveaux forages profonds d'exploration ont également été réalisés : Epinoy 1 (3952 m) et Auvernaux 101 (2244 m).

Ces données sont essentielles pour fournir une image concrète du Front Nord-Varisque enfoui sous la Couverture Méso-Cénozoïque. La base de données de forages industriels disponible dans le cadre de la thèse comprend 227 core-drills peu profonds (< 400m) et les 8 forages d'exploration profonds (Figure III.2). Ces derniers sont généralement bien documentés : des rapports de fin de sondage, des fiches descriptives de carottes, des fiches stratigraphiques, des logs fondamentaux ou encore des diagraphies, apportent de nombreuses informations quant aux lithologies et la stratigraphie, aux propriétés physico-chimiques, et à l'identification et la caractérisation des niveaux réservoirs (porosité, perméabilité, saturation). Le détail des informations et documents associés à ces forages est consultable en annexe (*Annexe 2*).

¹ Compagnies Française des Pétroles

² Compagnie des Produits chimiques et Raffineries de Berre

³ Société anonyme française de recherches et d'exploitation du pétrole

⁴ Compagnie des Pétroles du Sud-Est de Paris

⁵ Esso de Recherches et d'Exploitation Pétrolières

⁶ Régie Autonome des Pétroles

⁷ Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine

⁸ Houillères du Bassin de Lorraine

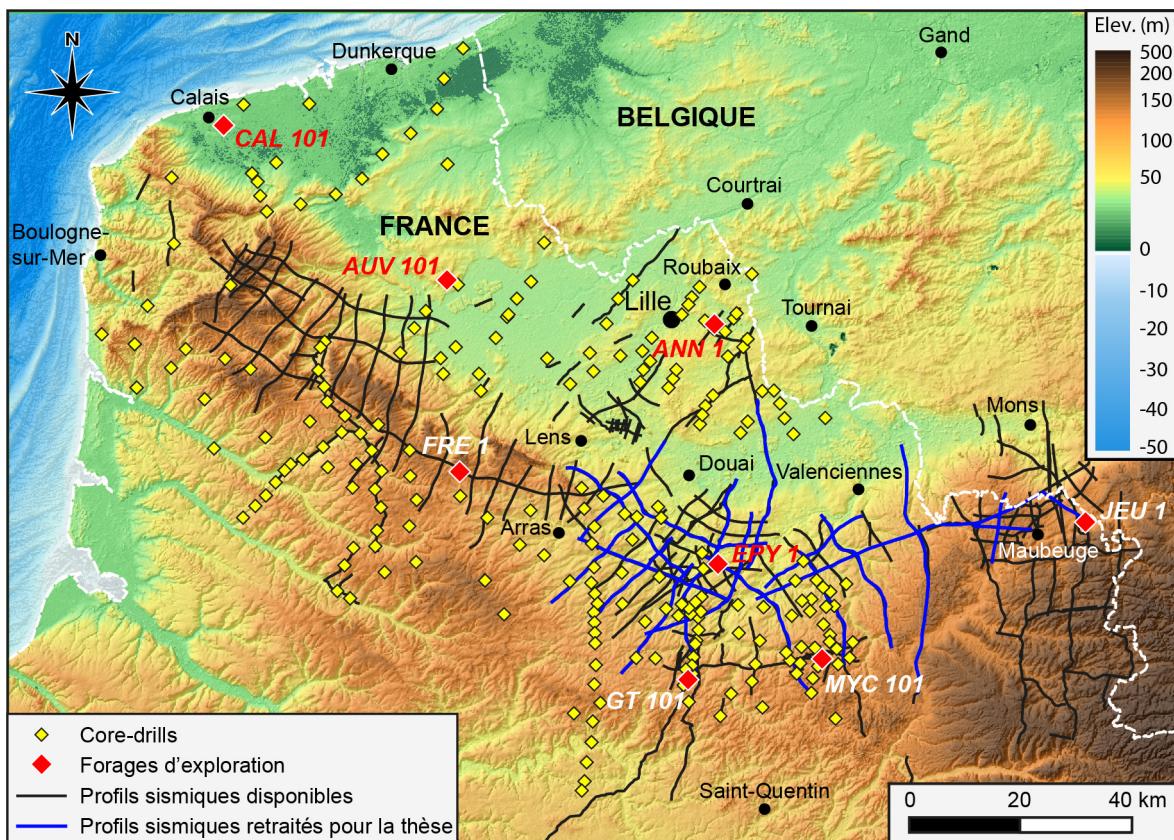


Figure III.2 : Carte de localisation des données pétrolières disponibles dans le Nord-Pas-de-Calais. (MNT : Copernicus 25m). ANN 1 : Annappes 1 ; AUV : Auvernaux 101 ; CAL 101 : Calais 101 ; EPY 1 : Epinoy 1 ; FRE 1 : Frevillers 1 ; GT 101 : Gouzeaucourt 101 ; JEU 1 : Jeumont 1 ; MYC 101 : Montigny-en-Cambresis 101.

2.2. Données sismiques sélectionnées

Parmi les 189 profils de sismique réflexion industriels existant dans le Nord-Pas-de-Calais, une sélection a été réalisée afin de définir ceux permettant de mieux contraindre la géométrie du Front Nord Varisque dans la région du Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais (BHNPC). Cette sélection a été basée sur la position, l'orientation, la qualité et la disponibilité des différents profils. Au total, 21 profils de sismiques réflexion, représentant une longueur de 532 kilomètres, ont été sélectionnés afin d'être retraités et interprétés (Figure III.2). Ces profils couvrent principalement l'Allochtone Ardennais au sud et atteignent localement le bassin minier et le Parautochtone Brabançon au nord. Ces lignes sismiques ont des orientations variées, parallèles, orthogonales ou obliques à la direction de raccourcissement varisque (SSE-NNW), permettant d'imager la structure du Front Nord Varisque selon plusieurs directions et ainsi d'approcher sa structure en 3D. Les profils sismiques sélectionnés ont tous été acquis en 1980-1981 au sein de la concession de Boulogne-Maubeuge par la CGG. Ils ont une profondeur d'investigation de 5 secondes temps-double, soit environ 7-8 km, et une résolution verticale d'environ 25-30 mètres. Les informations détaillées relatives à ces profils sismiques sont disponibles en annexe (*Annexe 3*).

2.3. Retraitements des données sismiques

Les données sismiques brutes, issues de l'acquisition des différents profils, ne peuvent pas être exploitées en l'état et nécessitent d'être retraitées avant de pouvoir procéder à leur interprétation. Parmi les 21 profils sismiques sélectionnés, 4 profils ont été retraités lors de projets précédents, en 1998 (M146) et 2005 (M168, M588 et C576-2). Les profils retraités en 2005 ont été directement intégrés à la base de données. Le traitement original en 1998 du profil M146 (Lacquement, 2001), indisponible au format numérique, a été vectorisé avant d'être intégré à la base de données. Les 17 autres profils ont été retraités dans le cadre de la thèse en 2018-2019 par le BRGM, par l'intermédiaire de l'entreprise sous-traitante GK Processing (Figure III.3) et sous la supervision de S. Marc et L. Capar du BRGM. Les informations relatives aux différents projets de retraitement des profils sismiques sont disponibles en annexe (*Annexe 3*). Les différentes étapes du retraitement des profils sont présentées ci-dessous.

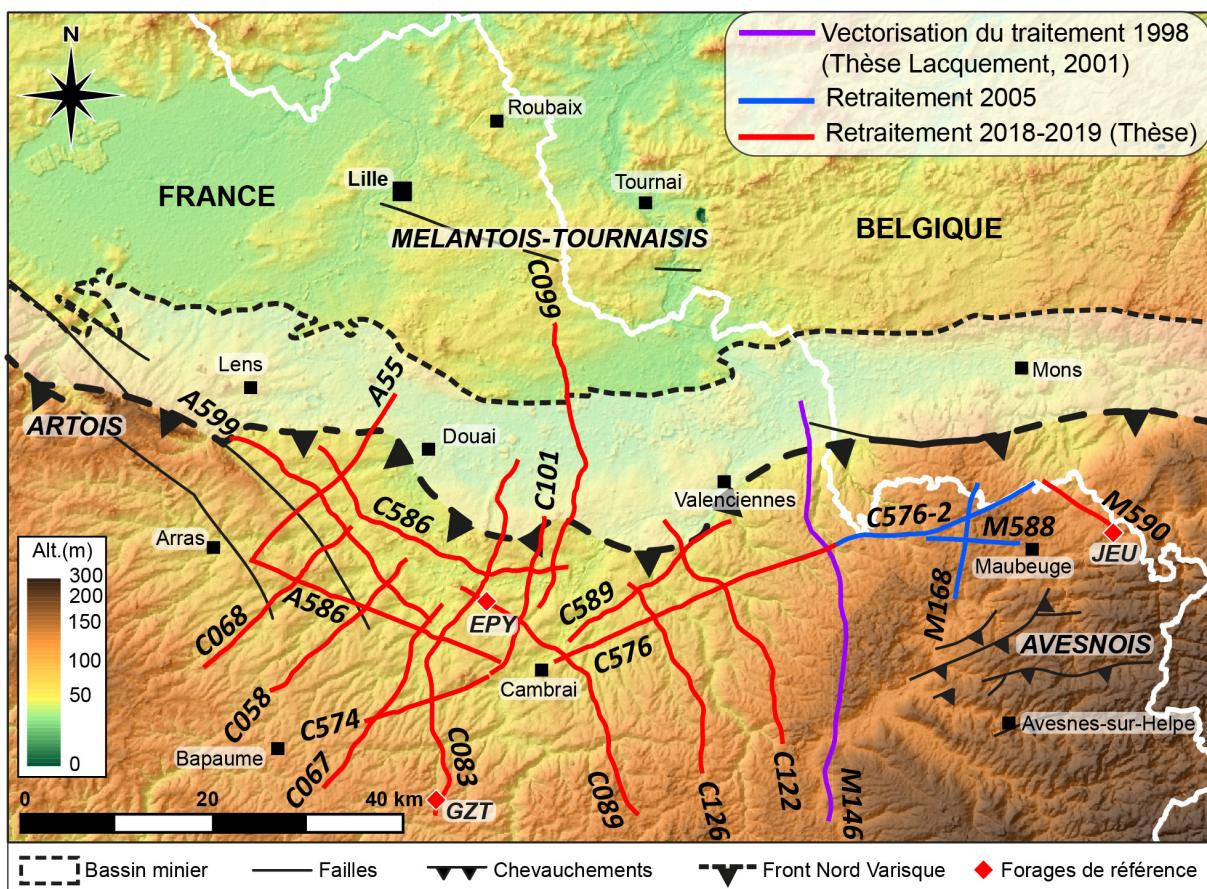


Figure III.3 : Carte géologique simplifiée du nord de la France mettant en évidence les projets de retraitement associés aux différents profils sismiques.

- « *CMP gather* »

Lors de l'acquisition, le déplacement progressif du dispositif « source-récepteur » permet d'acquérir plusieurs traces sismiques pour un même « Midpoint » ou point commun de réflexion, correspondant au point de réflexion situé à mi-distance entre la source et le géophone ; on parle de couverture multiple. Une mise en commun des traces sismiques ayant le même « Mid Point » (CMP : Common Mid Point ou « CMP gather ») et contenant donc la même information sur les réflecteurs a été réalisée dans un premier temps.

- *Analyse de vitesse et correction NMO*

En raison des variations de la distance source-récepteur (*offset*) utilisée pour acquérir les différentes traces sismiques d'un même « CMP gather », des variations de temps de parcours des ondes réfléchies sur un même réflecteur sont observées entre les différentes traces du CMP. Une analyse de vitesse a été réalisée afin de corriger cet effet, appelé « Normal Move-Out » ou NMO. Cette analyse permet de déterminer pour chaque réflexion la vitesse théorique ou vitesse de stack, assimilée à une vitesse RMS (vitesse quadratique moyenne), permettant de corriger au mieux l'effet NMO.

- *Corrections « statiques »*

Les temps de propagation des ondes sont affectés par les conditions locales telles que les variations d'altitudes des géophones ou la présence dans le sous-sol de zones altérées superficielles responsables d'un ralentissement des ondes. Afin de supprimer ces effets, des corrections dites « statiques » ont été réalisées afin de repositionner les sources et récepteurs dans un seul plan ou « datum ». Le datum est fixé à une altitude de 100 mètres pour les profils retraités en 1998 (M146) et en 2018-2019, et à une altitude de 225 mètres pour les profils retraités en 2005.

- *Filtrage de fréquence*

Un filtrage de fréquence a été réalisé afin d'atténuer les signaux correspondant au bruit sismique (fréquences trop basses ou trop hautes) et de ne garder que les fréquences d'intérêt du profil sismique.

- *Migration pre-stack*

Différents artefacts liés aux structures présentes dans le sous-sol sont souvent observés sur les profils sismiques. Par exemple, des phénomènes de diffraction se produisent au niveau des discontinuités abruptes telles que les failles et créent des hyperboles de diffraction (Figure III.1). Afin d'atténuer ou d'éliminer ces artefacts et de reconstruire la géométrie exacte des réflecteurs en profondeur, une migration des profils sismiques a été effectuée. La migration reconstitue le champ d'ondes dans le sous-sol à partir des équations des ondes sismiques. Dans le cadre de cette étude, elle a été réalisée avant la sommation des traces sismiques (migration pre-stack).

- *Sommation des traces sismiques*

Une fois les différentes corrections réalisées (correction NMO, corrections statiques, filtrage de fréquence et migration), une sommation (« stacking ») des traces sismiques d'un même CMP a été réalisée afin de réduire le bruit et d'améliorer la qualité du signal sismique. Les traces sismiques sommées associées à chaque CMP ont ensuite été juxtaposées latéralement, afin de générer la ligne sismique prête pour l'interprétation.

3. Calage au puits

Avant de débuter l'interprétation des profils sismiques retraités, les surfaces géologiques permettant de définir la structure du Front Nord Varisque ont été sélectionnées (du haut vers le bas de la section géologique) : la discordance du toit du Paléozoïque à la base de la Couverture Méso-Cénozoïque, le chevauchement basal de l'Allochtone Ardennais (AMBT), les toits du

Dinantien, du Famennien, du Frasnien et du Dévonien moyen au sein du Parautochtone Brabançon, et enfin le toit du socle paléozoïque inférieur.

3.1. Principe

Afin d'identifier ces surfaces sur les profils sismiques retraités, un calage au puits ou calage temps-profondeur a été réalisé. Ce calage a pour objectif d'associer les profondeurs en temps des données sismiques aux profondeurs en mètres des forages, permettant ainsi de déterminer à quels réflecteurs sismiques correspondent les différentes surfaces stratigraphiques connues au sein des puits.

Le calage au puits repose dans un premier temps sur la génération d'un sismogramme synthétique, défini comme la trace sismique théorique correspondant aux variations d'impédance acoustique au sein des différentes couches rocheuses le long d'un puits donné. Différentes données sont nécessaires afin de produire un sismogramme synthétique :

(1) Une loi temps-profondeur associée au puits. Cette loi temps-profondeur établit des correspondances entre les profondeurs en mètres et les profondeurs en temps (simple ou double) équivalentes. Elle est généralement disponible à partir de données de carottages sismiques (checkshots ou VSP). Les « checkshots » mesurent, directement dans le forage, le temps de trajet d'une onde sismique P de la surface à une certaine profondeur. Le VSP ou profil sismique vertical, est une méthode d'acquisition de sismique de puits, utilisant une source fixe en surface et un récepteur déplacé à différentes profondeurs au sein du puits. La loi temps-profondeur peut également être générée par l'intégration d'un log de vitesse (Sonic).

(2) Un log ou une diagraphie de vitesse (Sonic ou DT) ;

(3) Un log ou une diagraphie de densité (RHOB) ;

(4) Une ondelette sismique, définissant les variations d'amplitude du sismogramme synthétique et représentant au mieux le signal sismique. Cette ondelette peut être théorique (ondelette Gaussienne, ondelette de Ricker, etc.) ou extraite à partir des données sismiques autour du puits.

Un sismogramme synthétique est généré selon les étapes suivantes. Dans un premier temps, l'échelle verticale des diagraphies de vitesse et de densité du forage est convertie en temps grâce à la loi temps-profondeur. Dans un second temps, l'impédance acoustique ($Z = \rho * V$) est calculée le long du forage à partir des logs de vitesse (V) et de densité (ρ). Le coefficient de réflexion RC , défini par la formule $RC = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$, est ensuite calculé. Il permet d'évaluer le contraste d'impédance acoustique entre deux couches (1 et 2), à l'origine de l'amplitude plus ou moins forte des réflecteurs. Enfin, le sismogramme synthétique est généré par convolution du coefficient de réflexion et de l'ondelette sismique.

Une fois le sismogramme synthétique créé, le profil sismique peut être calé au puits. Ce calage est réalisé en déplaçant, en étirant, ou en resserrant verticalement l'entièreté ou plusieurs intervalles du sismogramme synthétique, afin de correspondre à la trace sismique le long du puits. A l'issu du calage au puits, une nouvelle loi temps-profondeur associée au puits est générée.

Parmi les forages industriels disponibles dans le cadre de la thèse (2.1), trois forages de référence ont été sélectionnés afin de fournir les informations géologiques et géophysiques nécessaires au calage et à l'interprétation des profils sismiques : les forages d'exploration Epinoy-1, Jeumont-1 et Gouzeaucourt-101. Ce sont les seuls forages qui sont à la fois (1) proches des profils sismiques (< 2000 m), (2) assez profond pour traverser les unités et niveaux géologiques d'intérêt, et (3) qui ont des données de vitesses permettant de caler les profils sismiques au puits. Les calages au puits ont été réalisés à l'aide du logiciel IHS Kingdom Software et sont présentés ci-dessous.

3.2. Calage du profil C089 au forage d'Epinoy

Le forage d'Epinoy (EPY-1) est situé au nord-ouest de Cambrai, le long du profil sismique C089 (Figure III.3). Il a une profondeur totale verticale (Measured Depth ou MD) de 3952 m et traverse la Couverture Méso-Cénozoïque, l'Allocchte Ardennais et les séries renversées du Dévonien moyen, Frasnien, Famennien et Dinantien des Ecailles et Massifs Renversés (EMR). Il atteint le Carbonifère supérieur (Namurien) au sommet du Parautochtone Brabançon sous-jacent.

Le calage du profil C089 au forage d'Epinoy a été réalisé en suivant les étapes présentées ci-dessus (§ 3.1). Le sismogramme synthétique utilisé lors du calage a été généré à partir :

(1) d'une loi temps-profondeur issue de l'intégration des données de checkshots et du log Sonic du forage d'Epinoy réalisée à l'aide d'un outil spécifique du logiciel IHS Kingdom Software ;

(2) d'un log Sonic de vitesse disponible entre 51 et 3807 m de profondeur. La qualité de la diagraphie a été contrôlée au préalable et les valeurs aberrantes ont été supprimées ;

(3) d'une densité fixée à une valeur constante de 1, les diagraphies étant indisponibles ;

(4) d'une ondelette sismique extraite à partir des données sismiques situées dans un rayon de 500 m autour du forage d'Epinoy, soit 40 traces sismiques.

Le sismogramme synthétique généré le long du forage d'Epinoy et le calage du profil C089 associé sont illustrés dans la Figure III.4. Le calage a été réalisé entre 51 et 3807 m de profondeur, soit la quasi entièreté du forage. Il a permis d'identifier les réflecteurs sismiques correspondant au toit du Paléozoïque, à l'AMBT et aux toits des séries renversées des EMR (toits du Givetien, Frasnien, Famennien, Dinantien). Le forage d'Epinoy a ainsi été utilisé comme forage de référence permettant d'interpréter la structure interne des EMR.

3.3. Calage du profil M590 au forage de Jeumont

Le forage de Jeumont (JEU-1) est situé à l'est de Maubeuge, à l'extrémité sud du profil M590 (Figure III.3). Il a une profondeur totale verticale (MD) de 4938 m et traverse la Couverture Méso-Cénozoïque, l'Allocchte Ardennais et les séries normales du Namurien-Westphalien, Dinantien, Famennien, Frasnien, Givétien et Eifélien du Parautochtone Brabançon.

Le calage du profil M590 au forage de Jeumont a été réalisé en suivant les étapes présentées ci-dessus (§ 3.1). Le sismogramme synthétique utilisé lors du calage a été généré à partir :

(1) d'une loi temps-profondeur, issue de l'intégration des données de checkshots et du log Sonic du forage de Jeumont réalisée à l'aide d'un outil spécifique du logiciel IHS Kingdom Software ;

(2) d'un log Sonic de vitesse disponible entre 687 et 1186 m et entre 1811 et 4344 m de profondeur ; la qualité de la diagraphie a été contrôlée au préalable et les valeurs aberrantes ont été supprimées ;

(3) d'une densité fixée à une valeur constante de 1, les diagraphies étant indisponibles ;

(4) d'une ondelette sismique extraite des données sismiques situées dans un rayon de 1000 m autour du forage de Jeumont, soit 29 traces sismiques.

Le sismogramme synthétique généré le long du forage de Jeumont et le calage du profil M590 associé sont illustrés dans la Figure III.5. Le calage a été réalisé entre 687 et 4344 m de profondeur. Il a permis d'identifier précisément les réflecteurs sismiques correspondant à l'AMBT et aux toits du Dinantien et du Famennien du Parautochtone Brabançon. Le calage a permis indirectement de positionner les séries sous-jacentes connues au sein du forage (Frasnien, Givétien et Eifélien). Bien qu'approximatif, ce positionnement s'est révélé acceptable car les faciès sédimentaires connus au sein du puits apparaissent cohérents avec les faciès sismiques observés le long du puits. Le forage de Jeumont a servi de forage de référence permettant d'interpréter la structure interne du Parautochtone Brabançon.

3.4. Calage du profil C083 au forage de Gouzeaucourt

Le forage de Gouzeaucourt (GT-101), légèrement dévié, est situé au sud-ouest de Cambrai, à l'extrême sud du profil C083 (Figure III.3). Il a une profondeur totale (MD) de 3711 m et traverse la Couverture Méso-Cénozoïque et les séries du Dinantien, Famennien, Frasnien, Givétien et Eifélien de l'Allocchte Ardennais.

Le calage du profil C083 au forage de Gouzeaucourt a été effectué exclusivement à partir des données de carottage sismique du puits et de la loi temps-profondeur associée, issues de la campagne ECORS réalisée dans les années 1980s. Les diagraphies de vitesse existantes (Sonic) sont indisponibles au format numérique. L'analyse de la structure interne de l'unité allochtone n'étant pas l'un des objectifs de l'interprétation sismique, il n'a pas été jugé pertinent de numériser ces logs de vitesse et de produire un sismogramme synthétique. Ce calage a été réalisé à titre indicatif, afin d'identifier localement les séries de l'Allocchte Ardennais (C.5.3.).

4. Interprétation sismique

Une fois les marqueurs sismiques associés aux horizons géologiques d'intérêt identifiés au niveau des forages d'Epinoy et de Jeumont, ils ont été corrélés de proche en proche d'un profil à l'autre, en commençant à partir des lignes calées C083 et M590. Cette corrélation a été réalisée en comparant les faciès sismiques et en vérifiant la cohérence structurale 3D entre les profils. Les faciès sismiques caractéristiques des séries et surfaces interprétées sont décrits dans l'article (§ C.4.2.). Les failles normales et chevauchements, identifiés comme des surfaces de discontinuité délimitant deux ensembles de réflecteurs ayant des pendages apparents généralement différents, ont également été corrélés entre les profils. L'interprétation des profils sismiques a été réalisée dans un premier temps à partir des profils papier, et dans un second temps dans le logiciel IHS Kingdom Software.

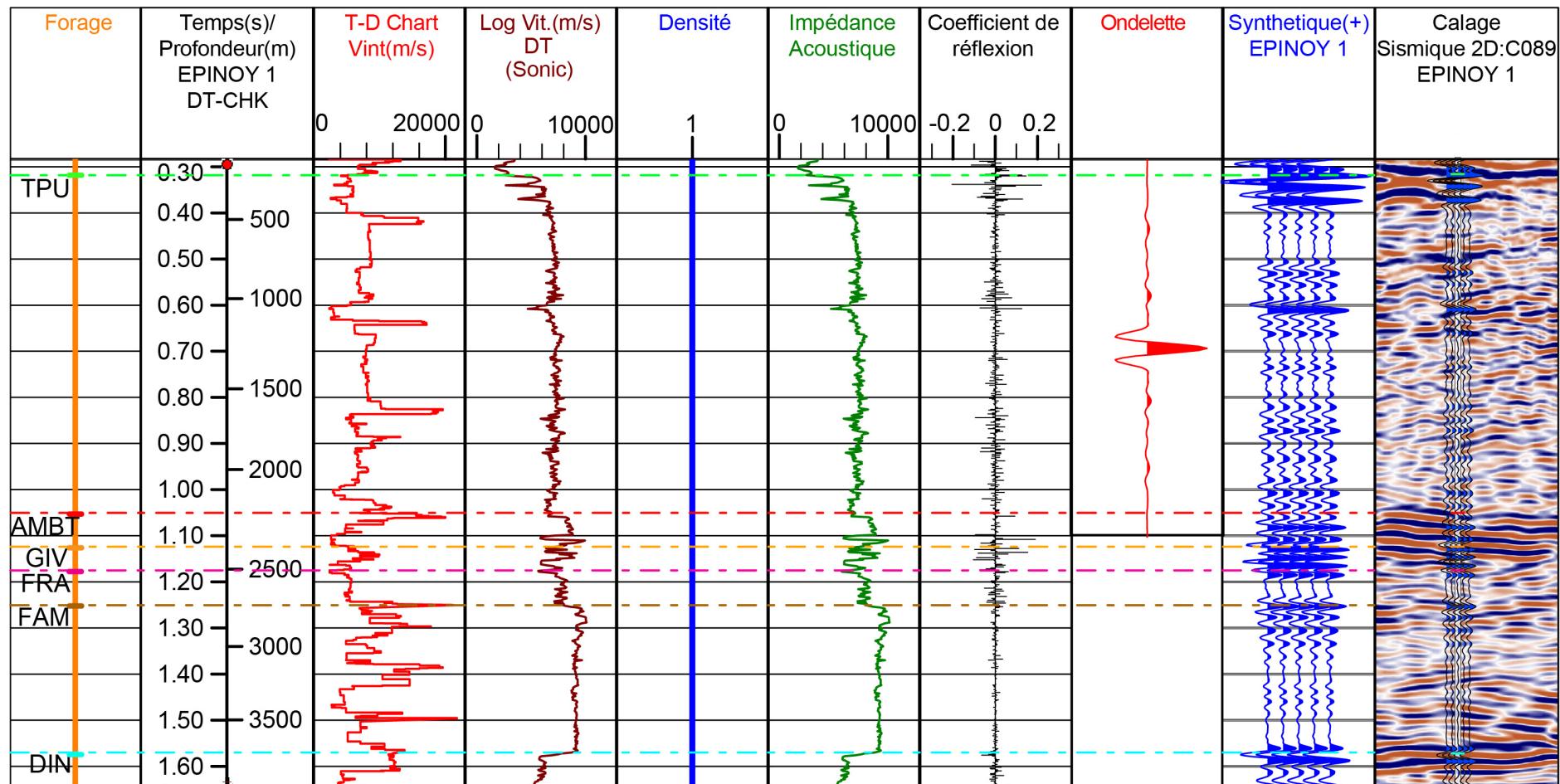


Figure III.4 : Génération du sismogramme synthétique d'Epinoy 1 et calage au puits sur le profil sismique C089.

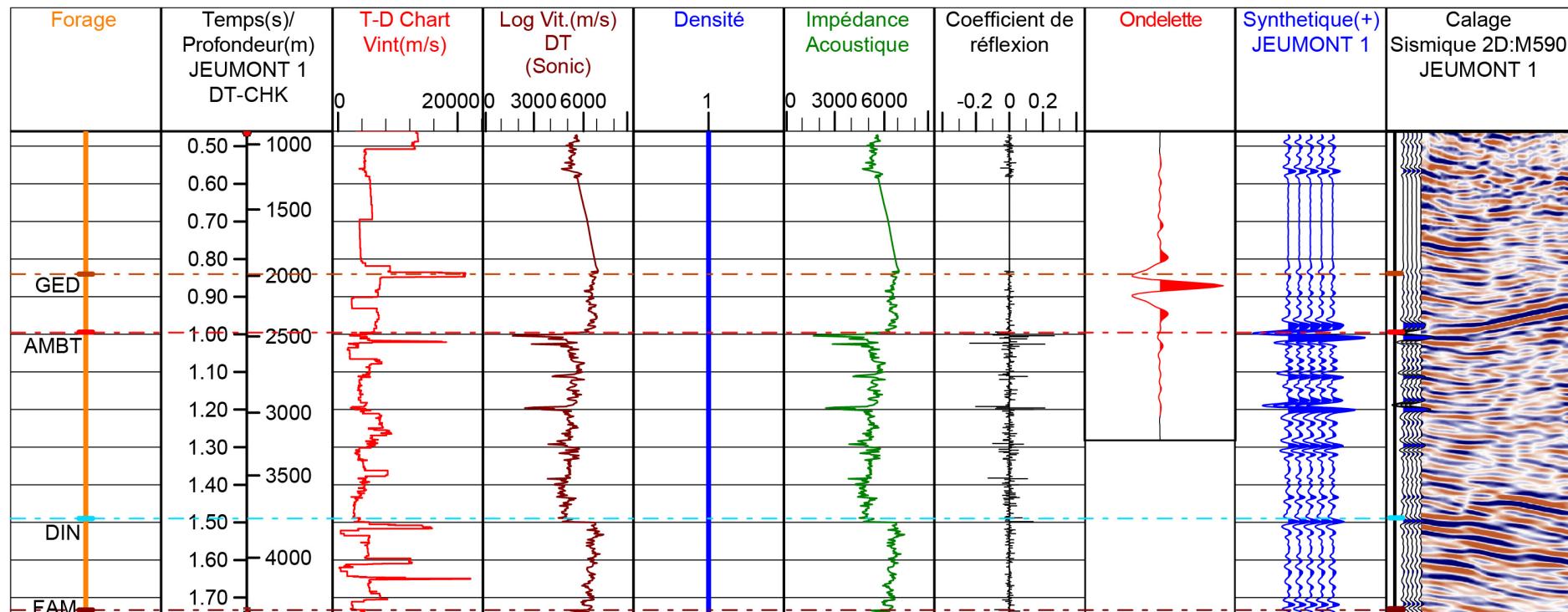


Figure III.5 : Génération du sismogramme synthétique de Jeumont 1 et calage au puits sur le profil sismique M590.

C. 3-D structure of the Variscan Thrust Front in northern France: new insights from seismic reflection profiles

Les résultats de l’interprétation des profils sismiques sont présentés dans cette partie sous la forme d’une publication scientifique (Laurent et al., 2021a), présentant la structure 3D de premier ordre du Front Nord Varisque dans le nord de la France et proposant une synthèse de l’évolution cinématique du front au Namurien-Westphalien. Afin d’introduire cet article, un résumé des résultats est présenté ci-dessous :

Dans le nord de la France, la géométrie 3D et l’évolution cinématique du Front Nord Varisque ont été étudiées à partir du retraitement et de l’interprétation de 532 kilomètres de profils de sismique réflexion industriels. Ces nouvelles données sismiques permettent de mieux contraindre les traits structuraux et cinématiques caractéristiques du front orogénique. Elles mettent particulièrement en évidence la localisation de l’allochtonie le long de la zone de chevauchement frontale principale (AMBT), ayant accommodée plus de 50 km du déplacement total des unités allochtones au-dessus de la marge sud-laurassienne (Parautochtone Brabançon). Elles montrent également l’important sous-charriage induit du bassin d’avant-pays (BHNPC) sous la zone de chevauchement frontal et son écaillage par un système de chevauchements hors-séquences (BEMR, Cran de Retour, Faille du Midi). Le complexe d’écailles et de massifs renversés (EMR) au mur de la Faille du Midi a été décrit et interprété comme le résultat de la dissection d’un anticlinal majeur au toit de l’AMBT, dont le flanc septentrional a été progressivement renversé et écaillé dû au cisaillement basal associé au développement hors-séquence de la Faille du Midi. Sous l’Allochtone Ardennais, le Parautochtone Brabançon est déformé par des chevauchements de second-ordre, souvent associé à des plis de rampes, et qui s’enracinent au sein de niveaux de décollement localisés à la base du Famennien ou à la transition Dinantien-Namurien. Les interprétations sismiques ont révélé l’existence de plis profonds affectant à la fois l’unité parautochtone et le socle paléozoïque inférieur et dont l’origine serait associée à la réactivation de rétrochevauchements profonds calédoniens dans le socle.

L’intégration 3D des interprétations sismiques grâce à la production de cartes structurales, a permis de mettre en évidence l’existence d’une rampe latérale majeure, orientée NW-SE, affectant à la fois le chevauchement frontal principal (AMBT) et la BEMR, et représentant une zone de relais majeure le long du front varisque. A la base du Parautochtone Brabançon, les séries du Dévonien moyen-supérieur sont déformées par des failles normales synsédimentaires orientées N60-80° et N110-130°, responsables de l’approfondissement et de l’épaississement de la séquence dévonienne vers le sud à sud-ouest. Cette pré-structuration de la marge sud-laurassienne a exercé un contrôle majeur sur la dynamique et la géométrie du Front Nord Varisque en localisant les rampes de chevauchement frontales et latérales pendant la croissance du prisme orogénique.

Les nouveaux apports de cette étude quant à la géométrie du Front Nord Varisque dans le nord de la France, sont discutés et mis en relation avec des exemples connus dans d’autres fronts de chaîne. Un modèle tectonique conceptuel reprenant les principales caractéristiques structurales et cinématiques de la zone de chevauchement frontale nord varisque est proposé à la fin de cet article.

Tectonics

RESEARCH ARTICLE

10.1029/2020TC006642

Key Points:

- Seismic data emphasize the large underthrusting of the Carboniferous foreland basin beneath the northern France Variscan thrust wedge
- 3-D imaging of the main thrust Allochton Main Basal Thrust evidences a major lateral ramp segmenting the frontal thrust zone
- Inherited normal faults from the Laurussian margin exerted a major control on the dynamics and segmentation of the thrust front

Correspondence to:

A. Laurent,
aurore.laurent@univ-lille.fr

Citation:

Laurent, A., Averbuch, O., Beccaletto, L., Graveleau, F., Lacquement, F., Capar, L., & Marc, S. (2021). 3-D structure of the Variscan thrust front in northern France: New insights from seismic reflection profiles. *Tectonics*, 40, e2020TC006642. <https://doi.org/10.1029/2020TC006642>

Received 11 DEC 2020

Accepted 16 JUN 2021

3-D Structure of the Variscan Thrust Front in Northern France: New Insights From Seismic Reflection Profiles

A. Laurent¹ , O. Averbuch¹ , L. Beccaletto² , F. Graveleau¹ , F. Lacquement² , L. Capar² , and S. Marc²

¹Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187-LOG-Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, Lille, France, ²BRGM, Orléans, France

Abstract In NW Europe, the late Carboniferous Variscan collision between the Laurussia and the Armorica-Gondwana continental blocks led to the development of a crustal-scale north-verging thrust system along the southern Laurussian margin. In northern France, the 3-D geometry and kinematics of the Variscan deformation front have been investigated on the basis of reprocessing and interpreting 532 km of industry-level seismic reflection profiles. This extensive seismic imaging provides new constraints on the structural and kinematic features of the orogenic front. It particularly emphasizes the localization of displacement along the main frontal thrust zone that accommodated more than 50 km of total displacement of the allochthonous units above the foreland. It also highlights the induced large underthrusting of the foreland basin below the frontal thrust zone, and its truncation in a general out-of-sequence mode of thrust propagation. We built structural maps that led to better delineating a major NW-SE lateral ramp along the main frontal thrust. The Mid-Upper Devonian series within the flexured foreland were deformed at depth by N060–080° trending and N110–130° trending syn-sedimentary normal faults that led to their south-to southwestward thickening. These pre-existing structures along the margin have exerted a primary control on the ensuing dynamics and geometry of the Northern Variscan Front by localizing both the frontal and lateral ramps during thrust wedge growth.

1. Introduction

Mountain fronts and foreland basins have been extensively studied in the past 50 years (e.g., Nemecok et al., 2005; Lacombe et al., 2007; Poblet & Lisle, 2011; Hammerstein et al., 2020 and references herein). They provide a record of the kinematic history of thrust propagation into the foreland, as well as of the orogenic relief erosion (e.g., Allen et al., 1986; Vann et al., 1986; DeCelles & Giles, 1996; Ziegler et al., 2002; Ford, 2004; Ortner et al., 2015). The dynamics of mountain-belt formation has been investigated in the frame of the accretionary wedge model that compares (for good mechanical reasons) the formation of a mountain belt with a pile of gravels pushed by a moving bulldozer (Chapple, 1978; Dahlen et al., 1984; Davis et al., 1983). Additionally, the style of deformation propagation of the thrust front within the foreland has been often investigated either in a first-order thin-skinned or a thick-skinned mode (e.g., Bally et al., 1966; Dahlstrom, 1969; Boyer & Elliott, 1982; Butler, 1987; Lacombe & Mouthereau, 2002), depending on the effect of basement structure on the deformed cover in the orogenic wedge.

One of the main parameters controlling the structural diversity of a foldbelt front is the rheology of the foreland rocks. Changes in the mechanical coupling between the propagating thrust wedge and its foreland sequence, along with regional structural inheritance (pre-existing basement faults and 3-D configuration of décollements) exert a primary control on the evolution of mountain-belts (e.g., Butler, 1989; Moore, 1989; Huiqi et al., 1992; Gutscher et al., 1996; Kley et al., 1999; Ziegler et al., 2002; Lacquement et al., 2005; Butler et al., 2006; Ravaglia et al., 2006). The importance of mechanical stratigraphy and structural inheritance has been demonstrated in numerous mountains fronts (e.g., Fitz-Diaz et al., 2011; Butler et al., 2018; Legeay et al., 2020) and by different analog and numerical modeling approaches (e.g., Ravaglia et al., 2006; Graveleau et al., 2012; Hughes, 2020). Surface processes (erosion and sedimentation) are also important factors controlling the structural evolution of mountain belts (Fillon et al., 2013; Konstantinovskaya & Malavieille, 2005; Malavieille, 2010; Storti & McClay, 1995) because they determine the sedimentary fluxes between the hinterland and the foreland. As a result of these heterogeneities in foreland rheological properties and changes in erosion and sedimentation rates, a large diversity of 3-D geometries and kinematics

can be observed in fold-and-thrust belts. It includes for examples triangle zones, buried thrust fronts, in-sequence versus out-of-sequence thrusting, duplexes, fore-versus back-thrusting, folding versus faulting, etc (e.g., Jones, 1982; Banks & Warburton, 1986; Price, 1986; Vann et al., 1986; Morley, 1986, 1988; Averbuch et al., 1995; Tozer et al., 2006; Ortner et al., 2015; Von Hagke & Malz, 2018).

Mountain fronts represent also a very privileged target for the exploration and exploitation of natural resources because subsidence of the foreland basin associated to the combined effects of thrusting and syn-orogenic sedimentation, have allowed the development, migration and trapping of hydrocarbons (Lacombe et al., 2007; McClay, 2004; Needham et al., 2004; Nemcok et al., 2005). Recently, studies of foreland basin geology found also some additional applications for renewable energy and particularly geothermal energy. Thus, high temperature waters have been investigated and drilled in reservoirs buried a few kilometers in foreland basins. This is the case in the Alps, where temperatures reach about 80–140°C under the molassic foreland basin in Germany (Farquharson et al., 2016), or along the fossil Variscan belt of northern Europe, where warm waters around 60–70°C are exploited in southern Belgium (Delmer et al., 1982; Licour, 2012).

In order to gain insights on foreland fold-and-thrust belt dynamics, we investigated the geometry and kinematics of the Northern Variscan Front in northern France. This mountain front is an ancient, deeply eroded fold-and-thrust belt that was active 300 Ma ago. Our study is based on the interpretation of 532 km of reprocessed seismic reflection profiles covering a 5,130 km² area. The various orientations of the seismic profiles allow to intersect the main regional structural features and to build for the first time a comprehensive 3-D view of this portion of the Northern Variscan thrust front. Results highlight the geometry of a major lateral ramp segmenting the main frontal thrust. They also emphasize the control of structural inheritance (normal faults) of the underthrust margin on the deformation pattern of the thrust wedge.

2. Geological Setting

2.1. Outline of the Devonian-Carboniferous Geodynamic Evolution in Northern France

The late Paleozoic geodynamics of northern France was controlled by the growth of the Variscan mountain belt, a major orogenic system that extends across several thousands of kilometers across Europe (Figure 1). The Variscan orogen resulted from a polyphased collisional process between the Laurussia and Gondwana paleocontinents from Mid-Devonian (ca 380 Ma) to late Carboniferous times (ca 305 Ma). This accounted for the progressive closure of a complex set of interacting oceanic basins and the accretion of microcontinents (e.g., Matte, 2001; Franke, 2006; Ballèvre et al., 2009). The northern deformation front corresponds to the inverted southern Laurussian margin (Figure 1).

The latter was primarily structured during a major rifting phase from Early (Lochkovian) to Middle Devonian (Eifelian) that resulted in the opening of a relatively narrow oceanic realm called the Rheno-Hercynian Ocean (Franke, 1992, 2000; Franke et al., 1995; Meilliez et al., 1991; Oncken et al., 2000; Shail & Leveridge, 2009). The Rheno-Hercynian oceanic basin is considered to have formed in a back-arc tectonic setting above the north-verging subducting slab of the South Armorican-Moldanubian Ocean (Averbuch & Piromallo, 2012; Cobert et al., 2018; Franke, 1992; Franke et al., 1995; Golonka, 2020; Oncken et al., 1999; Shail & Leveridge, 2009; Ziegler, 1989).

Extensional deformation, although of lesser importance than during the rifting stage, persisted until the end of the Devonian (Famennian) as demonstrated by tectono-sedimentary studies in the Belgian Ardennes (Préat & Boulvain, 1988; Thorez & Dreesen, 1986) and in southern England (Leveridge, 2011; Shail & Leveridge, 2009). The southern Laurussian margin was dissected by a series of N50–70° and N110–130° striking normal faults that delimited the Dutch-Belgian Brabant continental high along its south-eastern and south-western borders (Meilliez et al., 1991; Smit et al., 2018; Van Hulten, 2012). During the syn-rift subsidence, thick Lower Devonian siliciclastics sediments were deposited in the distal part of the Laurussian margin (Ardennes, Rhenish Slate belt) (Figure 2). During the post-rift phase that lasted from Mid-Late Devonian to early Carboniferous times, a large-scale transgressive carbonate platform formed above the slowly subsiding Laurussian margin and Brabant basement high (Figure 2).

During the Late Devonian and Mississippian, a general N–S convergence caused the gradual closure of the Rheno-Hercynian Ocean by southward subduction beneath the Armorican-Saxothuringian block (Averbuch

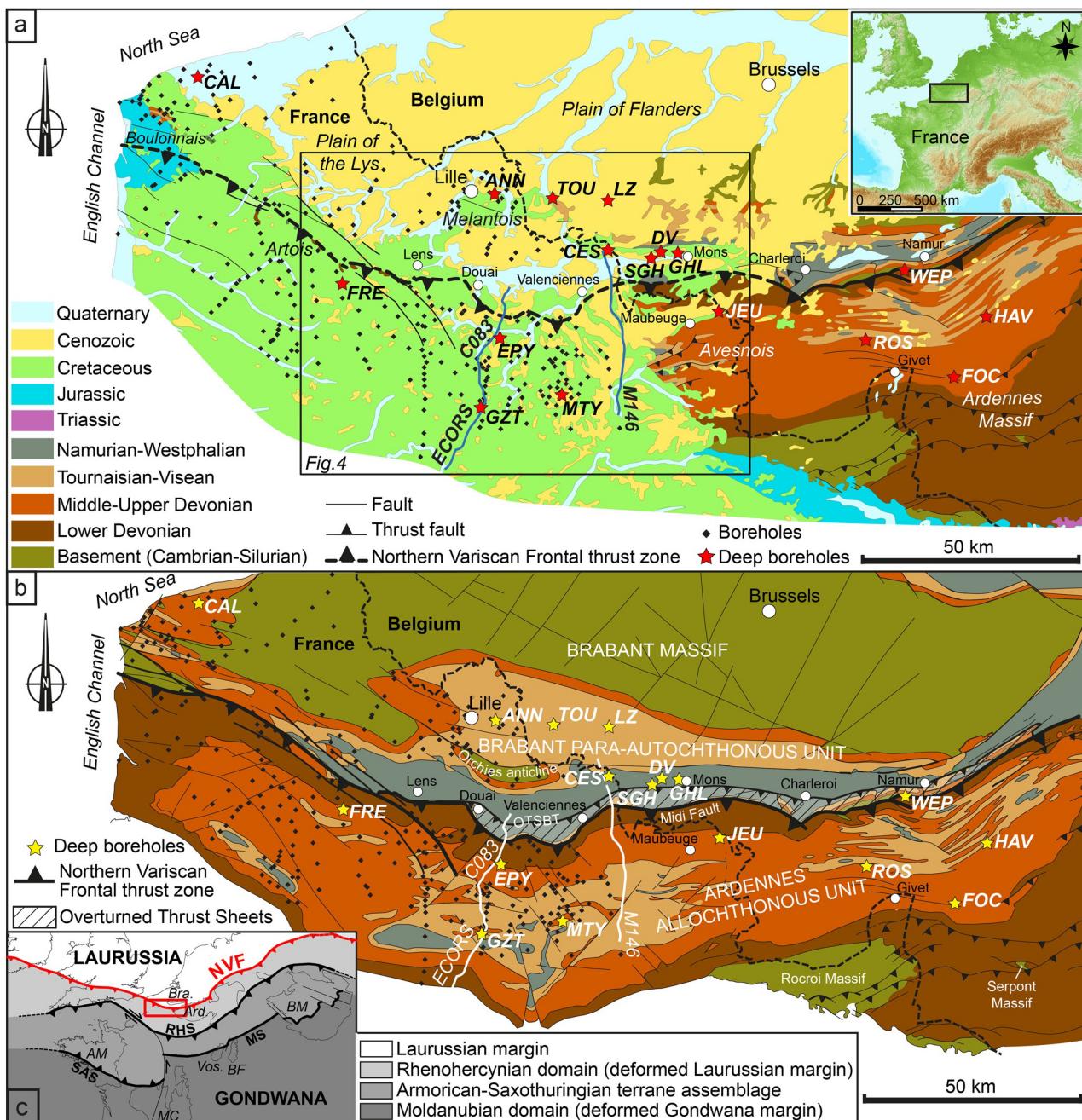


Figure 1. (a) Simplified geological map of northern France-southern Belgium (modified from the geological map of France, scale 1:1,000,000, Chantraine et al., 2003). The black frame corresponds to the location of Figure 4. (b) Structural map of the Variscan basement in northern France-southern Belgium (modified from C.F.P. et al., 1965 and Averbach et al., 2004). This map is based on outcrop, well and geophysical data. The location of the Northern Variscan Front is based on previous studies. Borehole legend: ANN: Annappes; CAL: Calais; CES: Condé-sur-l'Escaut; DV: Douvrain; EPY: Epinoy; FOC: Focant; FRE: Frevilliers; GHL: Ghlin; GZT: Gouzeaucourt; HAV: Havelange; JEU: Jeumont; LZ: Leuze; MTY: Montigny-en-Cambrésis; ROS: Rosières; SGH: Saint-Ghislain; TOU: Tournai; WEP: Wépion. c. Sketch map of the Variscan orogenic system in NW Europe (modified from Guillot et al., 2020). NVF: Northern Variscan deformation front; MS: Moldanubian suture; RHS: Rhenohercynian suture; SAS: South Armorican suture; AM: Armorican Massif; Ard.: Ardennes; BF: Black Forest; BM: Bohemian Massif; Bra: Brabant Massif; MC: Massif Central; Vos.: Vosges.

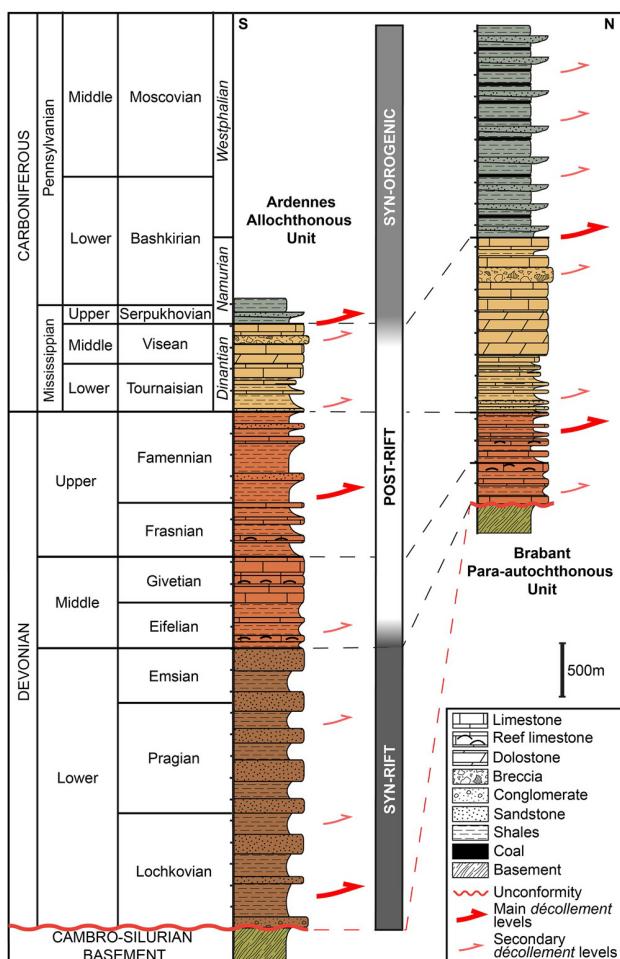


Figure 2. Synthetic lithostratigraphic logs of the Ardennes Allochthonous Unit and the Brabant Para-autochthonous Unit in northern France-southern Belgium. The thicknesses are based on data from deep boreholes in the region (see Figure 1).

& Piromallo, 2012; Cazes et al., 1985; Franke et al., 2017; Golonka, 2002; Golonka & Gaweda, 2012) (Figure 1). Starting from the middle Visean times onwards (ca 340 Ma), this ultimately led to the collision of Laurussia with the Armorica-Gondwana accretionary complex (e.g., Schulmann et al., 2002; Guillot et al., 2020). The Variscan collision stage is characterized by an overall NNW-SSE shortening (e.g., Corfield et al., 1996; Oncken et al., 2000; Averbach et al., 2004; Averbach & Piromallo, 2012) that was responsible for the tectonic inversion of the southern Laurussian margin. This resulted in the formation of a crustal-scale north-verging thrust system that propagated outward from the Late Mississippian (Visean) to the Middle Pennsylvanian (Westphalian) (Cazes et al., 1985; Fielitz and Mansy, 1999; Franke, 2000; Oncken et al., 2000; Plesch and Oncken, 1999). Tectonic stresses exerted on the lithosphere by the continental subduction and the increasing orogenic load led to flexural bending of the Laurussian continental lithosphere (e.g., Karner & Watts, 1983) and to the formation of a large-scale foredeep along the Northern Variscan Front. The latter can be tracked from Ireland to Northern Germany (Burgess & Gayer, 2000; Oncken et al., 2000; Plesch & Oncken, 1999; Tanner et al., 2011) and is likely to extend eastward to SE Poland (Lublin basin area) through a major bend along the Teisseyre-Tornquist zone (Krzewiec et al., 2017; Mazur et al., 2020) (Figure 1c). In northern France and southern Belgium, this foredeep was filled with up to 3.5 kilometers of synorogenic, coal-bearing, deposits during the Late Mississippian-Middle Pennsylvanian (Namurian-Westphalian 325–305 Ma) (Becq-Giraudon, 1983; Bouroz, 1969; Delmer et al., 2001) (Figure 2).

2.2. Basic Structural Features of the Northern Variscan Thrust Front in Northern France

In northern France, the Northern Variscan Front is almost never visible at the surface because it is covered by 100-to-200 meters of unconformable Mid-Cretaceous to Eocene sedimentary layers (Figure 1a). Apart from scarce outcrops of Paleozoic rocks exhumed in the Boulonnais and Artois hills resulting from Tertiary uplift (Mansy et al., 2003; Minguez et al., 2010), the most prominent outcrops of Paleozoic substratum are found in the Ardennes Massif and the Avesnois region. The Northern Variscan Front was discovered and extensively studied during the 19th–20th centuries during the intensive coal-mining activity. These first ex-

ploration data allowed to draw a general map of the thrust front at depth showing that its strike varies progressively from WNW-ESE (N110–120°) in the Boulonnais and Artois regions to ENE-WSW (N60–70°) in the Avesnois region and the Ardennes Massif (i.e., the classical V-shape of the Variscan belt) (Figures 1b and 1c). Some second-order trend changes have been defined in this general structural framework, such as the reentrant to the south of Douai and Valenciennes in the French coal-basin district.

The deep structure of the thrust wedge remained poorly known until new geophysical data (mainly seismic reflection profiles) and exploration wells were acquired during the 1980's by the ECORS program and hydrocarbons exploration (Cazes et al., 1985; Le Gall, 1992; Raoult, 1986, 1988; Raoult & Meilliez, 1987). These data considerably improved the knowledge on the deep structure of this orogenic front and showed the first-order geometry of the fold-thrust system. More recently, reprocessing and interpretation of a selected seismic profile (M146) along the French-Belgian border (Averbach et al., 2018; Lacquement, 2001; Lacquement et al., 1999; Mansy et al., 1997) allowed to better define these first observations and better characterize the current structural model of the thrust front, as illustrated in Figures 1b and 3.

The structure of the thrust front in northern France and southern Belgium is classically subdivided into four major tectonic units (Figures 1b and 3a). In the following parts of our text, and essentially based on

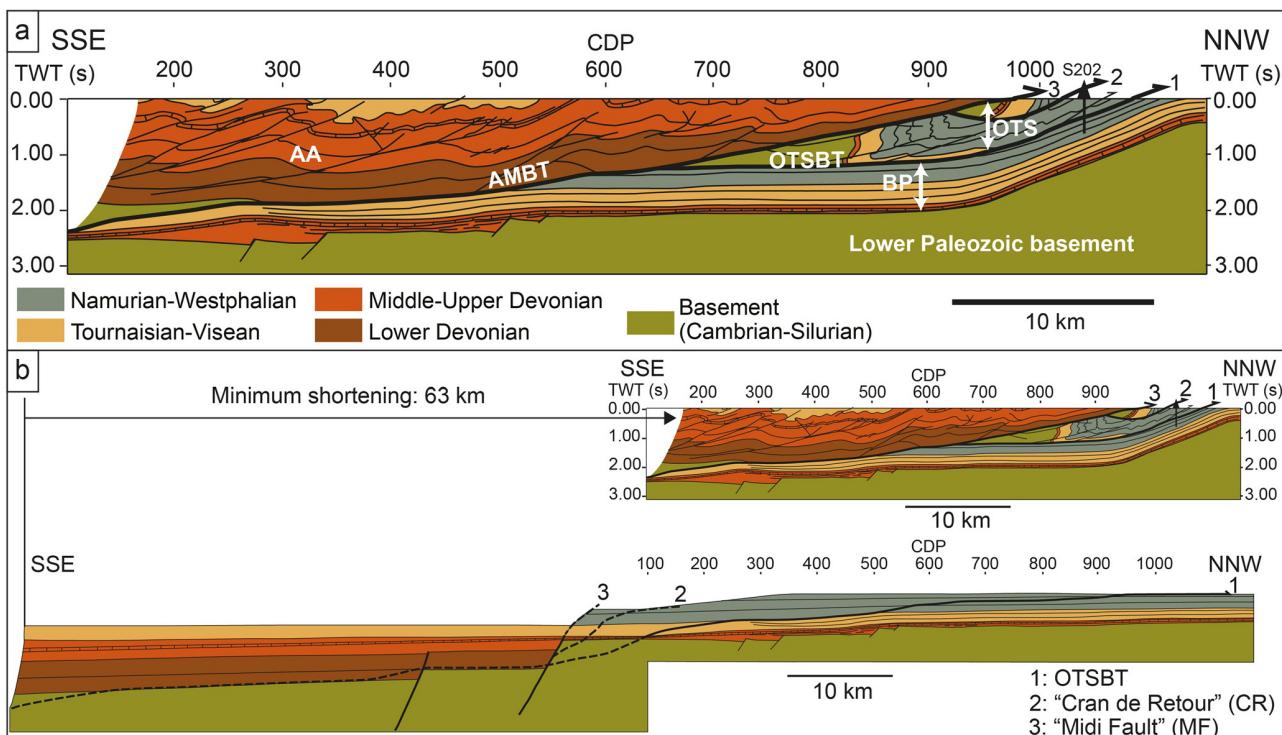


Figure 3. (a) Balanced cross-section along the M146 seismic profile in the area of Valenciennes (location in Figure 1b) illustrating the main structural features of the thrust front. Modified from Lacquement et al. (1999) and Mansy & Lacquement (2006). AA: Ardennes Allochthonous Unit, AMBT: Allochthon Main Basal Thrust, BP: Brabant Para-autochthonous Unit, OTS: Overturned Thrust Sheets, OTSBT: Overturned Thrust Sheets Basal Thrust. (b) Balanced and restored cross-section of the interpreted seismic profile showing the southern Laurussian margin before the Variscan shortening event (modified from Averbuch et al., 2018). Numbers 1, 2 and 3 correspond to the order of activity of the different thrust faults.

French terminology, we will follow this classical structural nomenclature to ensure a comprehensive link with previous works in this region. From north to south, these units are the Brabant Massif, the Brabant Para-autochthonous Unit, the Overturned Thrust Sheets complex (OTS) and the Ardennes Allochthonous Unit (Belanger et al., 2012; Lacquement et al., 1999; Mansy et al., 1997; Meilliez & Mansy, 1990).

The Brabant Massif is part of the Anglo-Brabant deformation belt (Pharaoh, 2018) that was deformed during a late Caledonian orogenic event from Late Silurian to possibly Early Devonian as a result of tectonic inversion of an old Cambro-Ordovician basin (Debacker et al., 2005; Sintubin et al., 2009). It consists of a predominantly silico-clastic sedimentary sequence (sandstone, siltites, pelites) of Cambro-Silurian age, intruded by numerous deep syn-sedimentary magmatic intrusions (Legrand, 1968; Verniers et al., 2001). The lower Paleozoic substratum is unconformably overlaid to the south by a transgressive Mid-Devonian to lower Carboniferous carbonate platform sequence (Eifelian-Visean, ca. 400–330 Ma) (Bultynck et al., 1991; Mansy et al., 1999; Ziegler, 1990).

The upper Carboniferous Nord-Pas-de-Calais (NPC) coal-bearing basin overlies the Brabant lower Paleozoic basement and the Mid-Devonian to lower Carboniferous platform sequences (Figure 2). All these units constitute the foreland of the Northern Variscan thrust system. The NPC coal basin and its Devonian-lower Carboniferous substratum constitute the slightly deformed part of the Laurussian continental margin, which is classically referred to as the Brabant Para-autochthonous Unit (Figure 2a) (Hance et al., 1999; Mansy et al., 1997, 1999; Mansy & Meilliez, 1993; Meilliez & Mansy, 1990). In France, the NPC coal basin extends across 85 km E-W from the Belgian border to the Artois region and 15 km N-S from the Brabant foreland to the frontal thrust zone. Toward the east, it extends in Belgium to the Hainaut and Namur basins (Figure 1). Its stratigraphy includes an Upper Mississippian - Middle Pennsylvanian (formerly Namurian-Westphalian, ca. 320–305 Ma) synorogenic sedimentary sequence (Figure 2). Fluvio-deltaic and paralic deposits consist of a succession of alternating layers of coal, sandstones and shales, having a total thickness

of up to 3.5 kilometers (Bouroz, 1969). In the south of the study area, the upper Carboniferous sequence and its underlying substratum form a large monocline dipping gently towards the south (5–10°). It is largely underthrust below the Ardennes thrust wedge, which is generally referred to as the Ardennes Allochthonous Unit (Figure 3a). To the north, the Brabant Para-autochthonous Unit shows a clear localized flexure at the footwall of the frontal thrust zone, which allows the lower Paleozoic basement to be directly exhumed below the Cretaceous-Tertiary cover. This is the Orchies basement high located north of the NPC basin (Figure 1b). This feature has recorded the relative uplift of the Brabant foreland, that likely was coeval with the northward propagation of the thrust front (Minguely et al., 2008).

Some thrust sheets, characterized by particularly complex geometries and an overall overturned attitude of the sedimentary layers have often been observed between the Brabant Para-autochthonous Unit and the Ardennes Allochthonous Unit (Figure 3a) (Bouroz, 1969; Bouroz et al., 1961; Delmer, 1997, 2003; Lacquement et al., 1999, 2005; Mansy et al., 1997). The so-called “Overturned Thrust Sheets” are made of folded Silurian to upper Carboniferous sedimentary layers. These are frequently deformed by second-order, low-angle curved normal faults (Bouroz, 1950; Le Gall, 1994; Meilliez, 2019). The occurrence and kinematics of these faults have been observed in the coal mines (Bouroz, 1950). The OTS is a largely underconstrained body affected by a series of NNW-vergent thrust faults that hardly connect laterally. The extent of the thrust surface at the base of the OTS complex is defined here as the OTS basal thrust (OTSBT). In France, this OTS complex decreases or even vanishes west of Douai (Figure 1b).

To the south, the OTS and the Brabant Para-autochthonous Unit are overthrust by the Ardennes Allochthonous Unit along a major crustal-scale thrust fault (Figure 3a) that extends along more than 120 km to the south (Cazes et al., 1985; Mansy & Meilliez, 1993; Meilliez & Mansy, 1990; Raoult, 1986, 1988). This major thrust is named there the Allochton Main Basal Thrust (AMBT). Its shallow part is frequently referred to as the “Midi Fault” due to its recurrent position at the southern border of the coal basin (“Midi” meaning “South” in French, e.g., Meilliez, 2019). Unlike the OTS and Brabant units, the Ardennes Allochthonous Unit comprises a thick Lower Devonian sequence that was deposited in the distal rifted part of the southern Laurussian margin (Figure 2). In the Avesnois and Ardennes regions, this Lower Devonian to Dinantian sequence was intensely faulted and folded with an overall E-W to ENE-WSW strike (Khatir et al., 1988; Lacquement et al., 2005; Mansy & Lacquement, 2006; Mansy & Meilliez, 1993; Meilliez & Mansy, 1990; Moulouel, 2008). It is unconformably lying on a lower Paleozoic (Cambrian-Ordovician) slightly metamorphosed sedimentary basement that locally crops out along the frontal thrust zone. The basement crops out more substantially further south within the cores of several major thrust-related anticlinal highs such as the Rocroi, Serpont and Stavelot massifs (Figure 1b).

2.3. Current Views on the Kinematics of the Northern Variscan Front in Northern France

Restorations of geological sections and seismic profiles within the Northern Variscan thrust wedge have estimated an amount of shortening of at least 60–70 kilometers both in the Ardennes Massif (Le Gall, 1992) and at the French-Belgian border (Averbach et al., 2018; Houchen, 1988; Lacquement, 2001; Lacquement et al., 1999; Mansy et al., 1999) (Figure 3b). A large part of the shortening is related to the major thrust zone at the base of the allochthonous unit (AMBT).

The kinematics of the AMBT has been recently documented from the interpretation and restoration of the M146 seismic profile in the Valenciennes region (Figure 3b) (Averbach et al., 2018). The section restoration illustrates the control of the rift-related geometry of the Laurussian margin upon the Northern Variscan thrust wedge (Figure 1b and 3a). Particularly, the Devonian normal faults that formed during rifting of the Laurussian margin are likely to have localized deformation during the Variscan compression (Figure 3b) (Lacquement et al., 2005). The main border fault zone, which limits the Lower Devonian depositional area and forms a major vertical step-over in the margin geometry, is considered to have localized the main frontal ramp of the AMBT. The propagation of thrusting onto the AMBT would have induced the dissection of the crest of the related footwall block and formation of a footwall short-cut thereby inducing the transport of slices of basement and reduced Devonian-Carboniferous cover at the sole of the propagating thrust (i.e., the future OTS). The hangingwall unit (the future Ardennes Allochthonous Unit), detached on the thick basal Lower Devonian shales series, would have been displaced over the Brabant Para-autochthonous Unit forming a major thrust-related anticline, sequentially crosscut by out-of-sequence forelimb thrusts. This process

is considered to have induced the progressive shearing and overturn of the thrust-sheets involved in the initial forelimb of this major anticline. The last out-of-sequence thrust would correspond to the emergence of the AMBT along the “Midi fault zone.” This propagation of thrusting along the AMBT is shown by the thrust sequence 1, 2, 3 in the restored section (Figure 3b).

The geometry and kinematics of deformation within the Northern Variscan thrust front were strongly governed by the rheological contrasts within the Paleozoic sequence. The mechanical stratigraphy within the thrust wedge is illustrated in Figure 2. As defined by structural field studies in the Ardennes-Avesnois fold-and-thrust belt (e.g., Khatir et al., 1992; Lacquement, 2001; Lacquement et al., 2005; Mouluel, 2008), three major décollements are present (Figure 2). The basal one is the weak Lochkovian shales located at the base of the syn-rift sequence. The middle one is the weak Famennian shales, resting above the more resistant Frasnian limestone unit. The upper one is located at the transition between the Dinantian carbonates and the overlying Namurian shales at the base of the synorogenic sequence. Some second-order décollements have also been described adding locally some complexity to the primary structural fold-thrust pattern. These are located within (Figure 2): (a) the shaly intervals of the Lower Devonian siliciclastic sequence; (b) the Middle Devonian shales, alternating with limestones; and (c) the numerous layers of shales of the syn-orogenic Namurian-Westphalian coal-bearing succession. It is worth noting that décollements may also exist within the carbonate-dominated Dinantian, especially in the Visean evaporitic intervals (e.g., Rouchy et al., 1986, 1987; De Putter, 1995) and in the lower part of the Tournaisian that includes shale formations, such as the homogeneous Pont d’Arcole Formation (e.g., Mortelmans and Bourguignon, 1954; Coen-Aubert et al., 1980; Poty et al., 2001; Hance and Poty, 2006).

3. Seismic and Well Data

During the 1960’s and the 1980’s, northern France was a target of significant onshore oil exploration by various oil and gas companies. These exploration surveys led to the acquisition of 189 seismic reflection profiles with a total length of 2,613 km. These data are essential to image the 3-D structure of the Northern Variscan Front buried under the Mesozoic-Cenozoic cover.

Our study is based on the reprocessing of 21 seismic reflection profiles acquired in the 1980’s of a total length of 532 km (Figure 4). These seismic profiles were selected based on their location, their orientation, the availability and the quality of the seismic data. The selected profiles cover an approximate surface of 5,130 km² (95 km long by 54 km wide). They extend over the southern allochthonous and northern para-autochthonous units of the Northern Variscan Front from the cities of Arras and Lens to the west to the Belgian border to the east. They intersect the study area with various orientations, and therefore provide the opportunity to crosscut the main regional structures and to image their lateral variations. Given the acquisition parameters used in these exploration surveys, mainly the frequency bandwidth of the seismic source and the recording length (up to 5 s), the estimated depth of investigation is around 7–8 km, with a vertical resolution of approximately 25–30 meters.

Seismic reprocessing of the selected lines used modern signal-processing algorithms in order to significantly improve the quality of the images obtained in the 1980’s. Efforts were focused on three key steps, repeated several times throughout the processing sequence: (a) computing primary and residual static corrections in order to remove the topographic and velocity effects of the superficial rock layer, strongly impacting the seismic signal; (b) detailed velocity analysis; and (c) various methods of organized and random noise attenuation. Pre-stack time migration enhanced the details of structural features and completed this reprocessing sequence before stacking the data.

In addition to the seismic data, three deep exploration wells have been selected and included into the database in order to provide geological information at depth along the seismic profiles. These are the Epinoy-1, Gouzeaucourt-101 and Jeumont-1 wells (Figure 4). They were selected based on their proximity to the seismic lines (less than 1 km), their depth, and the availability of well log data.

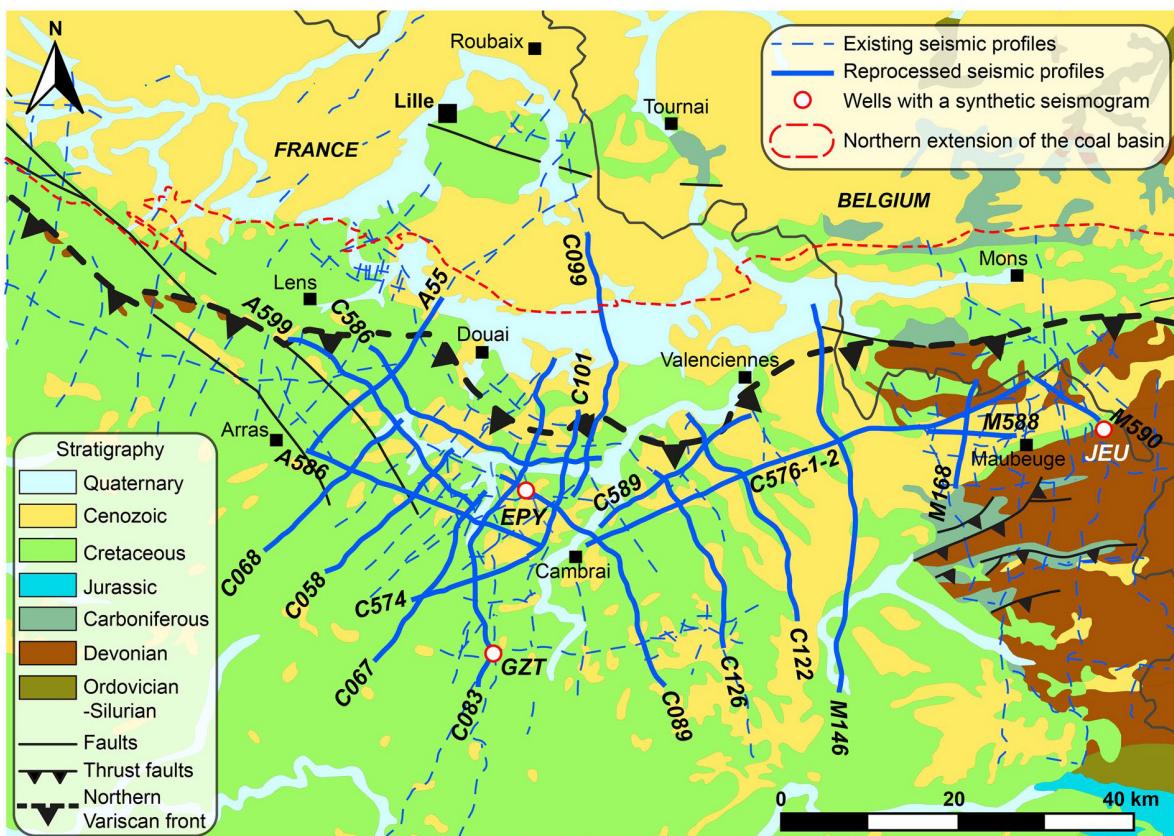


Figure 4. Simplified geological map of northern France extracted from the geological map of France (Chantraine et al., 2003) showing the location of reprocessed seismic profiles and available deep boreholes in the study area. The outline of the Northern Variscan Front corresponds to that defined before this study was conducted.

4. Seismic-Well Tie and Description of the Seismic Facies

Major stratigraphic and structural surfaces have been selected and interpreted to accurately decipher the structural framework of the thrust front. Thus, we preferentially picked the Top Paleozoic Unconformity (TPU), the AMBT, the tops of the Dinantian (T-Din), Famennian (T-Fam), Frasnian (T-Fra), Eifelian-Givetian (T-Giv) and, finally, the top of the lower Paleozoic basement (T-Sil) (Figure 5). The interpretation of the seismic data was carried out using the IHS Kingdom Software.

4.1. Seismic-Well Tie

The first step in this process was to calibrate and tie the targeted seismic markers to their corresponding geological surfaces. Two exploration wells were selected to produce synthetic seismograms: Epinoy-1 (EPY) and Jeumont-1 (JEU) (Figure 4). A synthetic seismogram is a theoretical seismic trace that models the changes in acoustic impedance in the different rock layers along a given borehole. It is generated by convolving the reflective coefficient, computed from sonic and density logs, with a seismic wavelet defining the amplitude variations of the synthetic seismogram and best representing the seismic signal.

The Epinoy and Jeumont boreholes are the only wells in the vicinity of the seismic lines that meet two important requirements: (a) the velocity data necessary for calculating a synthetic seismogram are available (sonic log, check-shots), and (b) the wells are deep enough to cross the targeted geological surfaces. Both wells drilled through the Mesozoic-Cenozoic cover, the Ardennes Allochthonous Unit and the OTS, but only the Jeumont borehole went through the entire underlying Para-autochthonous Unit and reached the

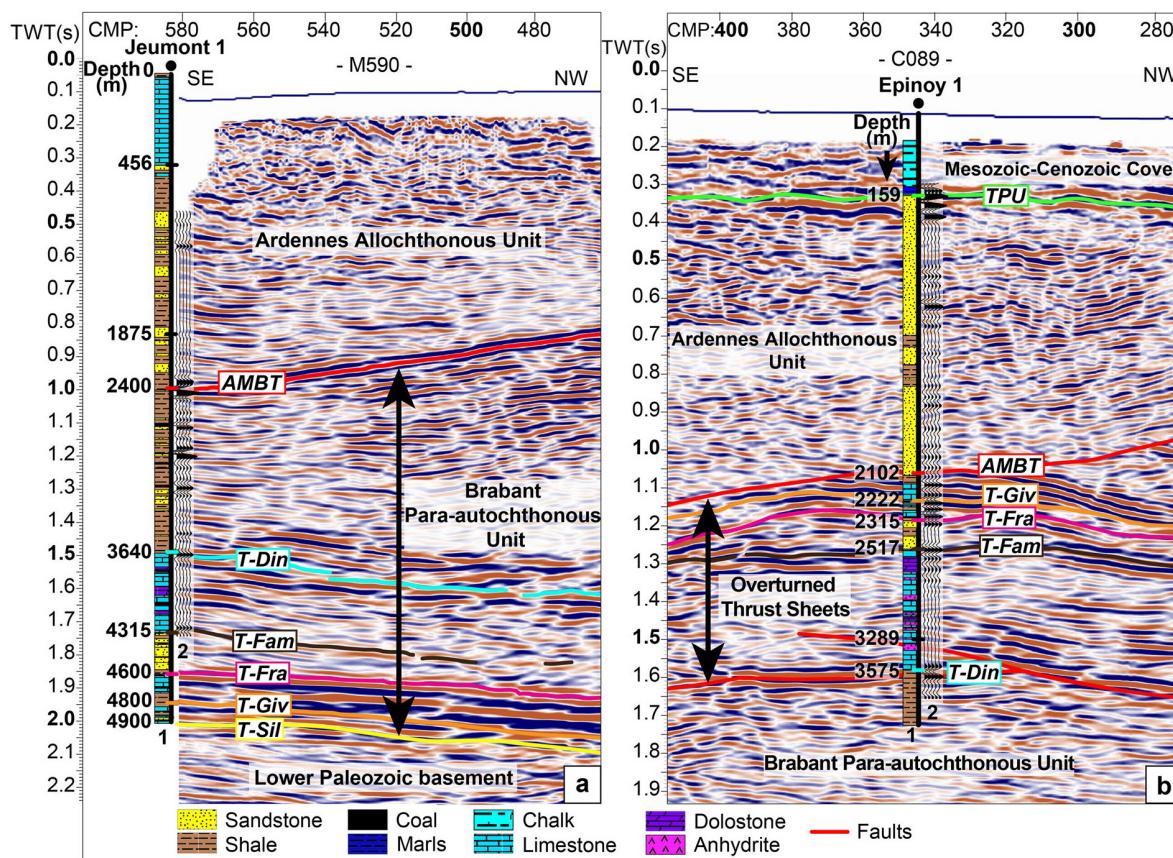


Figure 5. Seismic-well tie between (a) the Jeumont borehole and the M590 reprocessed seismic profile, and (b) the Epinoy borehole and the C089 reprocessed seismic profile. 1: Lithological log; 2: Synthetic seismogram. T-Din: Top Dinantian; T-Fam: Top Famennian; T-Fra: Top Frasnian; T-Giv: Top Givetian; T-Sil: Top Silurian; TPU: Top Paleozoic Unconformity.

Eifelian (Figure 5). Therefore, the Epinoy and Jeumont boreholes have been used as references to identify the seismic markers in the OTS and in the Para-autochthonous Unit.

Synthetic seismograms were generated following several steps: (a) quality control of the sonic log and removal of abnormal values; (b) integration of the velocity data (sonic log and check-shots); (c) generation of a time-depth chart that allowed us to convert the vertical scale of the well data from depth to time using integrated velocity data; (d) setting the density value to 1 g/cm^3 , as the density logs were not available; (e) computation of the acoustic impedance; (f) computation of the reflectivity coefficient; (g) generation of a seismic wavelet extracted from the seismic traces around the well and having a mean frequency of 35 Hz; (h) convolution of the reflectivity coefficient with a seismic wavelet. Once the synthetic seismograms were created for both wells, they were adjusted on the seismic profiles M590 (Jeumont) and C089 (Epinoy) so that they fit the seismic signal around the well, concluding the seismic-well tie process (Figure 5). The latter made it possible to calibrate and tie the geological surfaces of interest to the corresponding seismic markers, with the exception of the top of the Brabant basement that was never encountered in the boreholes.

Once the targeted horizons were identified near the Epinoy and Jeumont boreholes, they were correlated step by step from line to line by comparing the seismic facies and by checking the 3-D structural consistency. Structural surfaces, such as major thrust faults and normal faults were also interpreted and correlated from line to line. These faults usually appeared as discontinuities delimiting and truncating two sets of reflectors often having a different apparent dip. This sparse well data set could be seen as a source of interpretation uncertainties; this is however compensated by the lateral coherence of the seismic facies and structures throughout the study area, thereby helping the seismic interpretation process.

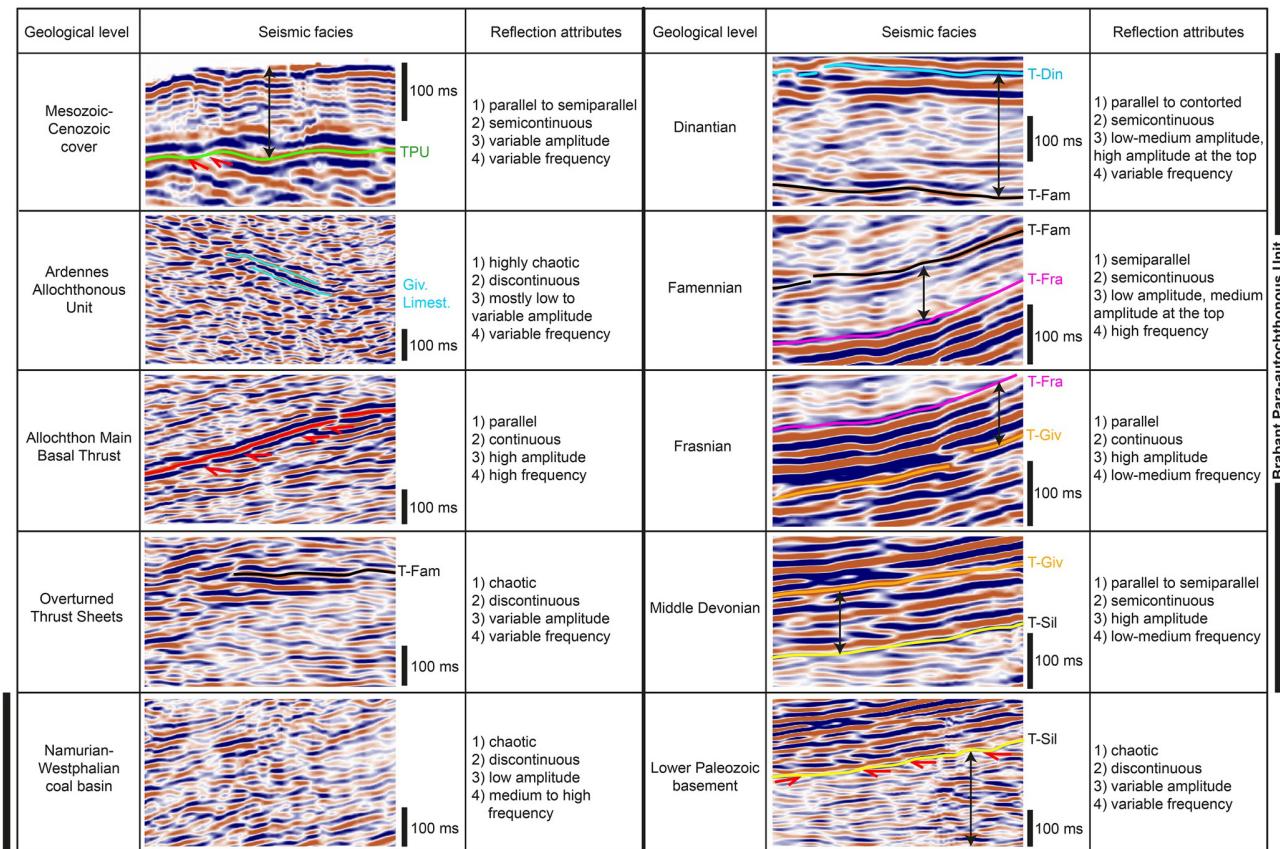


Figure 6. Illustration and description of the characteristic seismic facies of the interpreted geological formations and units. Reflection attributes: a) configuration; b) continuity; c) amplitude; d) frequency. Giv. Limest.: Givetian limestones; T-Din: Top Dinantian; T-Fam: Top Famennian; T-Fra: Top Frasnian; T-Giv: Top Givetian; T-Sil: Top Silurian; TPU: Top Paleozoic Unconformity.

4.2. Seismic Facies

Seismic-well tie allowed to identify the targeted geological surfaces and to identify the overall seismic facies of the relevant geological units. They are described here and illustrated in Figure 6.

The Mesozoic-Cenozoic cover is represented by rather parallel to semiparallel reflectors, continuous, with high amplitude and low frequency in the lower part; in the upper part the reflectors are more or less continuous and display variable amplitude with high frequency (Figure 6). Due to the unconformable character of the Mesozoic-Cenozoic cover on the Paleozoic substratum, the Top Paleozoic Unconformity is usually identified by truncations below parallel, continuous and high amplitude reflectors (Figure 6).

The Ardennes Allochthonous Unit is located beneath the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover. It is characterized by an overall chaotic seismic sequence with discontinuous reflectors having variable amplitude and frequency (Figure 6). The intense deformation of the allochthonous series, which are affected by numerous faults and sometimes very steep or even vertical or overturned folds, generates strong dispersions of the seismic waves. This makes it difficult to obtain a good seismic imaging of this unit. However, some continuous, high-amplitude reflectors sporadically and locally appear on a few profiles (Figure 6). These have been interpreted as the Givetian limestones (Lacquement et al., 1999).

The AMBT, which is located at the base of the Allochthonous Unit, is usually clearly visible on the seismic profiles. It is represented by a series of few continuous and parallel reflectors of high amplitude and frequency, truncating locally reflectors at its footwall (the underlying OTS and Brabant Para-autochthonous Unit) (e.g., Raoult, 1986; Lacquement et al., 1999) (Figure 6).

Below the AMBT, the OTS are distinguished by rather chaotic facies associated with discontinuous reflectors of variable amplitude and frequency (Figure 6). The intense deformation of the OTS makes it difficult to image their internal geometry. However, continuous reflectors are visible in some areas (see Figure 5b). The OTSBT is not always easily visible on the profiles; its seismic facies vary laterally, depending on the impedance contrast between the footwall and hangingwall formations. In areas where there is a strong impedance contrast, for instance between Dinantian carbonates in the OTS and Namurian shales in the para-autochthonous unit, the OTSBT is represented by a series of parallel and rather continuous high amplitude reflectors. On the contrary, the weak impedance contrast created by the presence of Namurian deposits both in the hangingwall and footwall of the OTSBT results in a lower amplitude seismic facies of the OTSBT.

The Brabant Paraautochthonous Unit is characterized by variable seismic facies: (a) the Namurian-Westphalian coal-bearing deposits are characterized by a chaotic seismic facies. The reflectors are discontinuous and usually have a low amplitude and a medium-to-high frequency (Figure 6). These chaotic facies can be related to the intense short-wavelength folding and faulting of the coal basin during the late Carboniferous, which is responsible for the strong dispersion of the seismic waves; (b) the underlying Dinantian carbonate platform is represented by a parallel to contorted facies, associated with semicontinuous reflectors of variable frequency and medium-to-low amplitude (Figure 6). In some areas, the Dinantian displays semi-transparent seismic facies associated with very low-amplitude reflections. At the top of the Dinantian, the reflectors are usually continuous and have a higher amplitude (Figure 6), illustrating a major impedance variation between the overlying Namurian coal-bearing deposits and the Visean limestones; (c) Famennian sedimentary sequences, comprising mainly sandstones and shales, appear as semiparallel, semicontinuous, low-amplitude and high-frequency reflectors (Figure 6). The top of Famennian is usually visible on seismic lines because it appears as continuous medium-amplitude and high-frequency reflectors (Figure 6); (d) beneath the Famennian, the Frasnian limestones are marked by their stratified geometry associated with parallel, continuous, high-amplitude and low-frequency reflectors, easily visible on seismic data (e.g., Raoult, 1986; Lacquement et al., 1999) (Figure 6); (e) the underlying Eifelian-Givetian limestones have a similar seismic facies, although the reflectors are mostly semicontinuous (Figure 6).

At the base of the Brabant Para-autochthonous Unit, the Eifelian and Givetian limestones are unconformably lying above Silurian deposits of the lower Paleozoic basement. The latter is represented by a chaotic facies associated with discontinuous reflectors of variable amplitude and frequency (Figure 6). Poor imaging of the basement structure is due to the low penetration of seismic waves at such depths. The basement unconformity is poorly imaged on seismic lines. It can usually be identified as the limit between the chaotic facies of the basement and the semicontinuous high-amplitude reflectors of the Eifelian-Givetian limestones. Truncations of the basement reflectors below the Middle Devonian deposits are sometimes visible (Figure 6).

5. Seismic Interpretation

The interpretation of the seismic lines provides insights into the geometric and structural features of the Northern Variscan Front and its substratum. We were able to evidence the first-order geometry of major extensional and compressional structures and present it below. The description follows the structural model described above (cf., 2.2.), detailing the geometry of the Brabant Para-autochthonous Unit, the Overturned Thrust Sheet and the Ardennes Allochthonous Unit. In particular, we focus on lateral ramps within the thrust system.

5.1. Brabant Para-Autochthonous Unit

The relatively good quality of seismic data below the poorly imaged Ardennes Allochthonous Unit allows us to precisely interpret the deep structure of the buried Brabant Para-autochthonous Unit. In the following, we successively document the large underthrusting of the foreland basin below the AMBT, second order thrust faults, deep folding and then extensional structures in the Brabant Para-autochthonous Unit.

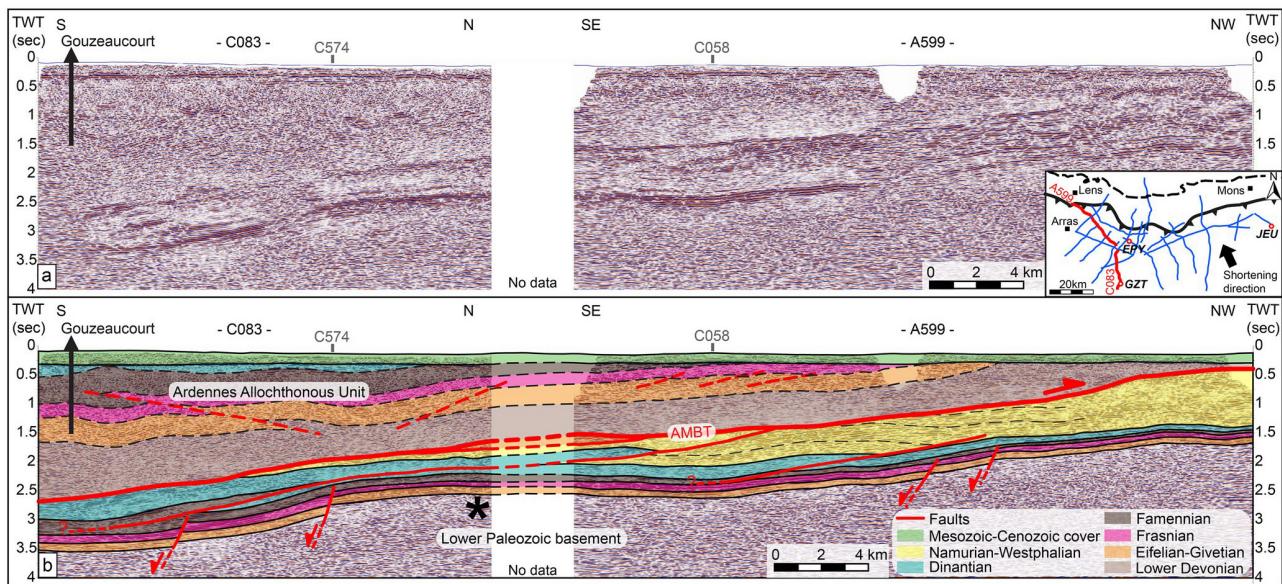


Figure 7. SE-NW composite seismic reflection profile with (a) reprocessed line and (b) geological interpretation. This profile is approximately parallel to the Variscan shortening direction (i.e., SE-NW). The dashed lines in the Namurian-Westphalian coal basin represent the overall geometry of the sedimentary layers. The asterisk marks the deep low-curvature folding of the Brabant Para-autochthonous Unit.

5.1.1. Extent of Foreland Basin Underthrusting

Seismic interpretation of profiles oriented parallel to the overall thrust transport direction (NNW-SSE) such as the A599-C083 composite seismic profile (Figure 7), highlights the large underthrusting of the Brabant Paraautochthonous Unit below the Ardennes Allochthonous Unit. Identifying the cut-off line of the basal reflector of the Namurian–Westphalian foreland basin with the AMBT allowed us to quantify the relative minimum amount of underthrusting of the foreland basin beneath the allochthonous unit. It reveals that the sub-thrust foreland basin extends c. 20–25 km beyond the thrust front. More than half of the coal-basin region is therefore buried below the AMBT. This pattern observed on all seismic profiles in the study area (e.g., C122 profile in Figure 8) underlines highly localized displacement onto the AMBT and its subsidiary, the OTSBT.

5.1.2. Second-Order Variscan Thrust Faults

The interpretation of the C122 profile, trending parallel to the direction of the Variscan shortening, shows two major NW-verging thrust faults that deform the Brabant Para-autochthonous Unit below the AMBT (Figure 8). Truncations of the reflectors are clearly visible against the footwall of these faults. The upper thrust is truncated to the south by the AMBT and deforms the Namurian-Westphalian coal-bearing deposits. The lower thrust affects the coal basin, as well as the underlying Dinantian and Famennian platforms. Both thrusts show two flats and ramps. The geometry of the reflectors on the hangingwall of these faults indicates a major folding of the Brabant para-autochthonous sequence, especially in the coal basin. We interpreted those folds as fault-bend folds generated by the movement of the thrust sheets over the ramps (e.g., Suppe, 1983). Accordingly, these two thrusts formed along two of the main regional detachments: the upper one located at the limit between the Dinantian carbonates and the Namurian shales and sandstones and the lower one located within the Famennian shales, resting onto the Frasnian limestones (Figure 2). These compressional structures have been interpreted on numerous seismic profiles and are consistent in the entire study area.

The interpretation of the C058 profile (Figure 9), oriented almost perpendicularly to the regional thrust transport direction, provides another example of a deep thrust characterized by a detachment in the Famennian shales. This thrust has an apparent dip towards the SW and affects the Famennian to Namurian-Westphalian sequence.

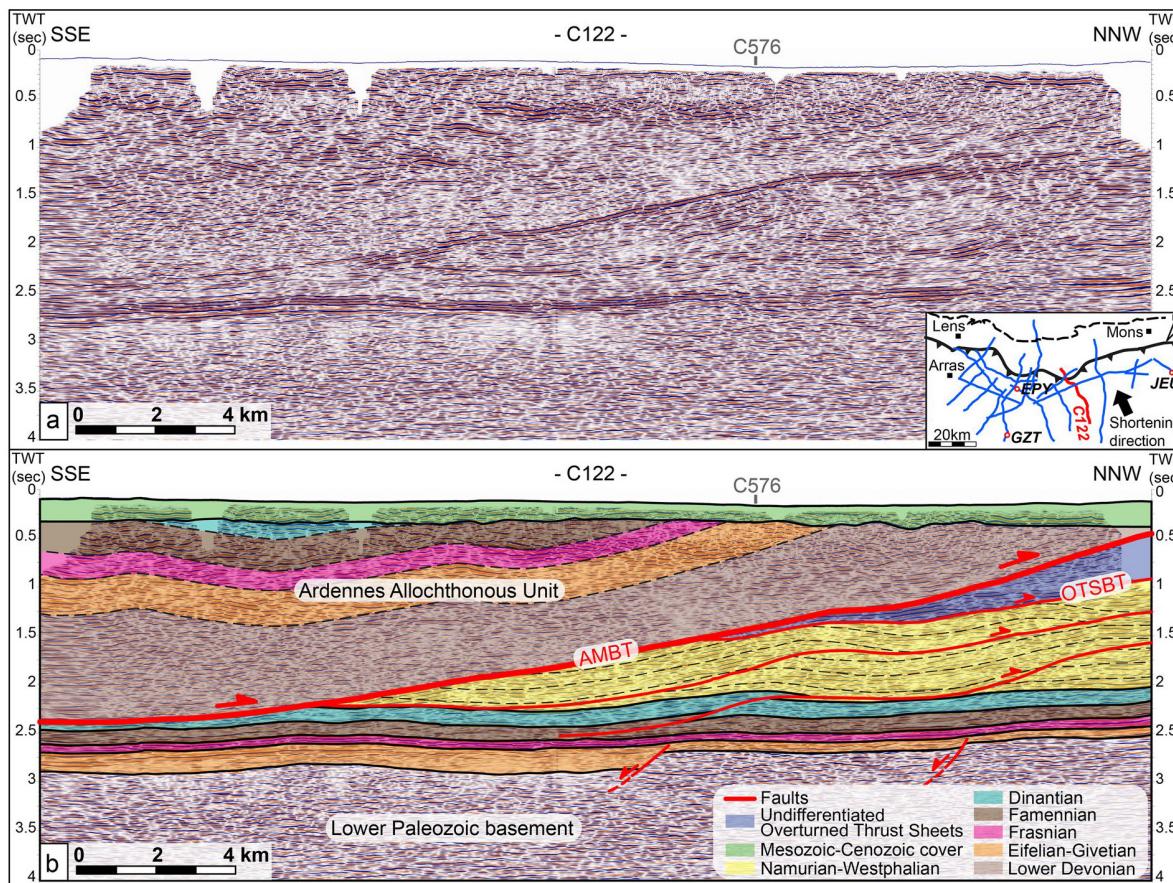


Figure 8. Seismic reflection profile C122 (in TWT) with (a) reprocessed line and (b) geological interpretation. This profile is almost parallel to the Variscan shortening direction (i.e., SE-NW). The dashed lines in the Namurian-Westphalian coal basin represent the overall geometry of the sedimentary layers. The dashed lines in the Ardennes Allochthonous Unit emphasize the simplified nature of the interpretation and the related uncertainties.

A similar geometry has also been observed on the C083 profile (Figure 10). A major thrust is visible on the entire profile and characterized by an apparent southward dip. It deforms the Famennian to Westphalian para-autochthonous sequence and is responsible for its northward displacement of at least 4 km. Truncations of the reflectors, both against the footwall and the hangingwall of this fault, allowed us to delineate its geometry made of one flat and two ramps. Deformation was rooted into the Famennian detachment at the southern end of the profile. The existence of a flat within the generally competent Dinantian carbonates is quite surprising, but its occurrence appeared reasonable in 3-D. The involved décollement in the Dinantian could correspond to the Visean evaporites or the shaly formations of the Tournaisian (e.g., Pont d'Arcle Formation) (Figure 2).

Thrust faults rooting within the Famennian shales and deforming the Famennian to upper Carboniferous series are visible on most seismic lines. Their generalized character along the Northern Variscan Front is particularly well illustrated on a WSW-ENE composite seismic profile (Figure 11) that crosses the entire study area. Since the composite profile is almost orthogonal with respect to the Variscan shortening direction (i.e., SE-NW), it is important to notice that structures are intersected at a high angle relative to the main plane of movement. Six of these highlighted thrusts have an apparent vergence towards the WSW and an apparent dip towards the ENE. The folded geometry of the reflectors in the hangingwall of some of these faults indicates the existence of thrust-related folds generated by movement of the thrust sheets over the ramps. A peculiar feature to note on this profile (Figure 11) is the existence of a thrust fault rooting down onto the Middle Devonian second-order décollement (Figure 2). It is also important to notice that this fault apparently nucleated against a Middle Devonian normal fault.

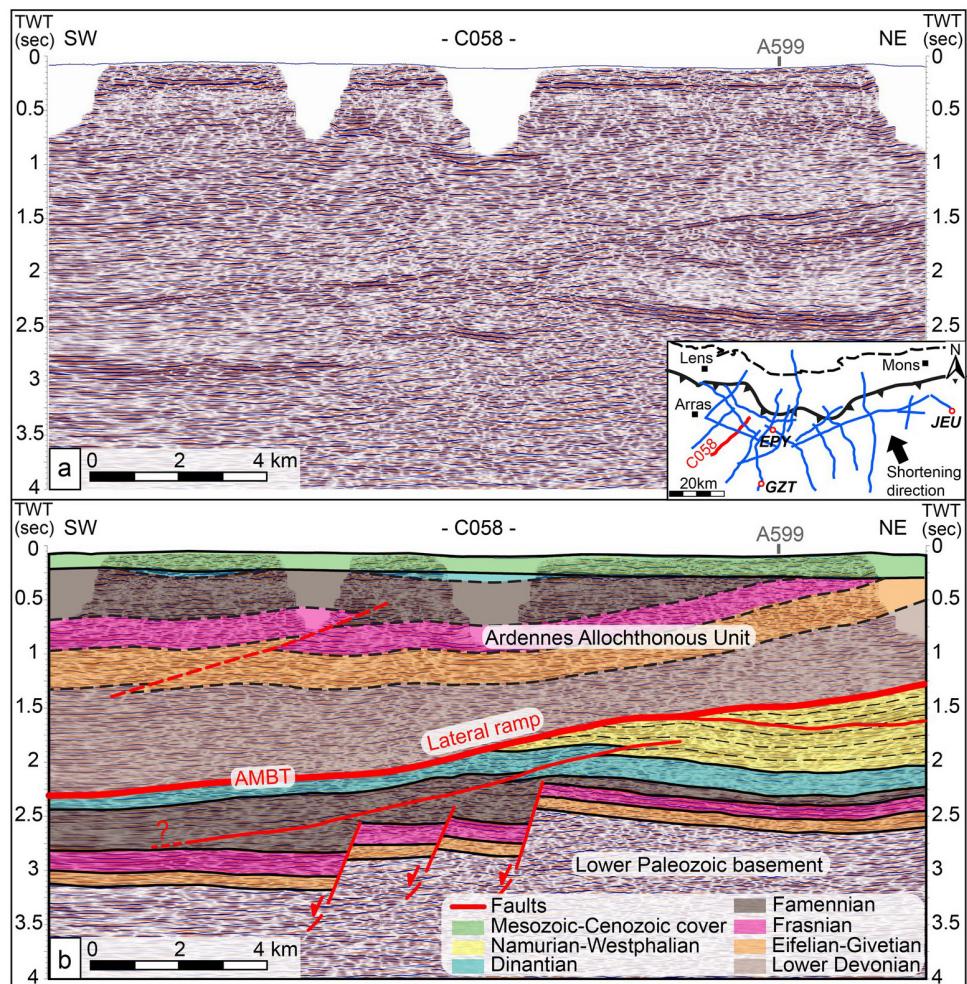


Figure 9. Seismic reflection profile C058 with (a) reprocessed line and (b) geological interpretation. This profile is highly oblique with respect to the direction of Variscan shortening (i.e., SE-NW). The dashed lines in the Namurian-Westphalian coal basin represent the overall geometry of the sedimentary layers. The dashed lines in the Ardennes Allochthonous Unit mark the simplified geometry of the interpretation and the related uncertainties.

5.1.3. Deep Folding of the Para-Autochthonous Unit

The interpretation of the C083 profile (Figure 10) illustrates the overall southward dip of the Brabant Para-autochthonous Unit, as well as some superimposed long-wavelength undulations of the basement and the overlying para-autochthonous series. A gentle antiform structure is observed west of Cambrai in the southern part of the profile (marked by an asterisk in Figure 10) at a depth over 2 s TWT. This long-wavelength, deep antiform affects the lower Paleozoic basement and the entire para-autochthonous sequence. Similar deep folding of the basement and the Brabant Para-autochthonous Unit has also been observed further west on the C058, C067 and C068 profiles. For instance, on the C058 profile (Figure 9), Devonian and Carboniferous layers at the footwall of the northernmost Devonian normal fault are dipping northward.

We do not view this peculiar geometry as a seismic artifact (pull-up effect) because there is no evidence of the presence of a high seismic velocity layer above the para-autochthonous unit. Seismic facies of the Ardennes Allochthonous Unit remain consistent across the profiles (Figure 10). Moreover, the AMBT does not seem to be affected by this uplift as it would be the case with a seismic pull up. Instead, we suggest that this basement dome corresponds to a deep anticline formed during the propagation of the Variscan thrust front. The lack of deformation of the AMBT, which truncates the folded para-autochthonous series

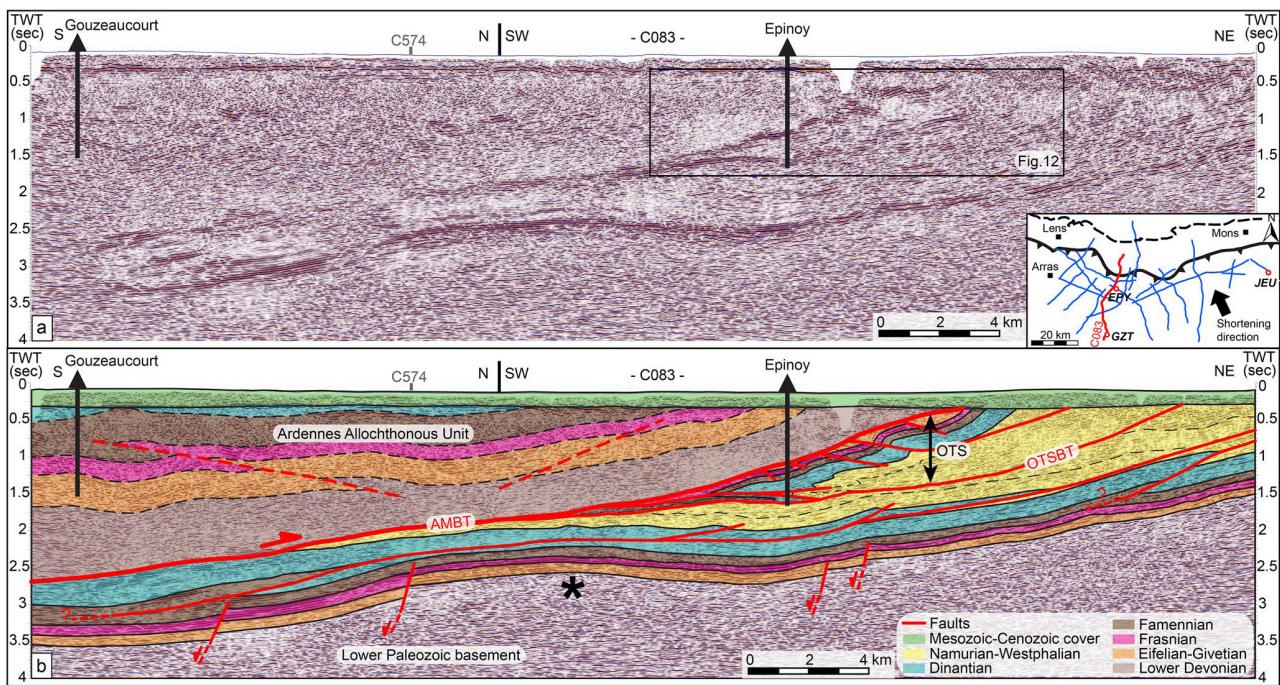


Figure 10. Seismic reflection profile C083 with (a) reprocessed line and (b) geological interpretation. This profile is mostly parallel to the Variscan shortening direction (i.e., SE-NW) in its southern part and highly oblique to the Variscan shortening direction in its northern part. The asterisk points out folding at depth of the Brabant para-autochthonous Unit. The black frame corresponds to an enlarged part of this profile focusing on the OTS internal structure, presented in Figure 12.

(Figure 10), suggests that the anticline formed before the terminal stage of the Variscan orogeny and the out-of-sequence dislocation of the frontal thrust zone in the Middle Pennsylvanian (i.e., late Westphalian).

5.1.4. Pre-Existing Extensional Structures

The clearly imaged deep reflectors below the AMBT provide useful insights on the prominent characteristics of the initial geometry of the Laurussian margin prior to its underthrusting. For example, this is illustrated by the C122 profile located south of Valenciennes (Figure 8). Analysis of the reflectors' continuity and the seismic facies variation shows two normal faults with an apparent southward dip. These faults affect the lower Paleozoic basement and offset the top of the basement. The southernmost normal fault is particularly well marked by the contrasting seismic facies of the Middle Devonian in its hangingwall (i.e., rather transparent facies) and footwall (i.e., higher amplitude reflectors). The Eifelian-Givetian deposits are thicker in the hangingwall of these faults, thus demonstrating the syn-sedimentary nature of these extensional structures (i.e., Middle Devonian in age). The continuity of the high amplitude reflectors of the Frasnian limestones above those faults suggests that deformation ended before the Late Devonian. Similar faults have been interpreted in the eastern part of the study area, especially on the M146 profile (Figure 3) (Lacquement et al., 1999).

Further west, south of Douai, our interpretation of the seismic lines C058 (Figure 9), C067, C068 and C083 (Figure 10) highlights a series of normal faults that have apparent dips towards the south or southwest. Large offsets of high-amplitude, usually continuous, reflectors of the Frasnian limestones are clearly visible on these profiles, especially the C058 one (Figure 9). The analysis of these offsets allowed to identify two to three major normal faults in the southern part of the profiles. These faults clearly deform the basement and the Middle Devonian sediments. Thickening of the Frasnian and mostly of the Famennian, is visible in their hangingwall, evidencing the apparent syn-sedimentary nature of these extensional structures (i.e., Late Devonian in age). Along the C058 (Figure 9) and C083 profiles (Figure 10), Devonian normal faults are particularly well imaged because the strike of the profiles (i.e., SW-NE) is orthogonal to the strike of the normal faults (i.e., NW-SE—see later in 6.3.).

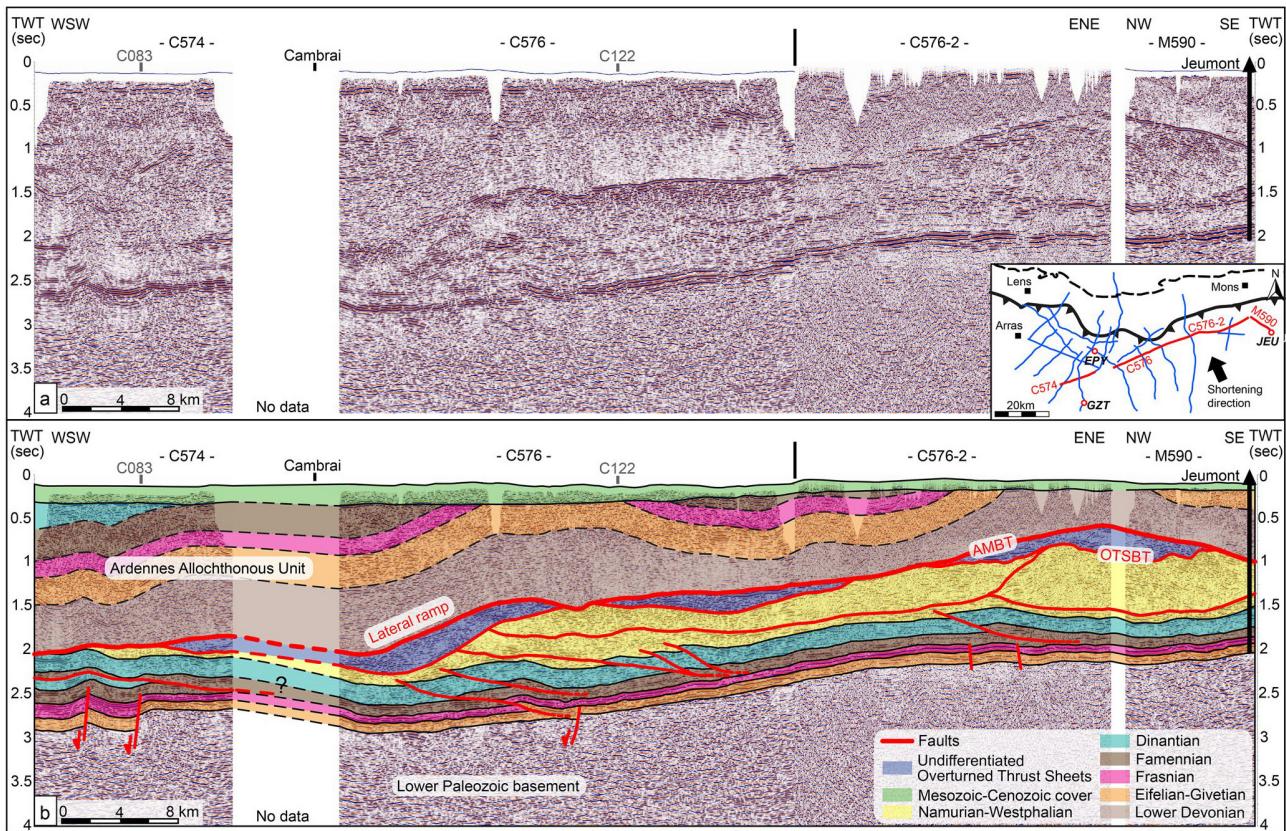


Figure 11. WSW-ENE composite seismic reflection profile with (a) reprocessed line and (b) geological interpretation. Note that the strike of this profile is orthogonal to the Variscan shortening direction (i.e., SE-NW), implying that structures are intersected very obliquely with respect to the direction of tectonic movement.

In summary, deep Devonian syn-sedimentary normal faults are visible on most of the interpreted profiles. These faults accommodated extension during the Mid-Late Devonian and represent first-order structures of the pre-orogenic Laurussian margin in its proximal part (Brabant border). These results suggest that extensional deformation persisted after the Early Devonian rifting phase associated with the opening of the Rhein-Hercynian Ocean and responsible for the first-order segmentation of the southern Laurussian margin. This post-rift extension, coeval with the overall thermal subsidence of the margin, may have had some impacts on its structure and the associated depocenters until the Famennian, at least in the most proximal part of the margin (the southern border of the Brabant massif). This result is in agreement with several studies carried out along the Northern Variscan Front (Ardennes, southern England) that evidenced some effects of extension on the sedimentation pattern up to the Middle and Late Devonian (e.g., Thorez & Dreesen, 1986; Préat & Boulvain, 1988; Shail & Leveridge, 2009; Leveridge, 2011). Interestingly, an analysis of the faults' activity shows a diachronic pattern within the study area. Some faults were active during the Middle Devonian and others during the Late Devonian. The reason for such diachronism in northern France remains an open question. Similar diachronic segmentation of the Laurussian margin is also known in SW England where a progressive northward development of the Laurussian margin basins between the Emsian (Looe Basin) and the Famennian (Culm basin) has been highlighted (Leveridge, 2011; Shail & Leveridge, 2009).

Finally, comparison of the position of Devonian syn-sedimentary normal faults and Variscan thrust faults indicates that most ramps of the Variscan thrusts (both lateral and frontal) are located above Middle to Late Devonian syn-sedimentary normal faults. For instance, the ramps of both thrusts in the Para-autochthonous Unit on the C122 profile (Figure 8) are located above two Middle Devonian normal faults. Moreover, the lower detachment within the Famennian is located right above the southern normal fault. The same observation has been made on the C058 profile (Figure 9), where the lateral ramp of the AMBT and the

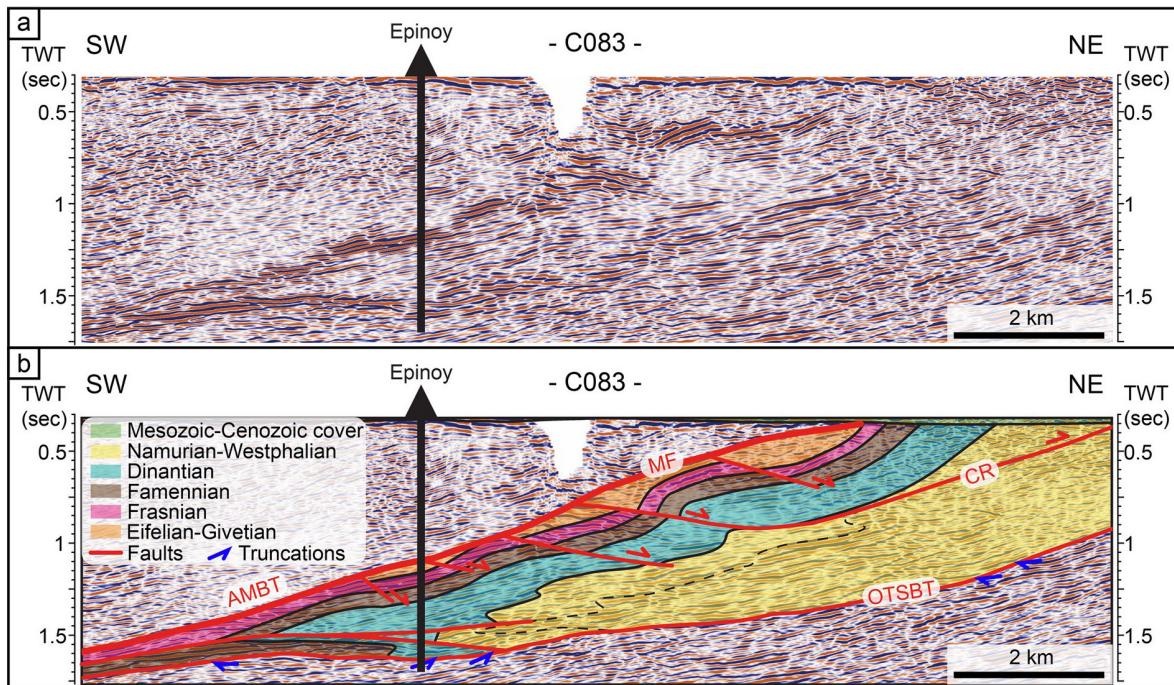


Figure 12. Details on the internal structure of the OTS on the seismic reflection profile C083; (a) reprocessed line and (b) geological interpretation. This part of the profile is oblique to the Variscan shortening direction (i.e., SE-NW). The structures are intersected obliquely with respect to the tectonic transport direction. Faults legend: CR: “Cran de Retour”; MF: “Midi Fault”.

ramp of the para-autochthonous thrust are located above a series of three Late Devonian syn-sedimentary normal faults. The same feature can be observed on the C083 profile (Figure 10) where both ramps of the major thrust fault in the Para-autochthonous Unit are located above Devonian normal faults.

5.2. Overturned Thrust Sheets

The OTS constitute one of the major and peculiar units of the Northern Variscan Front in the north of France. Owing to the seismic-well tie of the Epinoy borehole, we could link the overall and internal structure of the OTS between Douai and Cambrai cities (Figure 10 and 12). The OTS are bounded by two major thrusts characterized by high amplitude seismic facies. These are the out-of-sequence “Midi Fault” at the top, which corresponds to the shallower part of the AMBT, and the OTSBT that connects to the AMBT south of the profile.

The internal structure of the OTS (Figure 12) is interpreted on the basis of (a) the stratigraphic succession known from the Epinoy borehole, (b) the geometry of the reflectors, (c) the 3-D consistency with structures interpreted on all related seismic profiles, and (d) the consistency with the near surface structures in the coal basin area (Bouroz et al., 1963) (Figure 12). The interpretation of the C083 seismic line shows the overturned geometry of the Devonian-Carboniferous sequence that is deformed as a major recumbent syncline. It is worth mentioning that imaging of a recumbent fold in seismic data is limited, particularly in the hinge zone, where reflectors of both the upper and lower limbs intersect, creating mostly chaotic and discontinuous seismic patterns. Therefore, some uncertainties remain on the position of markers interpreted in the hinge zone of recumbent synclines, where interpretation choices have to be made to maintain a coherent geometry and kinematics.

The north-facing recumbent syncline is truncated to the south by the AMBT. It is characterized by a significant thickening of the sedimentary series across the hinge zone. This is especially the case for the Dinantian sequence observed in the Epinoy borehole whose thickness reaches at least a thousand meters. The overturned limb of the syncline is deformed by northward-dipping second-order low-angle curved normal faults

present in the coal basin (Bouroz, 1950; Le Gall, 1994; Meilliez, 2019). It is also truncated by a NE-verging thrust fault bounded to the south by the AMBT. This curved thrust has been identified as the “Cran de Re-tour” thrust (CR), described in the NPC coal basin literature (e.g., Bouroz et al., 1961; Becq-Giraudon, 1983).

5.3. Ardennes Allochthonous Unit

The Ardennes Allochthonous Unit is not well imaged on seismic data, mainly because of the combined effect of an overall lithological homogeneity of the sedimentary sequences (mostly alternating shales and sandstones) and intense internal deformation. Despite this, our interpretation is based on (a) the seismic-well tie of the Gouzeaucourt borehole (GZT) along with the C083 profile (Figure 10), (b) the interpretation of some sporadic and continuous high-amplitude reflectors that we assume to correspond to Givetian limestones (Lacquement et al., 1999; Raoult, 1986), (c) the geological sketch map of the Paleozoic substratum in northern France (C.F.P. et al., 1965; Figure 1b), (d) the 3-D coherence between profiles.

Our interpretations are greatly simplified compared with the present-day structure of the Allochthonous Unit, but they highlight locally some major Variscan folds and thrusts affecting the Lower Devonian to lower Carboniferous allochthonous sequence. For instance, a north-vergent thrust fault deforming the Lower to Upper Devonian layers has been interpreted on the C058 (Figure 9) and C083 (Figure 10) profiles. A back-thrust can also be seen on the C083 profile (Figure 10). It is characterized by a detachment in the Lower Devonian series (Figure 2) and it deforms the entire Devonian allochthonous sequence. Such back-thrusts in the Ardennes Allochthonous Unit have already been observed and described in the field in the Avesnois region (Moulouel, 2008).

5.4. Lateral Ramps in the Thrust System

In the area SE of Douai, near Cambrai, specific structural features along the AMBT are present and are illustrated on the composite WSW-ENE striking seismic line (Figure 11). In the eastern part of the C576 profile, the AMBT trace is mostly parallel to the surface and is only slightly tilted toward the south at a depth of approximately 1.2–1.5 s TWT. It then rapidly deepens westward at a depth of 2 s TWT. This phenomenon is associated with significant folding and thickening of the overlying Ardennes Allochthonous Unit. Considering that the orientation of this seismic profile is orthogonal to the direction of the Variscan shortening, we interpreted this change in geometry of the thrust fault as an evidence of a major lateral or oblique ramp in the western part of the profile. Lateral and oblique ramps are defined as thrust surfaces that are parallel or oblique to the direction of transport of the allochthonous thrust sheet (e.g., Butler, 1982; McClay, 1992). These have been observed and described in numerous fold-and-thrust belts, such as the Pyrenees (Averbach et al., 1993; Frizon de Lamotte et al., 1995), Taiwan (Lacombe et al., 2003) or the Appalachians (Cook & Thomas, 2009).

The AMBT is characterized by a frontal ramp in the eastern part of the profile (south of Valenciennes). A similar example of a lateral or oblique ramp of the AMBT is visible to the west on the C058 profile that is oblique to the direction of Variscan shortening (Figure 9). Interestingly, on the C576 profile, the OTSBT has a similar lateral or oblique ramp geometry under the lateral ramp of the AMBT (Figure 11). This suggests that both thrusts may have been inherited from a similar 3-D geometry.

Finally, the underlying Para-autochthonous Unit shows a complex structure under those two superimposed lateral ramps (Figure 11). Indeed, the Middle-Upper Devonian and Carboniferous sequence is deformed by deep Variscan thrusts that have an apparent vergence towards the WSW and are associated with fault-related folds. These structures caused an overthickening of the Para-autochthonous Unit under the lateral ramps.

6. Structural Maps

Results of the seismic interpretation have been correlated and summarized on time structural maps (or isochron maps) for the key geological surfaces such as the AMBT, the OTSBT or the top of the Givetian sedimentary layer in the Brabant Para-autochthonous Unit. Structural surfaces were generated in two-way travel time (TWT time) using a minimum curvature algorithm, meaning that seismic data were interpolated

and extrapolated in 3-D based on the principle that two adjacent data points were assumed to lie along a circular arc. A medium smoothing was applied during the gridding process in order to improve the plotting quality of the isochrons while respecting the seismic data interpretation. A different grid cell size has been chosen to model the different structural horizons, depending on precision needed and structural complexity of the geological surface. For instance, we chose a 1500×1500 meters grid cell size to model the AMBT surface because this surface is quite homogeneous in 3-D. On contrary, we chose a 100×100 meters grid cell size to model the top Givetian horizon, which is much more deformed. It is important to mention a limitation associated with this modeling method. Indeed, since it is based on the interpolation of the seismic data interpretation, uncertainties increase in areas where seismic lines are located far from each other. Therefore, the results of gridding have to be considered with caution in areas with no closeby-located seismic data.

The structural maps obtained provide unprecedented regional images of the 3-D geometry of the Northern Variscan Front and the structure of the underthrust southern Laurussian margin in northern France. Furthermore, mapping of the cut-off lines of the base of the Namurian-Westphalian molasse (Figure 13a) and of the OTSBT (Figure 13b) allows to characterize the southern extent of the syn-orogenic deposits and the OTS complex below the Ardennes Allochthonous Unit. They also allow us to quantify the relative displacement on the AMBT and the related underthrusting of the Brabant Para-autochthonous Unit.

6.1. 3-D Geometry of the AMBT

The structural map of the AMBT between Arras and Maubeuge shows its general southward deepening (Figure 13a). It reaches time depths from 0.29 s TWT at the southern edge of the coal-bearing foreland basin down to 2.86 s TWT south of Cambrai (approximate depth range of 100–6,750 m, based on seismic-well ties). To the north, tight isochrons highlight a steeper dip of the AMBT near the surface, while spread isochrons to the south show a lower dip of the AMBT at depth. A comparison between map traces of the AMBT (black continuous line) and of the basal reflector of the Namurian-Westphalian sequence (dark pink dotted line) points out that the syn-orogenic deposits extend more than 20 km south of the frontal thrust zone below the Ardennes Allochthonous Unit. This configuration basically emphasizes a high degree of localization of displacement on the AMBT.

An important outcome is the lateral evolution of the strike of the AMBT from West (Arras) to East (Maubeuge) (Figure 13a). As mentioned above, the overall orientation of the Northern Variscan Front in northern France-southern Belgium changes laterally from WNW-ESE ($N110\text{--}120^\circ$) in the Boulonnais and Artois regions, to ENE-WSW ($N60\text{--}70^\circ$) in the Avesnois region and the Ardennes Massif. In our study area, these two major trends are visible at depth. South of Valenciennes and Lens, the AMBT trends $N70\text{--}80^\circ$ and is orthogonal to the Variscan shortening direction (i.e., SSE-NNW) (Figure 13a). This is consistent with the general strike of the Northern Variscan Front known in this area. Therefore, we consider the direction of Variscan shortening along the AMBT in these regions as frontal. However, south of Douai, the AMBT trends $N130^\circ$ and is almost parallel to the direction of Variscan shortening (Figure 13a). This major change in strike indicates the presence of a lateral thrust ramp relaying the two frontal thrust ramps to the south of Lens and Valenciennes. A second-order lateral ramp, striking $N120^\circ$, is visible NE of Cambrai. An apparently oblique thrust ramp is also visible further east in the Maubeuge area, where the AMBT trends $N110^\circ$. Unfortunately, seismic profiles are lacking in the southern part of this area, which would have allowed us to determine the actual trend of the basal thrust.

Another major outcome arising from the 3-D integration of the seismic data is the new map trace of the frontal thrust zone under the Mesozoic-Cenozoic cover between Douai and Valenciennes (Figure 13a). The latter does not represent the original geometry of the frontal thrust zone but its current state. Indeed, the frontal thrust zone continued further north during late Carboniferous times and was eroded afterward. The easily identifiable seismic facies of the AMBT allowed us to accurately interpret its northern extension on the seismic profiles A55, C083, C099, C101, C122, C586, and M146. East of the M146 profile and in the areas with no seismic data, the trace of the AMBT corresponds to the trace of the “Midi Fault” (Figure 1a). Some major changes have been made between Douai and Valenciennes, where seismic data are available. The interpretation of the eastern part of the C586 profile highlighted the presence of two distinct thrusts relaying at the base of the Ardennes Allochthonous Unit. The eastern thrust, trending $N70^\circ$ and characterized by a

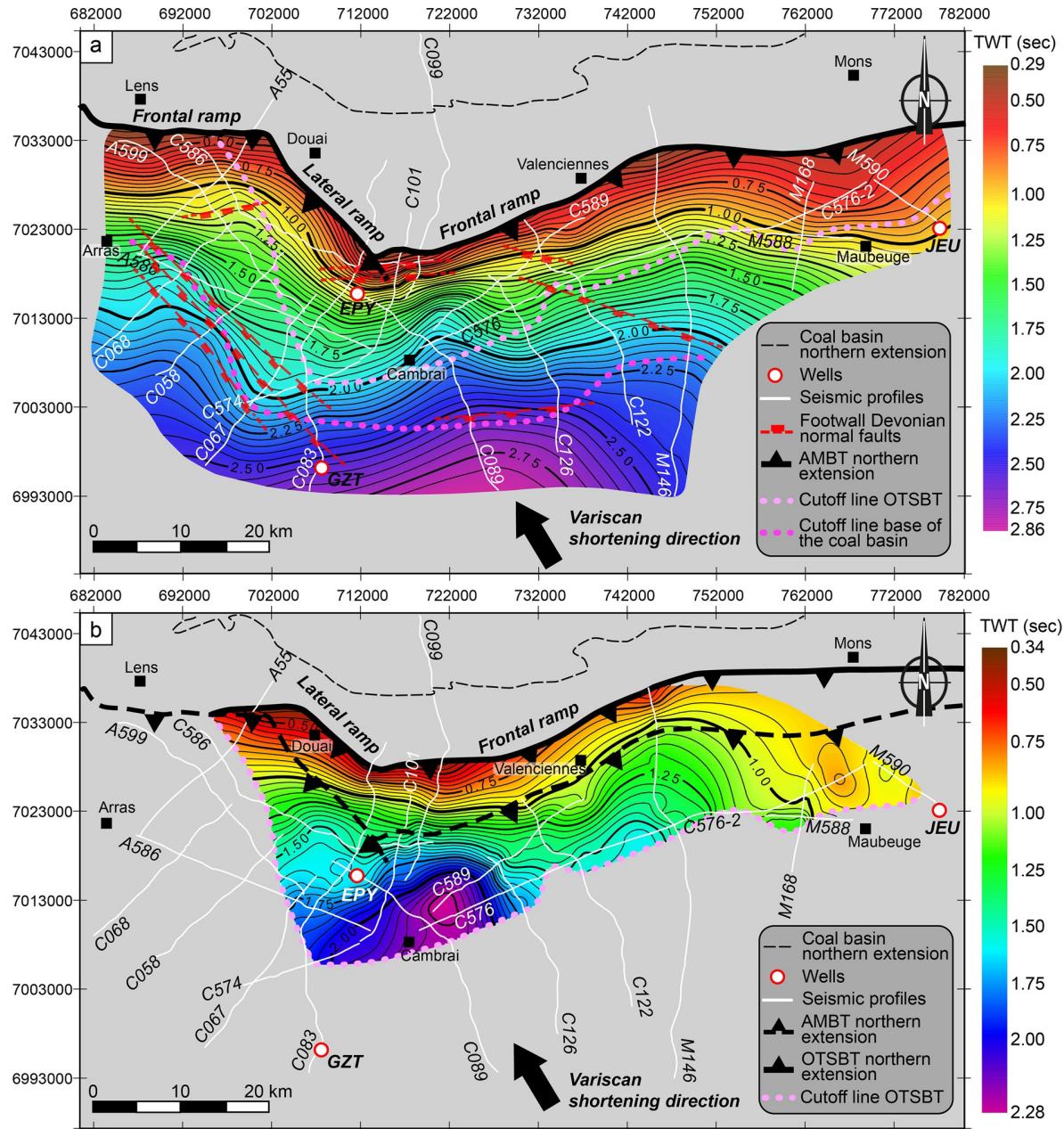


Figure 13. Isochron maps of (a) the Allocthon Main Basal Thrust (AMBТ) (grid cell size of 1500×1500 meters) and (b) the Overturned Thrust Sheets Basal Thrust (OTSBТ) (grid cell size of 500×500 meters), computed from seismic interpretation. Contour lines are every 0.05 s. The modeling was carried out using IHS Kingdom Software. Map coordinates are in French Lambert 93. A new outline of the AMBT truncated by the Mesozoic-Cenozoic cover is proposed, based on the results of the seismic interpretation.

frontal ramp geometry south of Valenciennes, is truncated to the west by a second thrust, trending N130° south of Douai (lateral ramp) and N70–80° south of Lens (frontal ramp) (Figure 13a). Therefore, this result indicates that the Northern Variscan Front appears to have a segmented geometry in northern France, rather than a continuous one (Figure 13a). The lateral ramp south of Douai relays two major frontal thrusts of a segmented Northern Variscan Front, trending generally WSW-ENE.

6.2. 3-D Geometry of the OTSBT

The structural map of the OTSBT indicates that this basal thrust deepens southward and reaches depths between 0.34 s TWT in the coal basin and 2.28 s TWT to the south (approximate depth range of 100–5,500 m, based on seismic-well ties), where it intersects the AMBT (Figure 13b). Its cut-off line is represented on the grids of both the AMBT (Figure 13a) and the OTSBT (Figure 13b). A striking feature on this map is the substantial southward extension of the OTS. Indeed, the OTSBT and consequently the OTS extend over 15–25 km between their northern limit in the coal basin and their cut-off line with the AMBT to the south.

Major strike variations are evidenced by the 3-D integration of seismic interpretation between Douai and Maubeuge cities, thus, illustrating the lateral evolution of the OTSBT geometry. To the east (area of Valenciennes), this thrust is orthogonal to the Variscan shortening direction (i.e., SSE–NNW) as it strikes approximatively N70°. It follows therefore the overall structural trend of the Northern Variscan Front in the Avesnois region and the Ardennes Massif (i.e., WSW–ENE). The OTSBT strike changes progressively westward, from WSW–ENE to SE–NW (N110–130°) in the area of Douai. Accordingly, it highlights the transition from a frontal thrust ramp geometry near Valenciennes to an oblique and lateral thrust ramp geometry southeast of Douai. Local changes in strike are visible in a few areas. The transverse structure seems to be transferred east of Cambrai into a rather steep about N160 ramp as observed at the western end of the C576 profile (Figure 11). The related abrupt deepening delimits eastward a zone of maximum depth of the OTSBT, whereas it appears to be bounded by a N070 trending ramp along its northern border (close to the Epinoy borehole). Another lateral thrust ramp can be identified northwest of Maubeuge, where the OTSBT trends about N130°. However, seismic data crossing the thrust front at the eastern end of the study area are lacking and a precise description of the 3-D geometry in this area is not possible.

An interesting correlation appears when comparing the 3-D geometries of both the AMBT and the OTSBT. The lateral or oblique ramps of both thrusts are superimposed, as well as the frontal ramps. For instance, the second-order lateral ramp of the AMBT northeast of Cambrai, is superimposed to the lateral ramp of the OTSBT identified in this area (Figure 11). Likewise, the strike-deviation zone between Douai and Valenciennes coincides geographically with that of the AMBT, presented above (Figure 13a). This finding is important because it shows that both of these out-of-sequence thrusts were deformed along the same two main axes between Lens and the Belgian border. The first axis (N60–70°) is orthogonal to the Variscan shortening direction in the area of Valenciennes, whereas the second one (N110–130°) is parallel or oblique to the Variscan shortening direction in the areas of Douai, Maubeuge and northeast of Cambrai.

6.3. 3-D Geometry of the Southern Laurussian Margin

We computed a structural map of the top-Givetian limestone sequence at the base of the Brabant Para-autochthonous Unit (Figure 14). This map is the first 3-D image showing the structure of the underthrust, slightly deformed southern Laurussian margin in northern France. This map shows that the Givetian carbonates are present at a depth between 0.29 and 3.47 s TWT (approximate depth range of 50–8,500 m, based on seismic-well ties). They generally gently deepen southward in response to the thrust-loading flexural bending of the Brabant Paraautochthonous Unit. To the north, in the coal basin area, the Middle Devonian carbonate sequence displays a steeper monoclinal geometry, as shown by the tightened and parallel isochrons. It strikes N120–130° in the area of Douai and N70° north of Valenciennes. South of the coal basin area, the southern Laurussian margin has a more irregular geometry as emphasized by the 3-D geometry of the top Givetian reflector. Between Maubeuge and Cambrai, it slowly deepens towards the south-west and is characterized by an alternation of quite flat levels with steeper-dipping levels, defining a staircase geometry striking around N130°. Between Lens and Cambrai, the southern Laurussian margin has an overall N50° orientation and deepens towards the south-east.

Seismic interpretation has shown that the Brabant Para-autochthonous Unit is deformed by major deep structures (both compressional and extensional) south of the coal basin area. Some of them have been correlated from line to line and are illustrated on the structural map of the Givetian top (Figure 14). Between Arras and Cambrai, the top-Givetian reflector is affected by a pair of anticline and syncline (orange folds axes) striking N120–130°. Those folds correspond to the deep anticline and associated syncline interpreted on the C083 seismic profile (Figure 10).

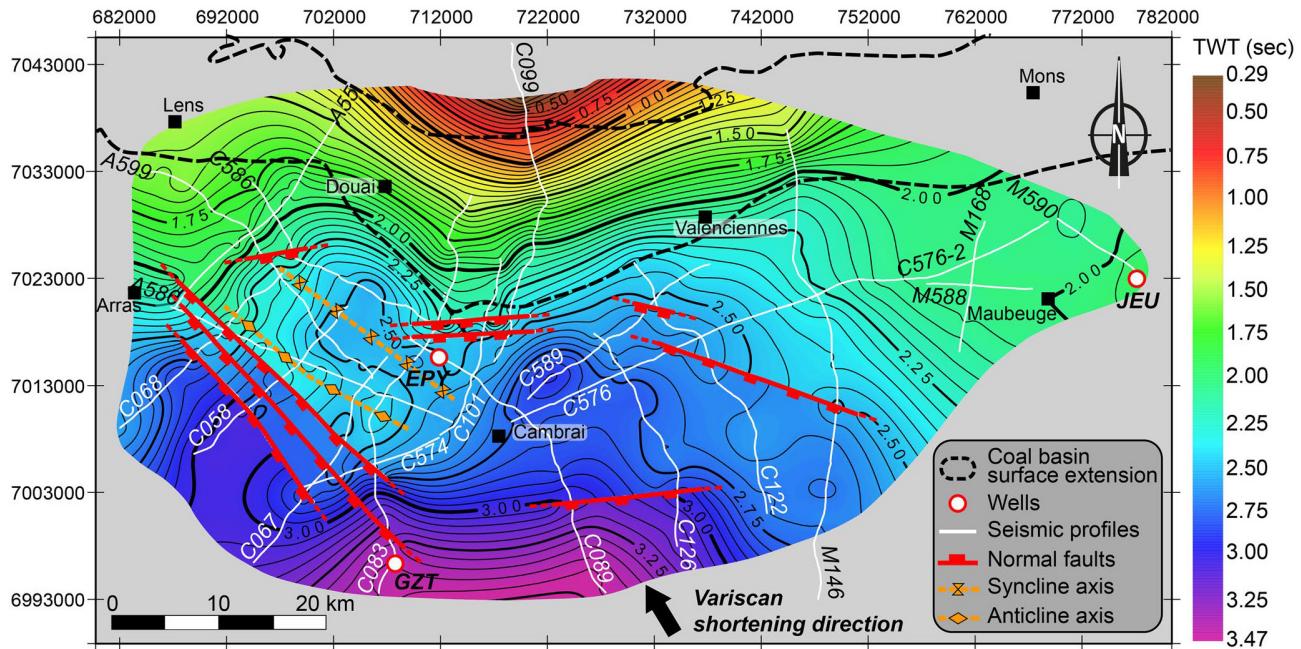


Figure 14. Isochron map of the top of the Givetian (grid cell size of 100×100 meters). This structural grid was modeled based on the seismic interpretation of the Givetian top. The modeling was carried out using IHS Kingdom Software. Equidistance is 0.05 s. Map coordinates are in French Lambert 93.

The syn-sedimentary normal faults inherited from the pre-orogenic Laurussian margin deformation have also been laterally correlated and illustrated on the structural map (Figure 14). In detail, three different sets of faults strikes can be distinguished from the east to west: a) N120° south of Valenciennes, b) N130° south of Douai-Lens and c) about N70–80° in the central region. Considering that the N120° and N130° striking sets cannot be regarded as significantly different fault systems, it can be inferred that the southern Laurussian margin was basically segmented by a system of normal faults striking N70–80° and N120–130°. This finding is consistent with previous studies that suggest that the Laurussian margin in northern France-southern Belgium was segmented by a set of N50–70° and N110–130° trending normal faults during the syn-rift Devonian stage (e.g., Meilliez et al., 1991; Lacquement, 2001). These syn-sedimentary normal faults have significantly contributed to the southward deepening of the southern Laurussian margin and the associated thickening of the Devonian series. It is particularly visible southeast of Arras, where the N130-trending normal faults are characterized by an important down-dip throw responsible for the substantial deepening of the Devonian layers towards the south-west and the associated thickening of the Upper Devonian sequence (Figure 9).

The superposition of Variscan structures and pre-existing Devonian normal faults is well illustrated in 3-D on the structural map of the AMBT (Figure 13a). Except for the region located south of Valenciennes, the geometry of the AMBT follows the strike of the Devonian normal faults in its footwall. Furthermore, comparison of the structural maps of the AMBT (Figure 13a) and OTSBT (Figure 13b) to the structural map of the Givetian top (Figure 14) reveals a spatial correlation between the geometry of the Variscan thrusts and the topography of the Devonian substratum in the footwall of these faults. Indeed, frontal thrust ramps of the AMBT (Figure 13a) and OTSBT (Figure 13b) developed where the rifted Laurussian margin was trending N60–80° and deepened southeastward, while the lateral and oblique thrust ramps developed, trending N110–130° and deepening southwestward. For instance, the N130° trend of the lateral ramp of the AMBT south of Douai matches the trend of the underlying Laurussian rifted margin. The strike-deviation zone between Douai and Valenciennes coincides with a major change in orientation of the underlying substratum. Northeast of Cambrai, the superimposed lateral ramps of the AMBT and OTSBT, both visible on the seismic data (Figure 11) and structural maps, developed above the edge of a topographic trough, trending SE-NW. Overall, the main Variscan thrusts seem to be molded on the topography of the Laurussian margin inherited from the Devonian Rheno-Hercynian extensional event.

7. Discussion

7.1. New Insights on the Geometry of the Northern Variscan Front in Northern France

Our seismic interpretation provides a new understanding of the 3-D geometry of the North Variscan Front in northern France, so far locally described from 2-D geological cross-sections. The along-strike lateral changes in the geometry of the thrust front and its controlling factors are discussed below.

7.1.1. Segmentation of the Thrust Front

Study of the 3-D geometry of the two main thrusts of the Northern Variscan Front (AMBT and OTSBT) demonstrates the existence of major lateral ramps south of Douai, relaying two frontal thrust segments: the first one located south of Valenciennes, and the second one south of Lens (Figure 13). This new finding corroborates several studies (Averbach et al., 2002; Lacquement, 2001; Lacquement et al., 2005; Mansy & Meilliez, 1993; Meilliez, 1989; Raoult, 1986) that suggest that the zones of major change in strike observed along the Northern Variscan Front of NW Europe correspond to lateral or oblique thrust ramps relaying several major thrusts of a segmented front.

At a smaller scale, some previous studies focusing on a similar change in strike in the Meuse valley-Dinant recess (Ardennes Massif) (Lacquement et al., 2005; Szaniawski et al., 2003) have suggested that these lateral and oblique ramps, including the one located south of Douai, may have acted as transfer zones during the propagation of the thrust front in late Carboniferous times. They would have localized transpressional corridors that accommodated components of both right-lateral strike-slip deformation and oblique shortening. Such a process was evidenced by analog modeling experiments (e.g., Martinez et al., 2002; McClay et al., 2004) showing that convergence oblique with respect to the margin can lead to strain partitioning between margin-normal contraction and margin parallel strike-slip faulting. This could apply south of Douai where the Laurussian margin is parallel-to-oblique with respect to the direction of the Variscan shortening (Figure 14). The transverse shortening localized along the lateral ramps evidenced on the C576 seismic profile (Figure 11) is likely to reflect such transpressional deformation partitioned between different faults.

7.1.2. Structural Inheritance

Results of the seismic interpretation showed that Variscan thrust ramps localized above Devonian normal faults, therefore suggesting that these pre-existing extensional structures acted as areas of preferential nucleation of the subsequent contractional thrust ramps. We argue that such basement discontinuities focused contractional stress during the northward propagation of the thrust front in Late Mississippian-Middle Pennsylvanian and consequently had a buttressing effects that controlled the nucleation of subsequent thrust ramps. This phenomenon has been observed and described already in the 1980s (Butler, 1989; Gillchrist et al., 1987; Schedl & Wiltschko, 1987; Wiltschko & Eastman, 1983) in various fold-and-thrust belts, especially in the Appalachians (Konstantinovskaya et al., 2014; Thomas, 2001, 2007), in the Apennines (Butler et al., 2006; Scisciani, 2009; Tavarnelli, 1996, 1999), in the Jura Mountains (Malz et al., 2020; Ustaszewski & Schmid, 2006), in the Alps (Butler et al., 2006), in the Himalayas (Butler, 2020), and at the eastern end of the Variscan deformation front in Poland (Krzywiec et al., 2017; Kufrasa et al., 2020), among others. The structure of the Northern Variscan Front in northern France provides a new example of the control exerted by inherited extensional basement structures on the deformation of a propagating thrust front.

At a regional scale, structural maps reveal that the 3-D geometry of the main Variscan thrusts (AMBT and OTSBT) (Figure 13) can be correlated to the topography of the underlying rifted structures of the Laurussian margin (Figure 14). Results show that the major lateral ramps of the AMBT and OTSBT south of Douai formed above the SW-deepening Laurussian margin segmented by N130° striking Devonian normal faults, parallel to the shortening direction. Various natural case studies (Amadori et al., 2019; Lacombe et al., 2003; Lacquement et al., 2005; Paulsen & Marshak, 1999; Ustaszewski & Schmid, 2006), and analog modeling experiments (e.g., Calassou et al., 1993) have emphasized the significant control exerted by inherited basement topography on the geometry and segmentation of thrust fronts along-strike, especially by localizing lateral or oblique ramps, salients and reentrants. Examples in the Jura Mountains (France) (Ustaszewski & Schmid, 2006), in the Sevier fold-thrust belt (Utah, USA) (Paulsen & Marshak, 1999) or in Taiwan (Lacombe et al., 2003) have shown that lateral or oblique thrust ramps of a propagating thrust front are likely to form above basement offsets (often fault-related) trending parallel or oblique with respect to the shortening

direction. By localizing both Variscan frontal and lateral ramps, the inherited structure of the southern Laurussian margin had a major impact on the 3-D geometry and along-strike segmentation of the Northern Variscan Front.

7.2. Synthesis of the Kinematic Evolution of the Northern Variscan Front in Northern France

Results of our seismic interpretation emphasize the main tectonic features of the Northern Variscan Front in northern France. We aim now at providing a regional scope to the structural and kinematic model of the thrust front previously described on the basis of local studies in the Valenciennes (M146 seismic profile, Figure 3) (Averbuch et al., 2018; Lacquement, 2001; Lacquement et al., 1999; Mansy et al., 1997) and Artois regions (Minguely et al., 2008) and attempt an unprecedented regional synthesis of the kinematic evolution of the Northern Variscan Front in northern France. It takes into account known elements from previous studies on the thrust front, as well as additional contributions from our study, in particular (a) the quantification of the regional underthrusting of the foreland basin, (b) the deep folding and thrusting of the Brabant Para-autochthonous Unit, and (c) the nucleation of thrust ramps above pre-existing basement faults. We present and detail a new conceptual tectonic model for the kinematic evolution of the thrust front showing the successive stages of deformation during the Late Mississippian-Middle Pennsylvanian (Figure 15). The evolution is divided into seven stages (from A to G), with A representing the early compressional stage of the Variscan foreland (Late Mississippian), and F the last compressional stage (Middle Pennsylvanian); stage G depicts the present-day situation. The specific tectonic features of the thrust front visible on this model are discussed below.

7.2.1. Localized Displacement of the Ardennes Allochthonous Unit Onto the AMBT

Our seismic interpretation has emphasized the high degree of localization of displacement onto the AMBT during the Variscan shortening stage. First-time regional quantification of the relative underthrusting of the foreland basin revealed the latter extends on average 20–25 km southward below the Ardennes Allochthonous Unit (Figure 13a). Based on the restoration of the M146 seismic section (Figure 3), and corroborated by the seismic profiles trending almost parallel the average transport direction presented above (Figures 7 and 8), a total displacement of at least 50 km can be estimated along the AMBT (stage F, Figure 15). However, these values are likely to be underestimated, considering that the thrust front extended further north in late Carboniferous times and was later eroded (stage G, Figure 15).

Similar examples of thrusts localizing important displacement exist in various fold-and-thrust belts. In the Southern Apennines (Italy), the Lagronegro allochthon accommodated more than 65 km of displacement (Butler, 2020; Butler et al., 2004), resulting in the large underthrusting of the Apulian foreland. In the Central Salt Range (Pakistan), the Salt Range Thrust localized about 25 km of displacement (Butler, 2020; Qayyum et al., 2015). Numerous studies based on analog modeling and studies of natural cases, argue that syn-kinematic sedimentation exerts a strong influence on the structural evolution of a thrust wedge (e.g., Storti & McClay., 1995; Barrier et al., 2002; Bonnet et al., 2008; Wu & McClay, 2011; Gravellou et al., 2012). Butler (2020) showed that if there is little or no sedimentation at the toe of an emergent thrust front, an individual emergent thrust having a low-angle dip can localize a large amount of slip and carry thrust allochthons, therefore creating a significant sub-thrust or underthrust foreland. If the sedimentation rate increases at the thrust front, the emergent thrust may steepen significantly therefore reducing its tendency to slip. Consequently, deformation may be transferred onto new additional structures in the thrusts hangingwall and footwall.

We, therefore hypothesize that surface processes may have had a significant influence on the geometry of the Northern Variscan Front in northern France. A low sedimentation rate at the toe of the propagating AMBT would provide a viable explanation for the high degree of localization of displacement on the AMBT (stages B and C, Figure 15). This would be consistent with the low-angle dip of the AMBT visible south of the frontal thrust zone (Figure 13a) and at the southern end of the seismic profiles. A later increase in sedimentation rate in the foreland basin may have had a significant influence on the steepening of the AMBT in the frontal thrust zone (Figure 13a), evolving from a footwall flat geometry with large displacement into a footwall ramp geometry with lower displacement (stages D, E, F, Figure 15).

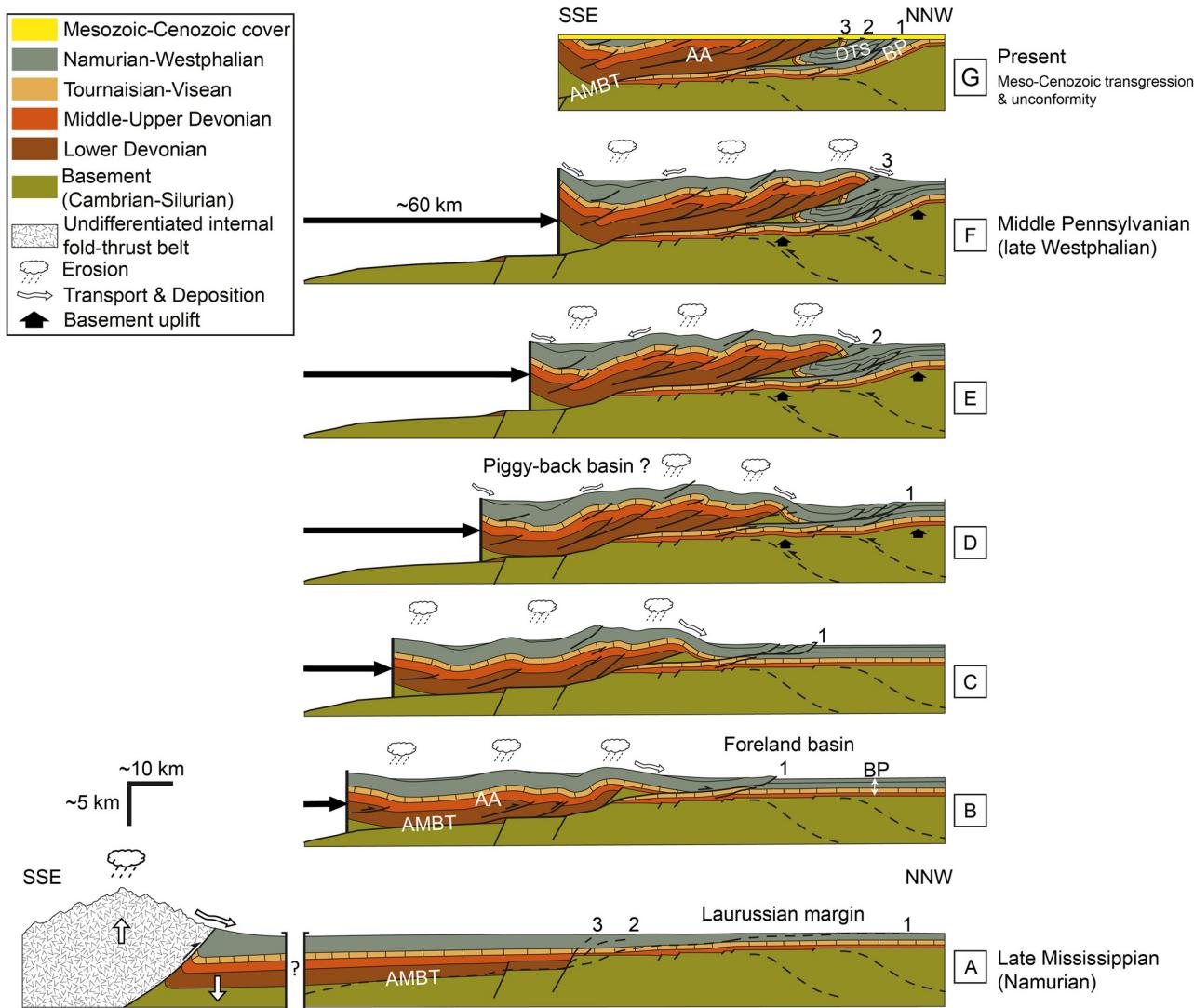


Figure 15. Conceptual kinematic model of the Northern Variscan Thrust Front in northern France (segment to the east of the Douai lateral ramp), integrating previous work (see Figure 3) and new insights from the present study. AA: Ardennes Allochthonous Unit, AMBT: Allochthon Main Basal Thrust, BP: Brabant Para-autochthonous Unit, OTS: Overturned Thrust Sheets. Numbers 1, 2 and 3 correspond to the order of activation of the different thrust faults, the OTSBT, the “Cran de Retour” thrust and the “Midi Fault,” illustrating the out-of-sequence deformation sequence of the Northern Variscan Front during late Westphalian times.

7.2.2. Out-Of-Sequence Dislocation of the Thrust Front

The detailed interpretation of the C083 profile (Figure 10 & 12) and the analysis of the structural map of the OTSBT (Figure 13b) demonstrated that the OTS have the overall geometry of a recumbent syncline north of Cambrai and are truncated by the AMBT at least 15 km south of the frontal thrust zone. The overturned limb of this recumbent syncline is likely to correspond to that of a major thrust-related anticline, whose progressive rotation and overturn was induced by the basal shear associated to the large displacement of the Allochthonous Unit on the AMBT (stages C, D, E, F, Figure 15). The existence of such an antiform was established in the “Condroz inlier” of the Belgian Ardennes, along the Meuse River Cross-section (Adams & Vandenberghe, 1999; Khatir et al., 1992; Le Gall, 1992; Raoult & Meilliez, 1987), where lower Paleozoic rocks are exposed. Within the OTS complex, internal strain is likely to have been accommodated by the formation of Riedel-type low-angle normal shear planes of minor scale, as observed in Figure 12 and in the coal-bearing molasse from the NPC basin (e.g., Bouroz, 1950; Le Gall, 1994; Meilliez, 2019). This kind of

structures represent relatively uncommon objects in mountain fronts and foreland basins but they were described in highly strained zones below forelimb thrusts in different foreland fold-thrust structures (i.e., the Jura, NE Pyrenees, Central Apennines) (Averbach et al., 1992, 1995; Smeraglia et al., 2020). The particularly large horizontal simple-shear strain associated with the forward rotation of the forelimb of the thrust-related anticline developed above the frontal ramp of the AMBT is likely to account for the unusual mechanical conditions controlling the generation of such a low-angle normal fault (Frizon de Lamotte et al., 1995).

The anticline was sequentially cross-cut by out-of-sequence forelimb thrusts, identified in the region as the “Cran de Retour” thrust (2 in Figure 15) and the “Midi Fault” (3 in Figure 15), the latter being the last out-of-sequence thrust (stages D, E, F, Figure 15). Such an out-of-sequence dislocation of the frontal thrust zone can be explained in different ways. It may evidence an impossibility of the thrust front to propagate further north due to, for instance, an uplift of the Brabant Massif that acted as a buttress located in front of the propagating Variscan thrust wedge (Averbach et al., 2004; Mansy et al., 1999). This mechanism is a feature predicted by analog modeling of basement asperity subduction (Dominguez et al., 2000; Lallemand et al., 1992). This could partly explain the observed re-entrant of the thrust front rearward of the deep Orchies anticline (Marshak, 2004). Such a mechanical locking is known in other natural cases as in the Central Sivas Basin (Turkey) where a topographic high, the crustal Kırşehir block, limited the propagation of the deformation front, resulting in a structural uplift of the fold-thrust belt through an antiformal stack (Legeay et al., 2020). Alternatively, the influence of large volume of syntectonic sedimentation in front of the active thrust front may have led to a backward sequence of thrusting and steepening of the thrust sheet (Barrier et al., 2002; Butler, 2020).

7.2.3. Variscan Reactivation of the Front of the Anglo-Brabant Deformation Belt

Seismic interpretations (C083 profile, Figure 10) and analysis of the structural map of the top-Givetian horizon (Figure 14) revealed the existence of a N120–130° trending deep anticline-syncline pair of folds within the Brabant Para-autochthonous Unit, west of Cambrai. Accounting for the close proximity of the Northern Variscan Front and the late Caledonian Anglo-Brabant deformation belt in the study area (Mansy et al., 1999; Pharaoh, 2018; Pharaoh et al., 1993; Van Grootel et al., 1997), we suggest that this deep anticline may have accommodated shortening associated with the Variscan reactivation of south-vergent thrusts of the Anglo-Brabant deformation front buried within the basement (stages D to F, Figure 15). This hypothesis is supported by the orientation of the WNW-ESE main structural trend of the Anglo-Brabant deformation belt (Mansy et al., 1999; Pharaoh, 2018; Pharaoh et al., 1993; Van Grootel et al., 1997). The pronounced flexure and monoclinal geometry of the Brabant Para-autochthonous Unit delimiting to the north the foreland basin (Figure 14), could possibly have the same origin (Figure 15).

The poor quality of the seismic data in the basement does not allow imaging the deep late Caledonian thrusts. Such structures have, however, been observed on seismic data further west in the Artois region (Minguely et al., 2008) (location in Figure 1a). In this area, north-verging Variscan thrusts and south-verging basement thrusts, interpreted as possible frontal thrusts of the Anglo-Brabant fold belt, form a peculiar frontal triangle zone that uplifted the foreland. Analog modeling experiments conducted for the Artois region (Minguely et al., 2008) and the northern Apennines (Toscani et al., 2014) investigated the mechanism of deformation of two interfering thrust fronts having opposite vergence. Results showed that the pre-existing thrusts (i.e., the late Caledonian thrusts) seems to be reactivated once the northern tip of the younger propagating thrust wedge (i.e., the Variscan thrust wedge) reached the pre-existing thrust front (i.e., the Anglo-Brabant thrust front). Analog modeling experiments (Minguely et al., 2008) argue that the reactivation of such deep inherited thrusts, forming part of a deep frontal triangle zone and resulting in the relative uplift of the Brabant foreland, would have exerted a major buttressing effect in front of the northward propagating Variscan thrust front. Such a process is likely to have enhanced both the localization of displacement on the single AMBT and the out-of-sequence dislocation of the hangingwall anticline developed previously at the tip of the propagating thrust front (stages D to F, Figure 15). Similar cases have been observed in emergent fold-and-thrust belts in the Alps (Ortner et al., 2015) or the Andes (Calderon et al., 2017). For example in the Alps (western Austria, southern Germany), the formation of a frontal triangle zone stopped the foreland propagation of the Alpine thrust front and initiated a break-back sequence of thrusting into the hinterland (Ortner et al., 2015).

8. Conclusions

Seismic profiles presented in this article show the 3-D structure and kinematics of the Northern Variscan Thrust Front in northern France. The frontal thrust zone (AMBT) is shown to localize the displacement of the Ardennes Allochthonous Unit over more than 50 km above the Laurussian margin referred here as the Brabant Para-autochthonous Unit. This large displacement induced underthrusting of the molassic foreland basin and its truncation by a major out-of-sequence thrust (the shallow part of the AMBT, frequently referred to as the Midi fault). An extensive complex of dominantly overturned thrust sheets (the OTS complex) at the sole of this thrust, is interpreted as the result of dissection of a previous major hangingwall anticline at the tip of the AMBT, its forelimb being successively cross-cut and overturned by basal shear along the footwall of the propagating out-of-sequence major thrust.

A major outcome of our 3-D approach is the characterization of a major NW-SE-trending lateral ramp, approximatively along a line Douai-Cambrai and that affects both the main frontal thrust (AMBT) and the OTSBT. This deep-seated ramp marks the western extent of the OTS complex. This is a major relay zone along the thrust front in between the eastern segment (trending ENE-WSW between Valenciennes and Douai), where the molassic foreland basin is largely underthrust (more than 20 km) below the Allochthonous Unit, and the western segment (trending WNW-ESE in the Boulonnais and Artois regions) where no underthrusting occurred. The way this transfer zone is accommodated in the foreland basin is poorly known and thus remains a major objective for future research.

Another key result is the 3-D characterization of the Brabant Para-autochthonous Unit. Along with the overlying Namurian-Westphalian synorogenic layers trapped in the Northern Variscan foredeep, these are deformed by a series of second-order north-verging thrust faults often associated with ramp-related folds developed at their hangingwall. The transition zones between (a) the Famennian shales and the underlying Frasnian limestones, and (b) the Namurian shales and the Dinantian carbonates form the main décollements within this unit.

We showed that at the base of the Brabant Para-autochthonous Unit, the Middle-Upper Devonian sequence has been deformed by syn-sedimentary normal faults. Those faults are responsible for the general thickening of the Devonian sequence towards the south or southwest. Their N060–080° and N110–130° trend corresponds precisely to the strike of the frontal and lateral ramps of the Variscan thrust wedge. Our seismic interpretations also confirm that numerous Variscan thrusts formed right above the Devonian syn-sedimentary normal faults. This observation is valid for both the frontal and lateral ramps and points out the impact of mechanical heterogeneities on the localization of later thrust ramps. Indeed, rift-related deformation in the southern Laurussian margin has exerted a major control on the dynamics of the thrust front by controlling the spacing between individual thrusts, the frictional conditions at the base of the thrust wedge and its along-strike segmentation.

Seismic interpretations revealed the presence of deep folds within the underthrust foreland affecting both the Para-autochthonous Unit and its lower Paleozoic substratum. We propose that their origin is associated with the activation of a deep-seated early Paleozoic backthrust in the basement. The pronounced flexure delimiting to the north the coal-bearing foreland basin and exhuming the lower Paleozoic basement could possibly have the same origin. Such deep foreland back-thrusts are likely to have exerted a major buttressing effect in front of the northward propagating Variscan thrust front, thereby possibly enhancing its out-of-sequence dislocation and the localization of slips along one single major thrust (i.e., the AMBT).

Finally, we propose a conceptual tectonic scenario that fits the main geometric and kinematic characteristics of the Variscan frontal thrust zone in northern France. Hopefully this scenario should benefit from further input of new field and subsurface data, and thus remains to be explored to better constrain the kinematic evolution of this ancient mountain front.

Data Availability Statement

According to French laws, the field seismic data are publically available at <http://www.minergies.fr/fr>. The reprocessed seismic data (SEG-Y) used in this paper belong to the BRGM, so they can be released only with a formal agreement with the BRGM.

Acknowledgments

This work is part of the Ph.D. thesis of Aurore Laurent, granted by the BRGM (French Geological Survey) and the Hauts-de-France region. It is based on the interpretation of 21 seismic lines reprocessed by the BRGM. The reprocessing of the seismic data was supported by the RGF program of the BRGM. Eight lines are presented in the paper, the others are not, but all of them have been used to produce the interpretations and maps presented here. This work benefitted also from a financial support from the Tellus Program of the CNRS/INSU. IHS Markit is greatly acknowledged for the permission to use the Kingdom Suite software through an academic grant to the University of Lille. We also thank QGIS development team for providing the QGIS open-source software used during this study. The authors gratefully acknowledge the Editor L. Jolivet, the Associate Editor O. Lacombe and the reviewers P. Krzywiec, S. Mazur and an anonymous reviewer for their constructive comments that significantly improved the manuscript. We particularly thank B. Vendeville for his careful reading of this article and help in the improvement of the English style.

References

- Adams, R., & Vandenberghe, N. (1999). The Meuse section across the Condruz–Ardennes (Belgium) based on a predeformational sediment wedge. *Tectonophysics*, 309(1–4), 179–195. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00138-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00138-9)
- Allen, P. A., Homewood, P., & Williams, G. D. (1986). Foreland Basins: An Introduction. In P. A. Allen, & P. Homewood (Eds.), *Foreland basins*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists (Vol. 8, pp. 3–12). Blackwell Scientific Publications.
- Amadori, C., Toscani, G., Di Giulio, A., Maesano, F. E., D'Ambrogi, C., Ghelmi, M., & Fantoni, R. (2019). From cylindrical to non-cylindrical foreland basin: Pliocene–Pleistocene evolution of the Po Plain–Northern Adriatic basin (Italy). *Basin Research*, 31(5), 991–1015. <https://doi.org/10.1111/bre.12369>
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., & Kissel, C. (1992). Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: A test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, 14(4), 461–474. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90106-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90106-7)
- 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*, 7(1), 3–21.
- Averbuch, O., Lacquement, F., Meilliez, F., Gravéleau, F., Beccaletto, L., & Vendeville, B. (2018). *La chaîne varisque vue depuis son front nord: Dynamique du front de chaîne, sous-charrage cristal de la marge avalonienne et délamination associée de la lithosphère supra-subductée*. 26th Réunion des Sciences de la Terre, October 22, 2018.
- Averbuch, O., Lacquement, F., Szaniawski, R., Mansy, J. L., & Lewandowski, M. (2002). Segmentation of the Variscan thrust front (N France, S Belgium): Insights into the geometry of the Devonian Rheno-Hercynian Basin. *Aardkundige Mededelingen*, 12, 89–92.
- 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. <https://doi.org/10.3166/ga.17.163-178>
- Averbuch, O., Mattei, M., Kissel, C., Frizon de Lamotte, D., & Speranza, F. (1995). Cinématique des déformations au sein d'un système chevauchant aveugle: l'exemple de la Montagna dei Fiori (front des Apennins centraux, Italie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(5), 451–461. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.166.5.451>
- Averbuch, O., & Piromallo, C. (2012). Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics*, 558–559, 70–83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.032>
- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., & Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Bally, A. W., Gordy, P. L., & Stewart, G. A. (1966). Structure, Seismic Data, and Orogenic Evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14(3), 337–381. <https://doi.org/10.3576/gscpgbull.14.3.337>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90045-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90045-3)
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J. N., Casas, A., & Bourquin, S. (2002). Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modeling. *Sedimentary Geology*, 146(1–2), 91–104. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00168-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00168-3)
- Becq-Giraudon, J.-F. (1983). *Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais*. Mémoire BRGM (No. 123). Editions du BRGM.
- Belanger, I., Delaby, S., Delambre, B., Ghysel, P., Hennebert, M., Laloux, M., et al. (2012). Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique). *Geologica Belgica*, 15(3), 169–175.
- Bonnet, C., Malavieille, J., & Mosar, J. (2008). Surface processes versus kinematics of thrust belts: Impact on rates of erosion, sedimentation, and exhumation – Insights from analogue models. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(3), 297–314. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.179.3.297>
- Bourouz, A. (1950). Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 70, 2–55.
- Bourouz, A. (1969). Le Carbonifère du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 89(1), 47–65.
- Bourouz, 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*, 81, 173–218.
- Bourouz, A., Stiévenard, M., Buisine, M., Chalard, J., Dalinval, A., Dollé, P., et al. (1963). *Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais: Carte des zones stratigraphiques à la cote -300*. Institut Géographique National.
- Boyer, S. E., & Elliott, D. (1982). Thrust Systems. *AAPG Bulletin*, 66(9), 1196–1230. <https://doi.org/10.1306/03B5A77D-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., et al. (1991). Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30, 1–106.
- Burgess, P. M., & Gayer, R. A. (2000). Late Carboniferous tectonic subsidence in South Wales: Implications for Variscan basin evolution and tectonic history in SW Britain. *Journal of the Geological Society*, 157(1), 93–104. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.93>
- Butler, R. W. H. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3), 239–245. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(82\)90011-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90011-6)
- Butler, R. W. H. (1987). Thrust sequences. *Journal of the Geological Society*, 144(4), 619–634. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0619>
- Butler, R. W. H. (1989). The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105–122. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.07>
- Butler, R. W. H. (2020). Syn-kinematic strata influence the structural evolution of emergent fold-thrust belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 57–78. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-14>
- Butler, R. W. H., Bond, C. E., Cooper, M. A., & Watkins, H. (2018). Interpreting structural geometry in fold-thrust belts: Why style matters. *Journal of Structural Geology*, 114, 251–273. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.019>
- Butler, R. W. H., Mazzoli, S., Corrado, S., Donatis, M. D., Bucci, D. D., Gambini, R., et al. (2004). Applying Thick-skinned Tectonic Models to the Apennine Thrust Belt of Italy—Limitations and Implications. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (Vol. 82, pp. 647–667). AAPG Memoir. <https://doi.org/10.1306/m82813c34>
- Butler, R. W. H., Tavarnelli, E., & Grasso, M. (2006). Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1893–1908. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.09.006>

- Calassou, S., Larroque, C., & Malavieille, J. (1993). Transfer zones of deformation in thrust wedges: An experimental study. *Tectonophysics*, 221(3–4), 325–344. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90165-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90165-G)
- Calderon, Y., Baby, P., Hurtado, C., & Brusset, S. (2017). Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Marine and Petroleum Geology*, 82, 238–250. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009>
- Cazes, M., Torreilles, G., Bois, C., Damotte, B., Galdeano, A., Hirn, A., et al. (1985). Structure de la croute hercynienne du Nord de la France; premiers résultats du profil ECORS. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1(6), 925–941. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.1.6.925>
- C.F.P.(M), COPESEP, R. A. P., & S. N. P. A. (1965). Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 85, 273–281.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barfety, J.-C., Cecca, F., et al. (2003). *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6^e édition révisée*. BRGM.
- Chapple, W. M. (1978). Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *GSA Bulletin*, 89(8), 1189–1198. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<1189:MOTFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<1189:MOTFB>2.0.CO;2)
- Coibert, C., Baele, J.-M., Boulvais, P., Poujol, M., & Decrée, S. (2018). Petrogenesis of the Mairupt microgranite: A witness of an Uppermost Silurian magmatism in the Rocroi Inlier, Ardenne Allochton. *Comptes Rendus Geoscience*, 350(3), 89–99. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.12.001>
- Coen-Aubert, M., Groessens, E., & Legrand, R. (1980). Les formations paléozoïques des sondages de Tournai et de Leuze. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 89(4), 241–275.
- Cook, B. S., & Thomas, W. A. (2009). Superposed lateral ramps in the Pell City thrust sheet, Appalachian thrust belt, Alabama. *Journal of Structural Geology*, 31(9), 941–949. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.06.001>
- Corfield, S. M., Gawthorpe, R. L., Gage, M., Fraser, A. J., & Besly, B. M. (1996). Inversion tectonics of the Variscan foreland of the British Isles. *Journal of the Geological Society*, 153(1), 17–32. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.1.0017>
- Dahlen, F. A., Suppe, J., & Davis, D. (1984). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B12), 10087–10101. <https://doi.org/10.1029/JB089JB12p10087>
- Dahlstrom, C. D. A. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743–757. <https://doi.org/10.1139/e69-069>
- Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B2), 1153–1172. <https://doi.org/10.1029/JB088JB02p01153>
- 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.
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. (1996). Foreland basinsystems. *Basin Research*, 8(2), 105–123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- Delmer, A. (1997). Structure tectonique du bassin houiller du Hainaut. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5(2), 7–15.
- Delmer, A. (2003). La structure tectonique transfrontalière entre les bassins houillers de Valenciennes (France) et du Hainaut belge. *Geologica Belgica*, 6(3–4), 171–180.
- Delmer, A., Dusar, M., & Delambre, B. (2001). Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 95–103. <https://doi.org/10.20341/gb.2014.045>
- Delmer, A., Leclercq, V., Marlière, R., & Robaszynski, F. (1982). La géothermie en Hainaut et le sondage de Ghlin (Mons - Belgique). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 101, 189–206.
- De Putter, T. (1995). Etude sédimentologique de la Grande brèche viséenne ("V3a") du bassin de Namur-Dinant. *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 40, 1–272.
- Dominguez, S., Malavieille, J., & Lallemand, S. E. (2000). Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: Insights from sandbox experiments. *Tectonics*, 19(1), 182–196. <https://doi.org/10.1029/1999TC900055>
- Farquharson, N., Schubert, A., & Steiner, U. (2016). Geothermal Energy in Munich (and Beyond) A Geothermal City Case Study. *GRC Transactions*, 40, 189–196.
- Fielitz, W., & Mansy, J.-L. (1999). Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighboring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309(1–4), 227–256. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00141-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00141-9)
- Fillon, C., Huismans, R. S., & van der Beek, P. (2013). Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology*, 41(1), 83–86. <https://doi.org/10.1130/G33531.1>
- Fitz-Diaz, E., Hudleston, P., & Tolson, G. (2011). Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 149–167. <https://doi.org/10.1144/SP349.8>
- Ford, M. (2004). Depositional wedge tops: Interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. *Basin Research*, 16(3), 361–375. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00236.x>
- Franke, W. (1992). Phanerozoic structures and events in Central Europe. In D. Blundell, R. Freeman, & S. Mueller (Eds.), *A continent revealed: The European geotraverse* (pp. 164–179). Cambridge University Press.
- Franke, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 35–61. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP2000.179.01.05>
- Franke, W. (2006). The Variscan orogen in Central Europe: Construction and collapse. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 333–343. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.20>
- Franke, W., Cocks, L. R. M., & Torsvik, T. H. (2017). The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research*, 48, 257–284. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005>
- Franke, W., Dallmeyer, R. D., & Weber, K. (1995). Geodynamic Evolution. In R. D. Dallmeyer, W. Franke, & K. Weber (Eds.), *Pre-permian geology of central and eastern Europe* (pp. 579–593). Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-77518-5_57
- Frizon de Lamotte, D., Guezou, J.-C., & Averbach, O. (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. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)e0035-w](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)e0035-w)
- Gillcrist, R., Coward, M., & Mugnier, J.-L. (1987). Structural inversion and its controls: Examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1(1), 5–34. <https://doi.org/10.1080/09853111.1987.11105122>
- Golonka, J. (2002). Plate-Tectonic Maps of the Phanerozoic. *SEPM Special Publications*, 72, 21–75. <https://doi.org/10.2110/pec.02.72.0021>
- Golonka, J. (2020). Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics. *Global and Planetary Change*, 186, 103129. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103129>
- Golonka, J., & Gawęda, A. (2012). Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurussia in the Paleozoic. In E. Sharkov (Ed.), *Tectonics-Recent advances* (pp. 261–282). InTech. <https://doi.org/10.5772/50009>
- Graveleau, F., Malavieille, J., & Dominguez, S. (2012). Experimental modeling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics*, 538–540, 1–66. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027>

- Guillot, F., Averbuch, O., Dubois, M., Durand, C., Lanari, P., & Gauthier, A. (2020). Zircon age of vaugnerite intrusives from the Central and Southern Vosges crystalline massif (E France): Contribution to the geodynamics of the European Variscan belt. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191, 26. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020027>
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., & Lallemand, S. (1996). Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, 24(2), 135–138. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0135:CBOTWI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0135:CBOTWI>2.3.CO;2)
- Hammerstein, J. A., Di Cuia, R., Cottam, M. A., Zamora, G., & Butler, R. W. H. (2020). *Fold and thrust belts: Structural Style, Evolution and Exploration*. Geological Society, London, Special Publications, 490(1). <https://doi.org/10.1144/SP490>
- Hance, L., Dejonghe, L., Ghysel, P., Laloux, M., & Mansy, J.-L. (1999). Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the Variscan Front Zone (eastern Belgium). *Tectonophysics*, 309(1–4), 161–177. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00137-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00137-7)
- Hance, L., & Poty, E. (2006). Hastarian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 111–116.
- Houchen, M. A. (1988). *Structural modeling of the external Variscides of France and Belgium (Doctoral dissertation)*. National University of Ireland.
- Hughes, A. (2020). Mechanical controls on structural styles in shortening environments: A discrete-element modeling approach. *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 33–55. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-114>
- Huiqi, L., McClay, K. R., & Powell, D. (1992). Physical models of thrust wedges. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust tectonics* (pp. 71–81). Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_6
- Jones, P. B. (1982). Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills, Canada. *Geological Studies of the Cordilleran Thrust Belt*, 1, 61–74.
- Karner, G. D., & Watts, A. B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10449–10477. <https://doi.org/10.1029/JB088IB12p10449>
- Khatir, A., Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1988). Structures et déformation dans l'allochtonie ardennais en Avesnois (Nord). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 108(2–3), 73–83.
- Khatir, A., Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1992). Structuration varisque en Ardenne occidentale: Une hiérarchie des niveaux de décollement. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de La Terre*, 314(4), 365–371.
- Kley, J., Monaldi, C. R., & Salfity, J. A. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics*, 301(1–2), 75–94. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)90223-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)90223-2)
- Konstantinovskaya, E., & Malavieille, J. (2005). Accretionary orogens: Erosion and exhumation. *Geotectonics*, 39(1), 69–86.
- Konstantinovskaya, E., Malo, M., & Badina, F. (2014). Effects of irregular basement structure on the geometry and emplacement of frontal thrusts and duplexes in the Quebec Appalachians: Interpretations from well and seismic reflection data. *Tectonophysics*, 637, 268–288. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.012>
- Krzywiec, P., Mazur, S., Gagala, L., Kufrasza, M., Lewandowski, M., Malinowski, M., & Buffenmyer, V. (2017). Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data—Correlations with the Variscides and the Appalachians. In R. D. Law, J. R. Thigpen, A. J. Merschat, & H. H. Stowell (Eds.), *Linkages and Feedbacks in orogenic systems* (Vol. 213, pp. 20). Geological Society of America Memoir. [https://doi.org/10.1130/2017.1213\(14](https://doi.org/10.1130/2017.1213(14)
- Kufrasza, M., Krzywiec, P., Gagala, L., Mazur, S., & Mikolajczak, M. (2020). Sequence of deformation at the front of an orogen: Lublin basin case study (Poland). *Journal of Structural Geology*, 141, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104211>
- Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F. M., & Vergès, J. (2007). *Thrust belts and foreland basins - from fold kinematics to hydrocarbon systems*. Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7>
- Lacombe, O., & Mouthereau, F. (2002). Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, 21(4), 12–22. <https://doi.org/10.1029/2001TC901018>
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J., Chu, H.-T., & Lee, J.-C. (2003). Frontal belt curvature and oblique ramp development at an obliquely collided irregular margin: Geometry and kinematics of the NW Taiwan fold-thrust belt. *Tectonics*, 22(3), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2002TC001436>
- Lacquement, F. (2001). *L'Ardenne Varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne*. (Publication No. 29). Société Géologique du Nord.
- 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(10), 1788–1802. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.017>
- Lacquement, F., Mansy, J.-L., Hanot, F., & Meilliez, F. (1999). Retraitements et interprétation d'un profil sismique pétrolier méridien au travers du Massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences-Series IIa: Earth and Planetary Science*, 329(7), 471–477. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)80020-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)80020-8)
- Lallemand, S. E., Malavieille, J., & Calassou, S. (1992). Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: Experimental modeling and marine observations. *Tectonics*, 11(6), 1301–1313. <https://doi.org/10.1029/92TC00637>
- Le Gall, B. (1992). The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. *Journal of Structural Geology*, 14(5), 531–546. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90155-P](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90155-P)
- Le Gall, B. (1994). Deformation of the Nord-Pas-de-Calais Carboniferous Coalfield (France) in the Variscan Frontal Tectonic Pattern. In A. Mascle (Ed.), *Hydrocarbon and Petroleum geology of France*. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists (Vol. 4, pp. 379–398). Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9_27
- Legeay, E., Ringenbach, J.-C., Kergaravat, C., Pichat, A., Mohn, G., Vergès, J., et al. (2020). Structure and kinematics of the Central Sivas Basin (Turkey): Salt deposition and tectonics in an evolving fold-and-thrust belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 361–396. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-92>
- Legrand, R. (1968). Le Massif du Brabant. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 9, 1–148.
- Leveridge, B. E. (2011). The Looe, South Devon and Tavy basins: The Devonian rifted passive margin successions. *Proceedings of the Geologists' Association*, 122(4), 616–717. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2011.03.005>
- Licour, L. (2012). Relations entre la géologie profonde et le comportement hydrogéologique du réservoir géothermique du Hainaut (Belgique) - Caractérisation de l'aquifère dans la région de Saint-Ghislain (Doctoral dissertation). Mons, Belgium: Université de Mons.
- Malavieille, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *Geological Society of America Today*, 20(1), 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG48A.1>
- Malz, A., Madritsch, H., Jordan, P., Meier, B., & Kley, J. (2020). Along-strike variations in thin-skinned thrusting style controlled by pre-existing basement structure in the easternmost Jura Mountains (Northern Switzerland). *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 199–220. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-090>

- Mansy, J. L., Everaerts, M., & De Vos, W. (1999). Structural analysis of the adjacent Acadian and Variscan fold belts in Belgium and northern France from geophysical and geological evidence. *Tectonophysics*, 309(1–4), 99–116. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00134-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00134-1)
- Mansy, J.-L., & Lacquement, F. (2006). Contexte géologique régional: L'Ardenne paléozoïque (Nord de la France et Sud de la Belgique). *Géologie de la France*, 1–2, 7–13.
- Mansy, J.-L., Lacquement, F., Meilliez, F., Hanot, F., & Everaerts, M. (1997). Interprétation d'un profil sismique pétrolier, sur le méridien de Valenciennes (Nord de la France). *Aardkundige Mededelingen*, 8, 127–129.
- Mansy, J.-L., Manby, G. M., Averbach, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoe, B., et al. (2003). Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area: Role of basement reactivation. *Tectonophysics*, 373(1–4), 161–179. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00289-0)
- Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1993). Eléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne-Avesnois. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2(2), 45–60.
- Marshak, S. (2004). Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes—A Review of Ideas Concerning the Formation of Map-view Curves in Fold-thrust Belts. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon systems* (Vol. 82, pp. 131–156).
- Martinez, A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (2002). Strain partitioning in an accretionary wedge, in oblique convergence: Analogue modeling. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 173(1), 17–24. <https://doi.org/10.2113/173.1.17>
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. *Terra Nova*, 13(2), 122–128. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x>
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Gagala, L., Krzywiec, P., Zaba, J., Gaidzik, K., & Sikora, R. (2020). Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinial bending at the SW outskirts of Baltica: Case of the Variscan belt's eastern end in Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 109(4), 1133–1160. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01814-7>
- McClay, K. R. (1992). Glossary of thrust tectonics terms. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust tectonics* (pp. 419–433). Springer Science & Business Media.
- McClay, K. R. (2004). Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems (Vol. 82, pp. 667). AAPG Memoir. <https://doi.org/10.1306/M82813>
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., & Richards, M. (2004). 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), 857–877. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.03.009>
- Meilliez, F. (1989). Importance de l'événement calédonien dans l'allogène ardennais; essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne Varisque (Doctoral dissertation). Le Mans, France: Université du Maine.
- Meilliez, F. (2019). La Faille du Midi, mythe et réalités. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 26(2), 13–32.
- Meilliez, F., André, L., Blieck, A., Fielitz, W., Goffette, O., Hance, L., et al. (1991). Ardenne-Brabant. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 44(1–2), 3–29. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1864>
- Meilliez, F., & Mansy, J. L. (1990). Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène ; le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(1), 177–188. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.VI.1.177>
- Minguely, B., Averbach, O., Patin, M., Rolin, D., Hanot, F., & Bergerat, F. (2010). Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (northern France): New evidence from seismic profiles and boreholes interpolation in the Artois area. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(5), 429–442. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.181.5.429>
- Minguely, B., Folens, L., Averbach, O., & Vendeville, B. C. (2008). Formation of deep-seated triangle zones by interaction between two orogenic thrust fronts having opposite vergence: Structural evidence from the Caledonian-Variscan system in Northern France and preliminary analogue modeling. *Bollettino Di Geofisica*, 49(2), 242–246.
- Moore, J. C. (1989). Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: Role of the décollement zone. *Journal of Structural Geology*, 11(1–2), 95–106. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90037-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90037-0)
- Morley, C. K. (1986). A Classification of Thrust Fronts. *AAPG Bulletin*, 70(1), 12–25. <https://doi.org/10.1306/94885615-1704-11d7-8645000102c1865d>
- Morley, C. K. (1988). Out-of-Sequence Thrusts. *Tectonics*, 7(3), 539–561. <https://doi.org/10.1029/TC0071003p00539>
- Mortelmans, G., & Bourguignon, P. (1954). Partie 1. La stratigraphie. Chapitre 6 Le Dinantien. Annales de la Société géologique de Belgique, Special publications: Prodrome d'une description géologique de la Belgique, (pp. 217–321).
- Moulouel, H. (2008). Caractérisation cartographique d'une différenciation verticale et horizontale de la déformation: Application à la couverture sédimentaire de la plate-forme ardennaise. (Doctoral dissertation). Lille, France: Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Needham, D. T., Matthews, S. J., & Butler, R. W. H. (2004). Oil and Gas in Compressional Belts. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), 783–964. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.04.002>
- Nemcok, M., Schamel, S., & Gayer, R. (2005). *Thrustbelts: Structural architecture, thermal regimes and petroleum systems*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511584244>
- Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., & Schrader, S. (2000). Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 199–216. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.13>
- Oncken, O., von Winterfeld, C., & Dittmar, U. (1999). Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). *Tectonics*, 18(1), 75–91. <https://doi.org/10.1029/98TC02763>
- Ortner, H., Aichholzer, S., Zerlauth, M., Pilser, R., & Fügenschuh, B. (2015). Geometry, amount, and sequence of thrusting in the Subalpine Molasse of western Austria and southern Germany, European Alps: Thrusting in the Alpine Foreland. *Tectonics*, 34(1), 1–30. <https://doi.org/10.1002/2014TC003550>
- Paulsen, T., & Marshak, S. (1999). Origin of the Uinta recess, Sevier fold-thrust belt, Utah: Influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry. *Tectonophysics*, 312(2), 203–216. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00182-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00182-1)
- Pharaoh, T. (2018). The Anglo-Brabant Massif: Persistent but enigmatic palaeo-relief at the heart of western Europe. *Proceedings of the Geologists' Association*, 129(3), 278–328. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2018.02.009>
- Pharaoh, T. C., Molyneux, S. G., Merriman, R. J., Lee, M. K., & Verniers, J. (1993). The Caledonides of the Anglo-Brabant Massif reviewed. *Geological Magazine*, 130(5), 561–562. <https://doi.org/10.1017/S0016756800020847>
- Plesch, A., & Oncken, O. (1999). Orogenic wedge growth during collision—constraints on mechanics of a fossil wedge from its kinematic record (Rhenohercynian FTB, Central Europe). *Tectonophysics*, 309(1–4), 117–139. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00135-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00135-3)
- Poblet, J., & Lisle, R. J. (2011). Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1). <https://doi.org/10.1144/SP349.1>
- Poty, E., Hance, L., Lees, A., & Hennebert, M. (2001). Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 69–94. <https://doi.org/10.20341/gb.2014.044>

- Préat, A., & Boulvain, F. (1988). Excursion A-1. Middle and Upper Devonian carbonate platform evolution in Dinant and Namur basins (Belgium, France). In A. Herbosch (Ed.), *IAS 9th European regional meeting: Excursion guidebook leuven-Belgium* (p. 1–25). Belgium: Ministry of Economic Affairs, Belgian Geological Survey.
- Price, R. A. (1986). The southeastern Canadian Cordillera: Thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere. *Journal of Structural Geology*, 8(3–4), 239–254. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90046-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90046-5)
- Qayyum, M., Spratt, D. A., Dixon, J. M., & Lawrence, R. D. (2015). Displacement transfer from fault-bend to fault-propagation fold geometry: An example from the Himalayan thrust front. *Journal of Structural Geology*, 77, 260–276. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.010>
- 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 M. Cazes, & G. Torrelles (Eds.), *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde: Profil du Nord de la France* (pp. 171–196). Technip.
- Raoult, J.-F., & Meilliez, F. (1987). The variscan front and the midi fault between the channel and the meuse river. *Journal of Structural Geology*, 9(4), 473–479. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90122-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90122-2)
- Ravaglià, A., Seno, S., Toscani, G., & Fantoni, R. (2006). Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: Insights from sandbox models. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 2084–2096. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.011>
- Rouchy, J. M., Laumondais, A., & Groessens, E. (1987). The lower Carboniferous (Visean) evaporites in northern France and Belgium: Depositional, diagenetic and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporitic basin. In T. M. Peryt (Ed.), *Evaporite basins* (Vol. 13, pp. 31–67). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/BFb0010099>
- Rouchy, J. M., Pierre, C., Groessens, E., Monty, C., Laumondais, A., & Moine, B. (1986). Les évaporites pré-permniennes du segment varisque franco-belge: Aspects paléogéographiques et structuraux. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 95(2–3), 139–149.
- Schedl, A., & Wiltzschko, D. V. (1987). Possible effects of pre-existing basement topography on thrust fault ramping. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1029–1037. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90011-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90011-3)
- Schulmann, K., Schaltegger, U., Jezek, J., Thompson, A. B., & Edel, J.-B. (2002). Rapid burial and exhumation during orogeny: Thickening and synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogen in Western Europe). *American Journal of Science*, 302(10), 856–879. <https://doi.org/10.2475/ajs.302.10.856>
- Scisciani, V. (2009). Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology*, 31(11), 1276–1294. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.02.004>
- Shail, R. K., & Leveridge, B. E. (2009). The Rhenohercynian passive margin of SW England: Development, inversion and extensional reactivation. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 140–155. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.002>
- Sintubin, M., Debacker, T. N., & Van Baelen, H. (2009). Early Palaeozoic orogenic events north of the Rheic suture (Brabant, Ardennes): A review. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 156–173. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.012>
- Smeraglia, L., Fabbri, O., Choulet, F., Bautier, M., Boulvais, P., Bernasconi, S. M., & Castorina, F. (2020). Syntectonic fluid flow and deformation mechanisms within the frontal thrust of a foreland fold-and-thrust belt: Example from the Internal Jura, Eastern France. *Tectonophysics*, 778, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228178>
- Smit, J., van Wees, J.-D., & Cloetingh, S. (2018). Early Carboniferous extension in East Avalonia: 350 My record of lithospheric memory. *Marine and Petroleum Geology*, 92, 1010–1027. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.01.004>
- Storti, F., & McClay, K. (1995). Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology*, 23(11), 999–1002. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0999:iots>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0999:iots>2.3.co;2)
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283(7), 684–721. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.684>
- Szaniawski, R., Lewandowski, M., Mansy, J.-L., Averbach, O., & Lacquement, F. (2003). Syn-folding remagnetization events in the French-Belgium Variscan thrust front as markers of the fold-and-thrust belt kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(5), 511–523. <https://doi.org/10.2113/174.5.511>
- Tanner, D. C., Bense, F. A., & Ertl, G. (2011). Kinematic retro-modelling of a cross-section through a thrust-and-fold belt: The Western Irish Namurian Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 61–76. <https://doi.org/10.1144/SP349.4>
- Tavarnelli, E. (1996). The effects of preexisting normal faults on thrust ramp development: An example from the northern Apennines, Italy. *Geologische Rundschau*, 85, 363–371. <https://doi.org/10.1007/BF02422241>
- Tavarnelli, E. (1999). Normal faults in thrust sheets: Pre-orogenic extension, post-orogenic extension, or both? *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1011–1018. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00034-6)
- Thomas, W. A. (2001). Mushwad: Ductile duplex in the Appalachian thrust belt in Alabama. *AAPG Bulletin*, 85(10), 1847–1869. <https://doi.org/10.1306/8626D08B-173B-11D7-8645000102C1865D>
- Thomas, W. A. (2007). Role of the Birmingham basement fault in thin-skinned thrusting of the Birmingham anticlinorium, Appalachian thrust belt in Alabama. *American Journal of Science*, 307(1), 46–62. <https://doi.org/10.2475/01.2007.03>
- Thorez, J., & Dreesen, R. (1986). A model of a regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian “Psammites du Condroz” in Belgium. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 109, 285–323.
- Toscani, G., Bonini, L., Ahmad, M. I., Di Bucci, D., Di Giulio, A., Seno, S., & Galuppo, C. (2014). Opposite verging chains sharing the same foreland: Kinematics and interactions through analogue models (Central Po Plain, Italy). *Tectonophysics*, 633, 268–282. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.019>
- Tozer, R. S. J., Butler, R. W. H., Chiappini, M., Corrado, S., Mazzoli, S., & Speranza, F. (2006). Testing thrust tectonic models at mountain fronts: Where has the displacement gone? *Journal of the Geological Society*, 163, 1–14. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-140>
- Ustaszewski, K., & Schmid, S. M. (2006). Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. *Tectonics*, 25, 1–26. <https://doi.org/10.1029/2005TC001915>
- Van Grootel, G., Verniers, J., Geerkens, B., Laduron, D., Verhaeren, M., Hertogen, J., & De Vos, W. (1997). Timing of magmatism, foreland basin development, metamorphism and inversion in the Anglo-Brabant fold belt. *Geological Magazine*, 134(5), 607–616. <https://doi.org/10.1017/S0016756897007413>
- Van Hulten, F. F. N. (2012). Devono-Carboniferous carbonate platform systems of the Netherlands. *Geologica Belgica*, 15(4), 284–296.
- Vann, I. R., Graham, R. H., & Hayward, A. B. (1986). The structure of mountain fronts. *Journal of Structural Geology*, 8(3–4), 215–227. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90044-1)
- Verniers, J., Herbosch, A., Vanguestaine, M., Geukens, F., Delambre, B., Pingot, J.-L., et al. (2001). Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 5–38.

- Von Hagke, C., & Malz, A. (2018). Triangle zones—Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties. *Earth-Science Reviews*, 177, 24–42. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.003>
- Wiltschko, D., & Eastman, D. (1983). Role of basement warps and faults in localizing thrust fault ramps. In R. D. Hatcher, Jr, H. Williams, & I. Zietz (Eds.), Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains (Vol. 158, pp. 177–190). GSA Memoirs. <https://doi.org/10.1130/mem158-p177>
- Wu, J. E., & McClay, K. R. (2011). Two-dimensional Analog Modeling of Fold and Thrust Belts: Dynamic Interactions with Syncontractional Sedimentation and Erosion. In K. R. McClay, J. H. Shaw, & J. Suppe (Eds.), Thrust Fault-Related Folding (Vol. 94, pp. 301–333). AAPG Memoir.
- Ziegler, P. A. (1989). *Evolution of Laurussia: A study in late palaeozoic plate tectonics*. Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-0469-9>
- Ziegler, P. A. (1990). *Geological atlas of western and central Europe*. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.
- Ziegler, P. A., Bertotti, G., & Cloetingh, S. (2002). Dynamic processes controlling foreland development - The role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and forelands. *Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 17–56. <https://doi.org/10.5194/smmps-1-17-2002>

D. Description d'éléments structuraux complémentaires

Les résultats de l'interprétation des profils sismiques, présentés dans la partie précédente (Laurent et al., 2021a), ont permis de définir les caractéristiques structurales principales de premier et second ordre du Front Nord Varisque dans le nord de la France (sous-charriage du bassin d'avant-pays, chevauchements de second-ordre du Parautochtone Brabançon, rampes latérales, pré-structuration de la marge sud-lauruissienne, structure interne des EMR, etc.). Ces éléments structuraux, observés sur la plupart des lignes sismiques, ont été illustrés à partir d'une sélection des profils interprétés les plus représentatifs. Des structures plus locales ont toutefois été observées sur les autres profils (duplex, rétrochevauchements, zones triangulaires, etc.) et sont décrites dans cette partie. D'autres traits structuraux du Front Nord Varisque (flexure et structuration profonde du Parautochtone Brabançon), évoqués brièvement dans l'article, font également l'objet ici d'une description plus précise.

Afin d'éviter toute redondance dans la description des structures interprétées, seuls les profils apportant des nouveaux éléments d'interprétation structurale sont présentés. L'ensemble des profils sismiques (versions interprétées et non interprétées) sont disponibles en annexe (*Annexe 4*). A noter que des modifications mineures ont été apportées aux interprétations de certains profils présentés dans l'article. En effet, pour ces profils, la modélisation 3D (mise en cohérence structurale), présentée dans le chapitre suivant, a permis de proposer une amélioration de l'interprétation initiale. Ces modifications sont consultables sur les profils en annexe.

1. Structure en duplex dans les séries houillères

L'interprétation du profil sismique M590 (Figure III.6), subparallèle à la direction de raccourcissement varisque, a mis en évidence l'existence de quatre chevauchements à vergence nord, déformant les séries houillères namuro-westphaliennes et s'enracinant au sein du niveau de décollement majeur à la transition Dinantien-Namurien. Ces chevauchements sont tronqués à leur sommet par la BEMR (ou OTSBT), caractérisée par une géométrie ondulée et légèrement redressée au sud (pendage vers le nord). Au toit des rampes de chevauchements, les réflecteurs namuriens-westphaliens sont inclinés vers le sud et plissés. Cette succession d'écailles tectoniques chevauchantes forme une structure en duplex (Dalhstrom, 1970 ; Boyer & Elliott, 1982 ; Butler, 1982 ; McClay, 1992 ; Couzens-Schultz et al., 2003), délimitée par un chevauchement basal à la base du Namurien et par un chevauchement sommital correspondant à la BEMR. La géométrie ondulée de la BEMR semble directement liée au développement de ce duplex.

Les travaux d'interprétation sismique récents dans la région de Mons (Dupont, 2021), au nord du profil M590, ont également révélé l'existence de structures en duplex comparables au sein des séries houillères. Ces dernières sont formées d'écailles chevauchantes à vergence nord, s'épaississant et se redressant vers le sud. Elles sont également délimitées par un chevauchement basal à la transition Dinantien-Namurien et par un chevauchement sommital correspondant à la Faille de Masse, équivalent belge de la base des EMR (BEMR). La Faille de Masse a une géométrie particulière en auge (Delmer, 1977), sa portion sud étant déformée et redressée au sommet du duplex (Dupont, 2021), comme sur le profil M590. Les rampes du duplex sont parallèles et recoupent la Faille de Masse selon une direction N85 à N110°.

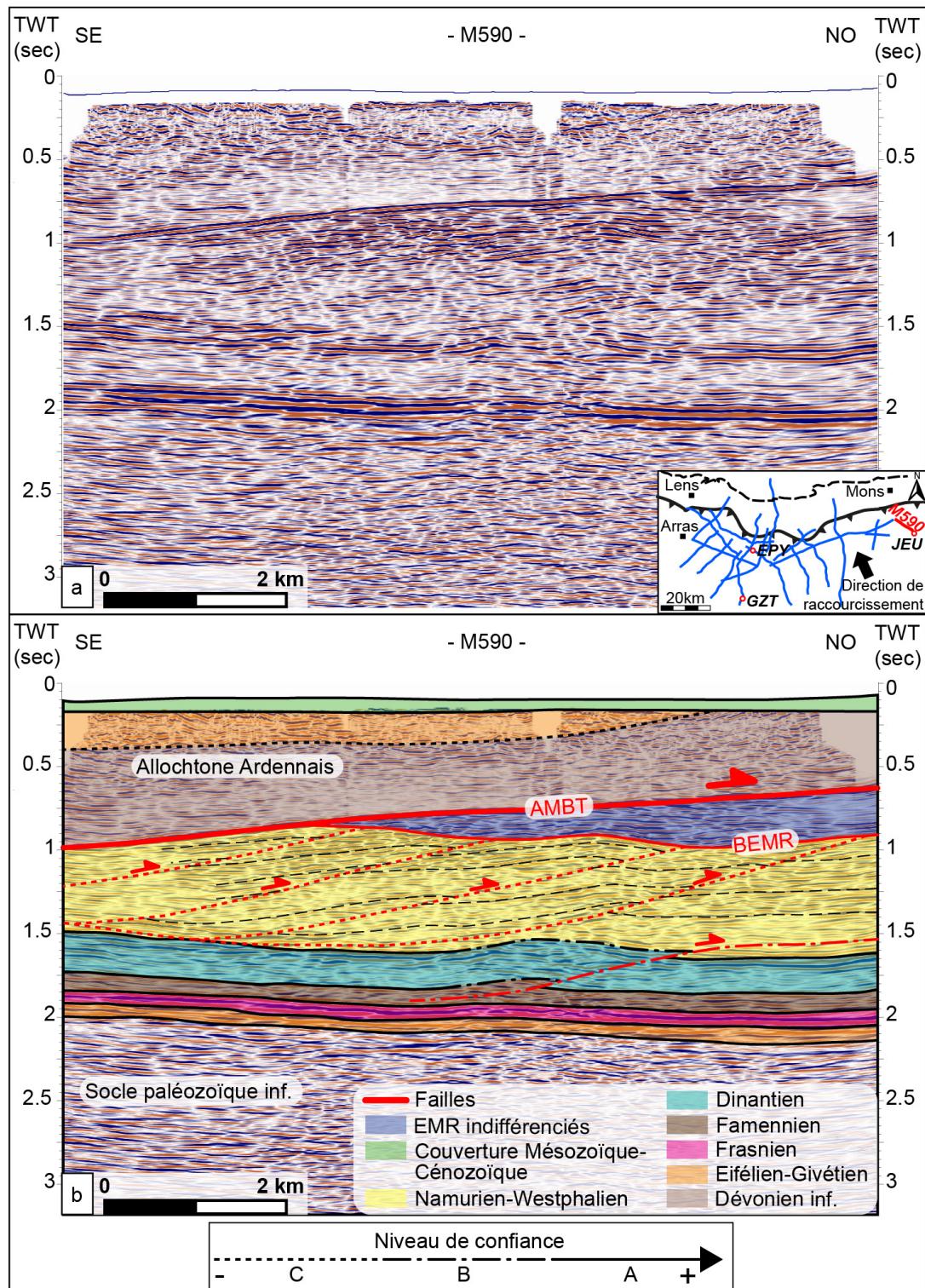


Figure III.6 : (a) Version retraitée et (b) interprétation géologique du profil de sismique réflexion M590. Ce profil à une orientation subparallèle à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, SSE-NNW). Les différents types de traits indiquent le niveau de confiance évalué pour chaque interprétation.

Les interprétations sismiques réalisées à la fois en France, dans le cadre de la thèse, et en Belgique (Dupont, 2021), semblent ainsi s'accorder sur l'existence de duplex au sud du bassin de Mons. Ces résultats sont également cohérents avec les mesures de pendages *in situ* du sondage de Jeumont situé au sud du profil M590, où les séries namuro-westphaliennes sont caractérisées par des forts pendages vers le sud et s'horizontalisent à la base du Namurien

(COPESEP, 1965 ; Dupont, 2021). Ce type de structure n'a été observé nulle part ailleurs dans la zone d'étude et diffère du système de chevauchements imbriqués connus au sein du Parautochtone Brabançon dans la région du BHNPC (Laurent et al., 2021a).

2. Rétrochevauchements et zones triangulaires

Presque tous les chevauchements interprétés sur les profils sismiques et présentés dans ce chapitre ont une vergence vers le nord. De possibles rétrochevauchements à vergence apparente vers le sud ont toutefois été observés localement sur plusieurs profils. A l'extrême ouest de la zone d'étude, l'interprétation du profil A55 (Figure III.7), oblique à la direction de raccourcissement varisque, illustre deux chevauchements profonds à vergence apparente vers le sud-ouest.

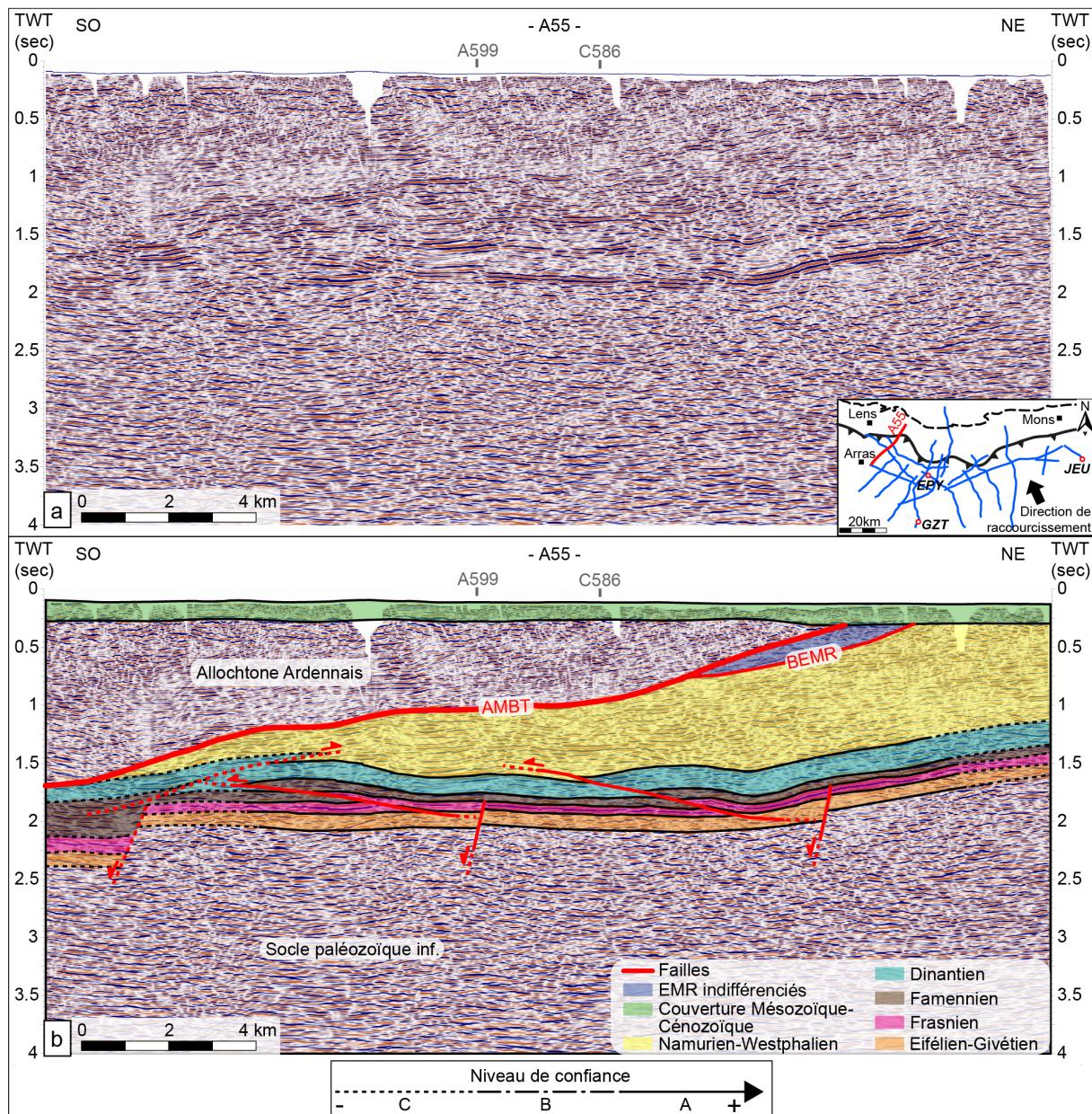


Figure III.7 : (a) Version retraietee et (b) interprétation géologique du profil de sismique réflexion A55. Ce profil est orienté obliquement par rapport à la direction de raccourcissement varisque (i.e., SSE-NNW). Les différents types de traits indiquent le niveau de confiance évalué pour chaque interprétation.

Ces rétrochevauchements apparents n'ayant pas été observés sur les profils à proximité, il n'a pas été possible de définir leur orientation réelle. Ces failles s'enracinent en profondeur au sein du Dévonien moyen et déforment les séries dévoasiennes et carbonifères parautochtones. La géométrie des réflecteurs au toit de ces chevauchements indique un plissement des séries parautochtones. Ces plis correspondent à des plis ou anticlinaux de rampes générés lors du mouvement des nappes chevauchantes sur les rampes (Suppe, 1983) (Figure III.8). Il est important de noter que les chevauchements semblent s'initier au toit de failles normales dévoasiennes. Un cas similaire a été observé sur le profil C576 et est présenté dans l'article (§ C.5.1.2.). L'interprétation du profil A55 donne donc un autre exemple de l'influence des structures héritées de l'extension dévoasienne lors de la structuration du front nord varisque : ces failles normales localisent les rampes des chevauchements varisques (§ C.7.1.2.).

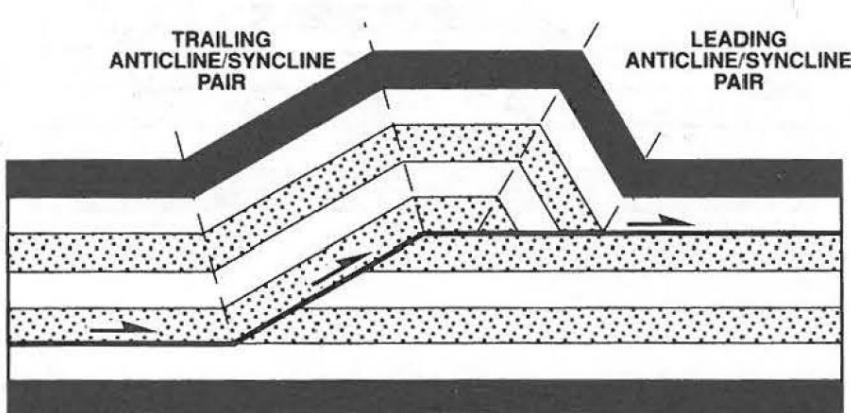


Figure III.8 : Schéma illustrant la géométrie des plis de rampes (McClay, 1992)

A l'extrême est de la zone d'étude, l'interprétation du profil M168 (Figure III.9), oblique à la direction de raccourcissement varisque, met en évidence trois rétrochevauchements à vergence apparente vers le sud-sud-ouest. Le chevauchement le moins profond déforme les dépôts houillers namuro-westphaliens, tandis que les deux chevauchements profonds s'initient au sein du niveau de décollement famennien et déforment les séries parautochtones du Famennien, Dinantien et Namurien. Les rampes de ces deux rétrochevauchements profonds sont localisées au-dessus d'une petite structure en horst, bordée par deux failles normales d'âge Dévonien moyen et déformant le socle paléozoïque inférieur et le Dévonien moyen.

Sur ces deux profils A55 et M168, les rétrochevauchements apparents interagissent avec des chevauchements à vergence nord, formant par conséquent des zones triangulaires apparentes en 2D. Sur le profil A55 (Figure III.7), le rétrochevauchement le plus méridional s'arrête au mur d'un chevauchement affectant les séries famenniennes à namuriennes. Sur le profil M168 (Figure III.9), les deux rétrochevauchements apparents les plus et moins profonds s'arrêtent au mur d'un chevauchement montrant une géométrie particulière en « escalier », formée de trois plats et trois rampes de chevauchements, caractéristique du Front Nord Varisque (§ C.5.1.2.). A noter que les rétrochevauchements s'arrêtent précisément où les rampes du chevauchement supérieur s'initient.

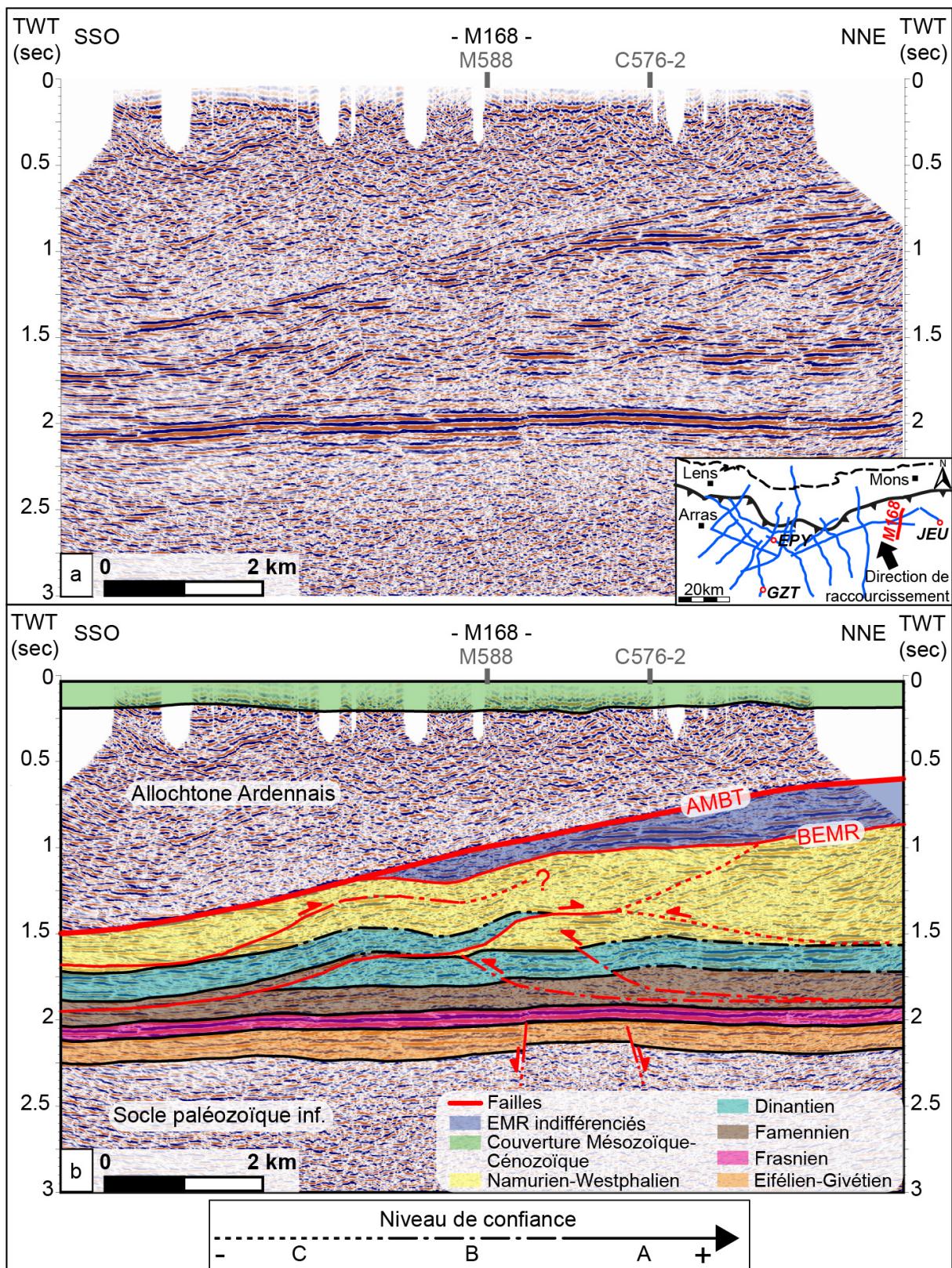


Figure III.9 : (a) Version retraitée et (b) interprétation géologique du profil de sismique réflexion M168 Ce profil à une orientation oblique à la direction de raccourcissement varisque (i.e., SSE-NNW). Les différents types de traits indiquent le niveau de confiance évalué pour chaque interprétation.

Un autre exemple de zone triangulaire apparente a été observé sur le profil A586 (Figure III.10), oblique à la direction de raccourcissement varisque. Deux chevauchements ont été interprétés au sein de l'unité parautochtone, l'un à vergence apparente vers l'ESE, l'autre à vergence apparente vers l'WNW. Ces deux chevauchements s'initient au sein du niveau de décollement famennien et sont localisés au-dessus de failles normales dévonniennes, montrant ici encore le contrôle exercé par la pré-structuration de la marge sud-laurassienne lors de la structuration du Front Nord Varisque (§ C.7.1.2.). Ils transportent deux nappes chevauchantes de vergence apparente opposée, formées de terrains parautochtones d'âge Famennien, Dinantien et Namurien-Westphalien, au-dessus des terrains parautochtones non déformés. Le chevauchement occidental semble s'arrêter contre le chevauchement oriental sus-jacent. L'hypothèse de l'existence d'un chevauchement unique a été écartée lors de l'intégration des interprétations dans le modèle 3D (Chapitre IV).

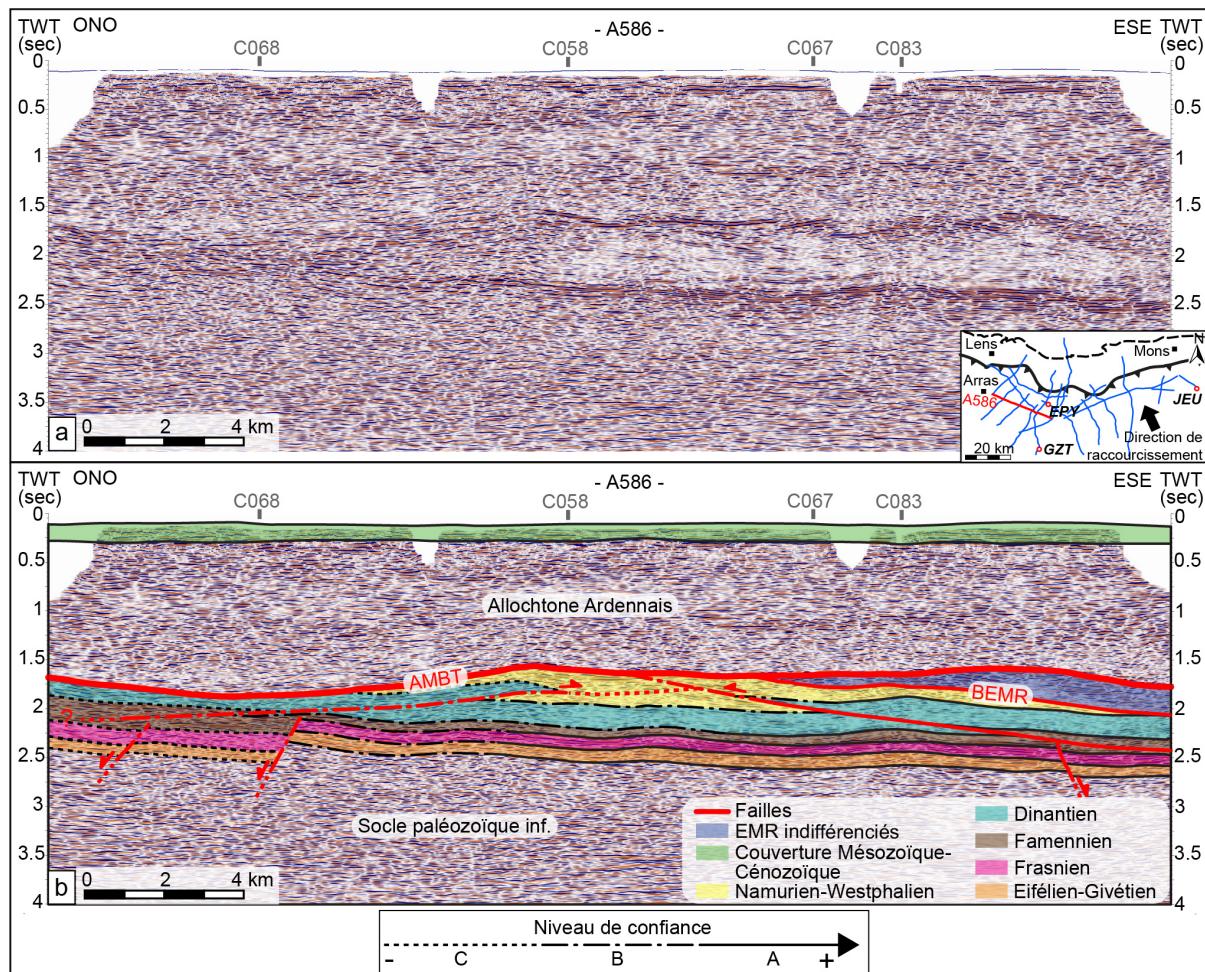


Figure III.10 : (a) Version retraietée et (b) interprétation géologique du profil de sismique réflexion A586. Ce profil à une orientation oblique à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, SSE-NNW). Les différents types de traits indiquent le niveau de confiance évalué pour chaque interprétation.

Malheureusement, la géométrie 3D de ces rétrochevauchements et zones triangulaires reste difficile à définir à partir de la seule interprétation des profils sismiques 2D. La modélisation géométrique 3D du Front Nord Varisque, présentée dans le chapitre suivant, permet d'apporter des précisions quant à la vergence et l'orientation des chevauchements, et de discuter des relations entre ces différentes structures.

3. Structuration profonde du Parautochtone Brabançon

L’interprétation de la partie ouest du profil C576 dans la région de Cambrai, présentée dans l’article (Laurent et al., 2021a, Fig. 11), a mis en évidence une structuration complexe et profonde de l’unité parautochtone sous les rampes latérales superposées de l’AMBT et de la BEMR (OTSBT). Des chevauchements profonds à vergence apparente vers l’WSW associés à des plis de rampes ont notamment été interprétés (§ C.5.4.). Ces structures sont décrites plus en détails ci-dessous, à partir de l’interprétation des profils C589 (Figure III.11) et C126 (Figure III.12), respectivement orthogonal et parallèle à la direction de raccourcissement varisque.

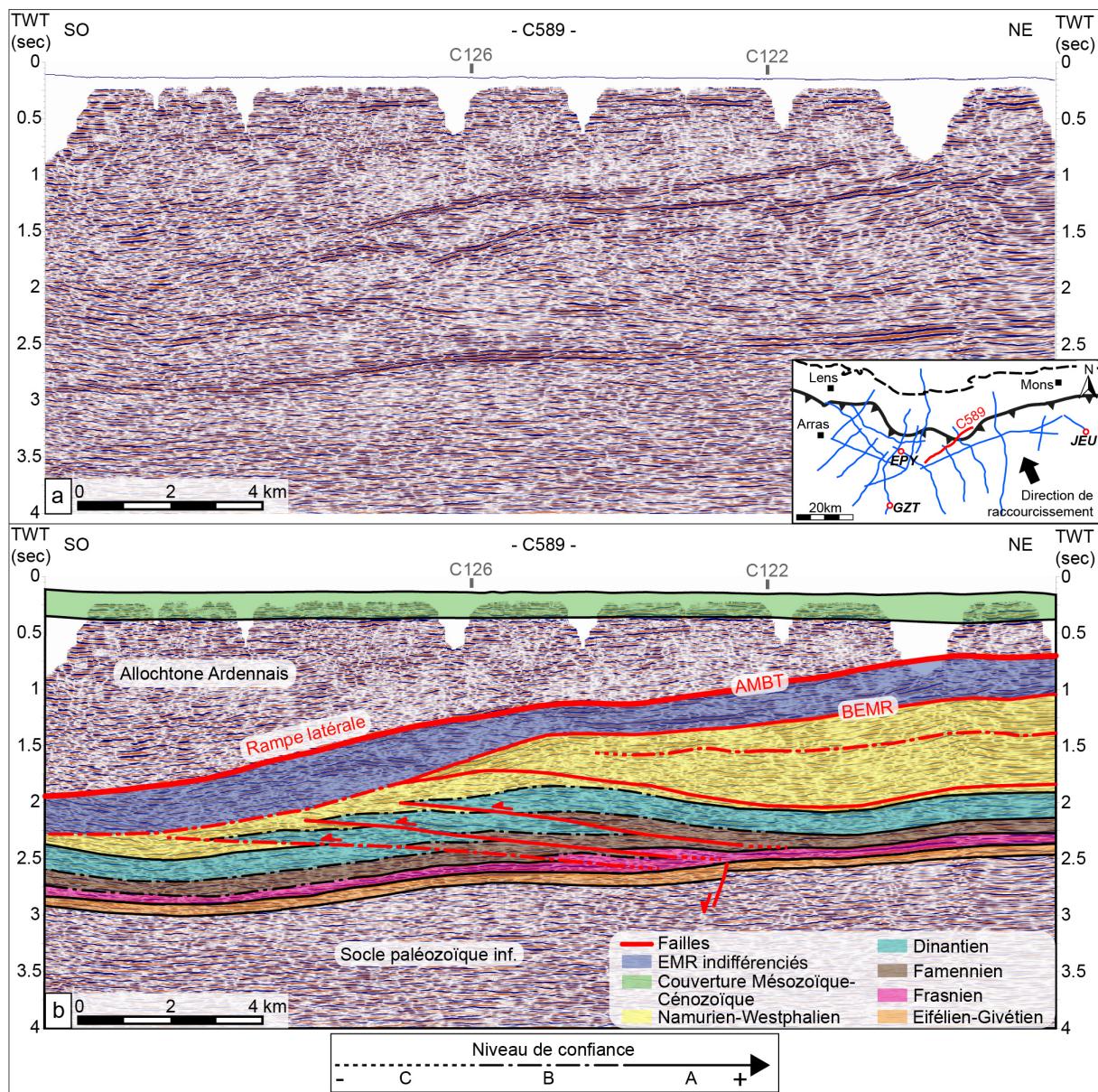


Figure III.11 : (a) Version retraitée et (b) interprétation géologique du profil de sismique réflexion C589. Ce profil à une orientation orthogonale à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, SSE-NNW). Les différents types de traits indiquent le niveau de confiance évalué pour chaque interprétation.

Quatre chevauchements déformant les séries dévono-carbonifères du Parautochtone Brabançon ont été interprétés sur ces deux profils. Ces chevauchements sont à vergence globalement ouest. Le chevauchement supérieur affecte la séquence namurienne-westphaliennes

et s'enracinent au sein du niveau de décollement majeur à la base du Namurien. Le chevauchement sous-jacent s'initie au sein du Famennien, le second niveau de décollement majeur du Front Nord Varisque. Il déforme les séries famenniennes, dinantiennes et houillères. Enfin les deux chevauchements les plus profonds s'enracinent au sein du Dévonien moyen et déforment l'ensemble des séries parautochtones (Figure III.12). La déformation des séries du Dévonien moyen et du Frasniens par des structures compressives profondes est peu commune dans la zone d'étude. Seule l'interprétation du profil A55 à l'extrême ouest de la région étudiée a illustré des structures similaires (Figure III.7).

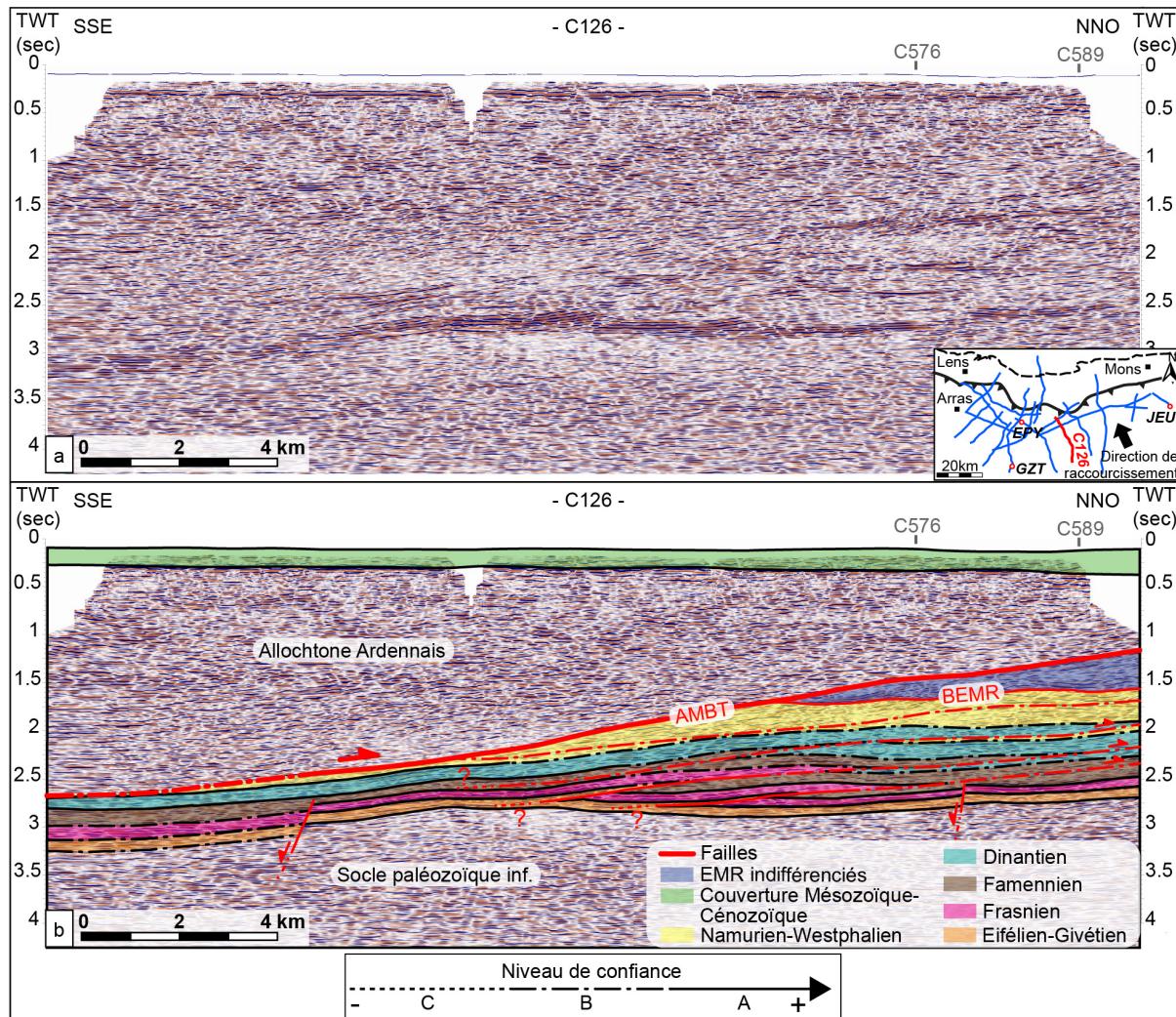


Figure III.12 : (a) Version retraitée et (b) interprétation géologique du profil de sismique réflexion C126. Ce profil à une orientation parallèle à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, SSE-NNW). Les différents types de traits indiquent le niveau de confiance évalué pour chaque interprétation.

Au toit des chevauchements, les réflecteurs ont une géométrie anticlinale, caractéristique de plis de rampe. La superposition des chevauchements et des anticlinaux de rampes associés, visible sur ces deux profils, est responsable d'un épaissement des séries dévonniennes et dinantiennes profondes pouvant être présentes deux voire trois fois verticalement (Figure III.11, Figure III.12). A cet épaissement est associé un redressement des structures de l'ouest vers l'est. Les chevauchements et séries plissées plus profonds (à l'ouest) sont caractérisés par des pendages plus faibles que les chevauchements et séries plissées plus superficiels (à l'est). L'origine et la signification de cette structuration profonde intense et

partitionnée de l'unité parautochtone dans la zone de rampe latérale, ont été discutées dans la partie précédente (Laurent et al., 2021a ; § C.7.1.1.).

4. Flexure septentrionale du Parautochtone Brabançon

Parmi l'ensemble des profils sismiques retraités dans le cadre de la thèse, seul le profil C099, oblique à parallèle à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, SSE-NNW), traverse le bassin minier et atteint l'avant-pays brabançon (Figure III.13). Il est donc pour cette raison extrêmement intéressant car il permet d'imager la structure profonde du BHNPC.

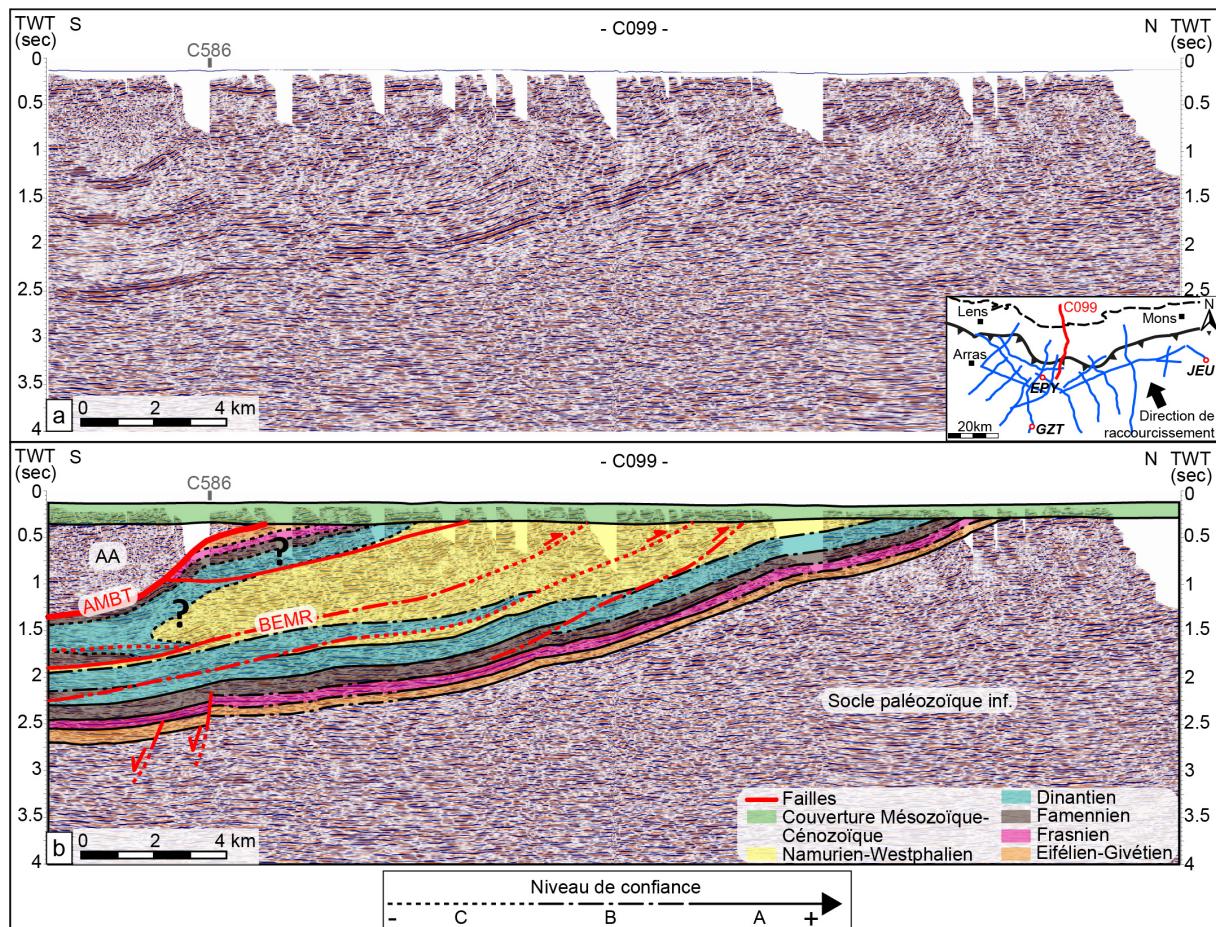


Figure III.13 : (a) Version retraitée et (b) interprétation géologique du profil de sismique réflexion C099. Ce profil à une orientation parallèle à oblique à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, SSE-NNW). Les différents types de traits indiquent le niveau de confiance évalué pour chaque interprétation.

L'interprétation de ce profil illustre la forte flexure du Parautochtone Brabançon au nord, caractérisé par un pendage sud approximatif de 15-20° (Figure III.13). Cette flexuration est à l'origine de l'exhumation du socle paléozoïque inférieur sous la Couverture Méso-Cénozoïque à l'extrémité nord du profil, au niveau d'une structure qui s'avère être l'anticlinal d'Orchies (Fig. 1b, Laurent et al., 2021a). Le chevauchement le plus septentrional semble également avoir été redressé au niveau d'un plissement mineur du parautochtone. Ce dernier est caractérisé par une géométrie « en escalier », formé d'une succession de plats et rampes caractéristiques du Front Nord Varisque (§ C.5.1.2.). Les plats, parallèles à la stratigraphie, ont un pendage de l'ordre de 15-20° comparable aux séries parautochtones, tandis que les rampes ont un pendage d'environ 30°. L'origine de cette surrection relative de l'avant-pays et son rôle

lors de la structuration du Front Nord Varisque ont été discutés dans l'article (§ C.7.2.3.). Comme vu précédemment, la surrection relative de l'avant-pays serait liée à la réactivation de chevauchements calédoniens profonds à vergence vers le sud dans le socle et aurait induit la dislocation hors-séquence du Front Nord Varisque et la localisation de l'allochtonie le long de l'AMBT.

SYNTHESE DU CHAPITRE

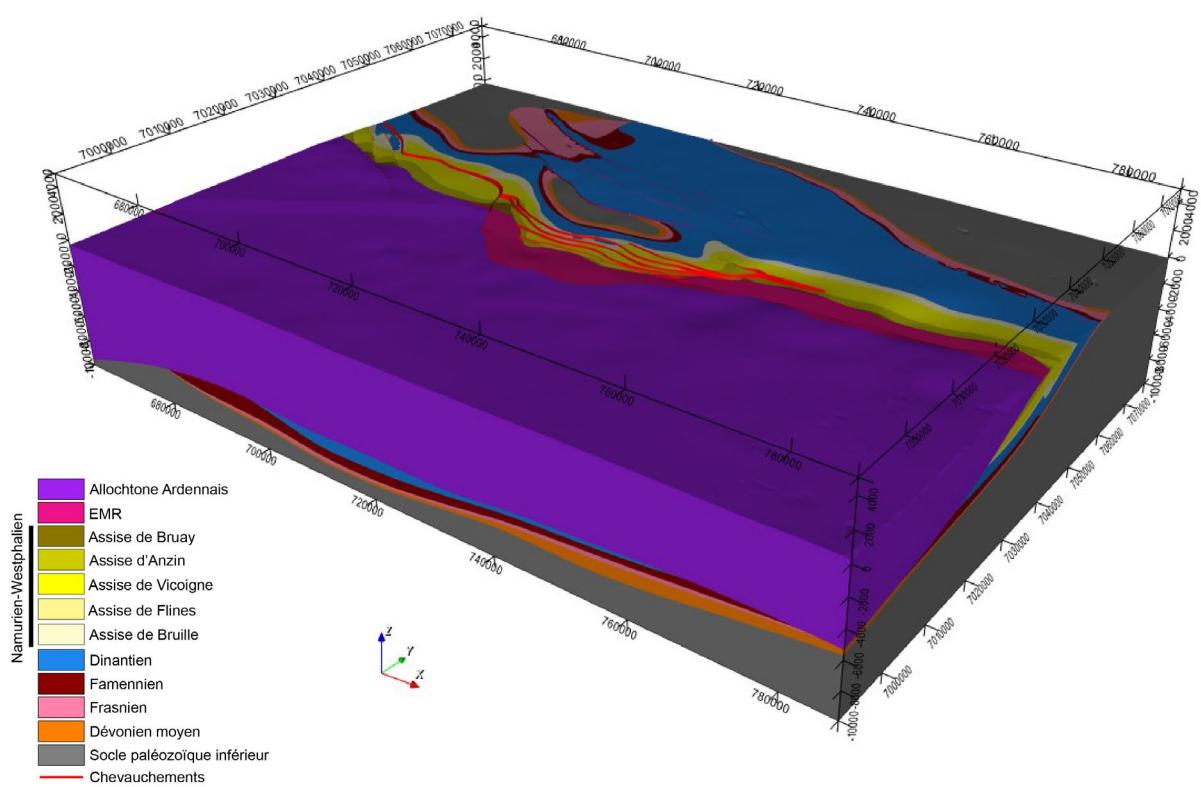
Nous avons vu dans ce chapitre comment l'interprétation des données de sismique réflexion retraitées a permis de donner une image inédite de la géométrie de premier et second ordre du Front Nord Varisque dans le nord de la France, entre l'Artois et la Belgique. De nombreux éléments structuraux caractéristiques du Front Nord Varisque ont été mis en évidence, par exemple :

- le sous-charriage important du bassin d'avant-pays sous l'Allochtone Ardennais ;
- la localisation de l'allochtonie sur la zone de chevauchement frontale (AMBT) ;
- la dislocation hors-séquence du front de chevauchement ;
- les séries renversées des EMR ;
- la structuration du Parautochtone Brabançon par des chevauchements de second-ordre associés à des anticlinaux de rampes ;
- la flexuration et le plissement profond du Parautochtone Brabançon ;
- la segmentation du chevauchement frontal (AMBT) formé de rampes frontales et latérales, etc...

Des structures observées plus localement (duplex, rétrochevauchements, zones triangulaires) ont également été décrites. L'interprétation des profils sismiques a également permis de définir la structure profonde de la marge sud-laurassienne et de mettre en évidence le contrôle majeur exercé par les failles normales héritées de la marge laurassienne sur la dynamique et la segmentation du front du chevauchement. L'ensemble des observations structurales réalisées ont permis de définir un modèle d'évolution cinématique cohérent dans la région de Douai-Valenciennes. Les interprétations sismiques et le modèle d'évolution cinématique ont servi de base interprétative lors de la réalisation d'un modèle géométrique 3D du Front Nord Varisque dans le nord de la France, présenté dans le chapitre suivant.

Chapitre IV.

Modélisation géométrique 3D du Front Nord Varisque et des réservoirs géothermiques profonds dans le nord de la France



Modèle géologique 3D du substratum paléozoïque du nord de la France.

Chapitre IV. Modélisation géométrique 3D du Front Nord Varisque et des réservoirs géothermiques profonds dans le nord de la France

A. Objectifs

Suite à l'interprétation des lignes sismiques, un modèle structural 3D du Front Nord Varisque a été réalisé sur une zone recouvrant une partie des territoires du nord de la France et du sud-ouest de la Belgique. L'objectif est de proposer une vision actualisée et cohérente en 3D de la géologie de ce territoire reposant sur une interprétation inédite des structures du sous-sol, ce qui permet d'améliorer la compréhension de l'évolution cinématique du Front Nord Varisque. Ce modèle géologique est basé sur l'intégration d'une très grande quantité de données d'origine variée : sismique réflexion, données minières, sondages, gravimétrie, données de surface. Il constitue un résultat indispensable et inédit apportant des éléments de réponse aux différentes problématiques posées dans le cadre de la thèse.

La modélisation qui a été réalisée a pour objectif, dans un premier temps, de déterminer la structure 3D de premier ordre (unités structurales et chevauchements principaux) du Front Nord Varisque. A cette échelle régionale, la construction du modèle à partir des interprétations sismiques et des sondages, permet de vérifier la cohérence spatiale des interprétations et le cas échéant de les corriger. Cette approche régionale est conjuguée à la modélisation à une échelle plus locale de la structure 3D générale (plis et chevauchements majeurs) du BHNPC dans sa partie est (entre Douai et la frontière belge), située dans le prolongement nord des profils sismiques. La modélisation de la partie est du BHNPC a notamment pour but principal de proposer une version actualisée de sa structure grâce à l'intégration et à la réinterprétation structurale des nombreuses données minières (forages, levés de galerie, plans et coupes d'exploitation, etc.). Cette nouvelle vision est basée sur l'application de concepts géologiques modernes développés ces 40-50 dernières années, attachés au domaine des bassins d'avant-pays et de leur déformation en contexte de front orogénique (« tectonique chevauchante », inversion tectonique, etc.). La majorité de ces concepts n'avaient pas été intégrés dans les coupes historiques disponibles sur le BHNPC car celles-ci datent pour la plupart des années 1950-1965, soit avant la définition du paradigme de la Tectonique des plaques. La définition des relations entre les structures modélisées à l'échelle régionale, à partir des données géophysiques, et celles modélisées à l'échelle du BHNPC, à partir des données minières, constitue un enjeu crucial pour la compréhension de la géométrie 3D et de l'évolution cinématique du BHNPC et du Front Nord Varisque dans le nord de la France. Il n'existe en effet aucunes autres données accessibles sous la Couverture Méso-Cénozoïque permettant de mieux contraindre la géologie du sous-sol.

En termes d'application, la réalisation du modèle structural 3D du Front Nord Varisque dans le nord de la France contribue à l'amélioration de la connaissance géologique des réservoirs géothermiques potentiels profonds (Dinantien, Dévonien) de l'unité parautochtone du Front Nord Varisque dans le nord de la France. Les résultats, présentés sous la forme de cartes structurales et d'épaisseur, permettent de définir avec une résolution sans précédent la géométrie, l'extension, la profondeur et l'épaisseur des réservoirs.

Ce chapitre s'articule en trois parties. Dans un premier temps, les données intégrées au modèle, ainsi que la méthode, les concepts et les paramètres de modélisation sont présentés. Les résultats de la modélisation géométrique 3D du Front Nord Varisque sont ensuite détaillés et la géométrie des réservoirs géothermiques profonds est décrite. Enfin, la géométrie 3D de la partie orientale du BHNPC est présentée.

B. Données et méthode

La modélisation 3D de la structure du Front Nord Varisque et de ses réservoirs profonds dans le nord de la France et le sud-ouest de la Belgique a été réalisée à l'aide du logiciel GeoModeller, développé par le BRGM et l'entreprise Intrepid Geophysics. Ce logiciel, dédié à la modélisation géométrique 3D implicite (*e.g.*, McInerney et al., 2005 ; Calcagno et al., 2008), a été spécialement conçu pour prendre en compte à la fois des données stratigraphiques (contacts stratigraphiques) et des données de structures (azimuths, pendages, polarité de la succession sédimentaire). Il a déjà été utilisé dans le cadre de nombreux projets ciblant des systèmes géologiques variés tels que le Fossé Rhénan (Dezayes et al., 2010), les Alpes (Thornton et al., 2018) ou encore les Pyrénées (Allanic et al., 2017).

1. Définition des paramètres généraux du modèle

1.1. Dimensions du modèle

La réalisation d'une modélisation 3D à l'aide du GeoModeller implique la création d'une boîte 3D et la définition de ses limites. Le modèle s'étend (1) sur une longueur d'environ 125 km entre le bassin houiller du Hainaut (Belgique) à l'est et l'Artois à l'ouest, et (2) sur une largeur de 86 km entre les villes de Roubaix et Tourcoing au nord et la limite sud de l'ancienne région Nord-Pas-de-Calais (Figure IV.1a). Bien que les reliefs les plus hauts n'atteignent pas plus de 300 mètres d'altitude dans la zone d'étude, une élévation maximale de 5 kilomètres a été définie. Cela facilite la modélisation en rendant possible le prolongement des surfaces modélisées au-dessus de la surface topographique et permet donc de rendre compte de la géométrie des différentes surfaces modélisées avant leur érosion. Une profondeur maximale de 10 kilomètres a été définie afin de pouvoir modéliser l'ensemble des unités structurales et en particulier celle du Parautochtone Brabançon sous-charriée sous l'Allocchtone Ardennais. La « boîte » du modèle représente alors un volume d'environ 161 250 km³, dont deux tiers sous la surface (Figure IV.1b). Le modèle est réalisé dans le système de coordonnées français Lambert 93.

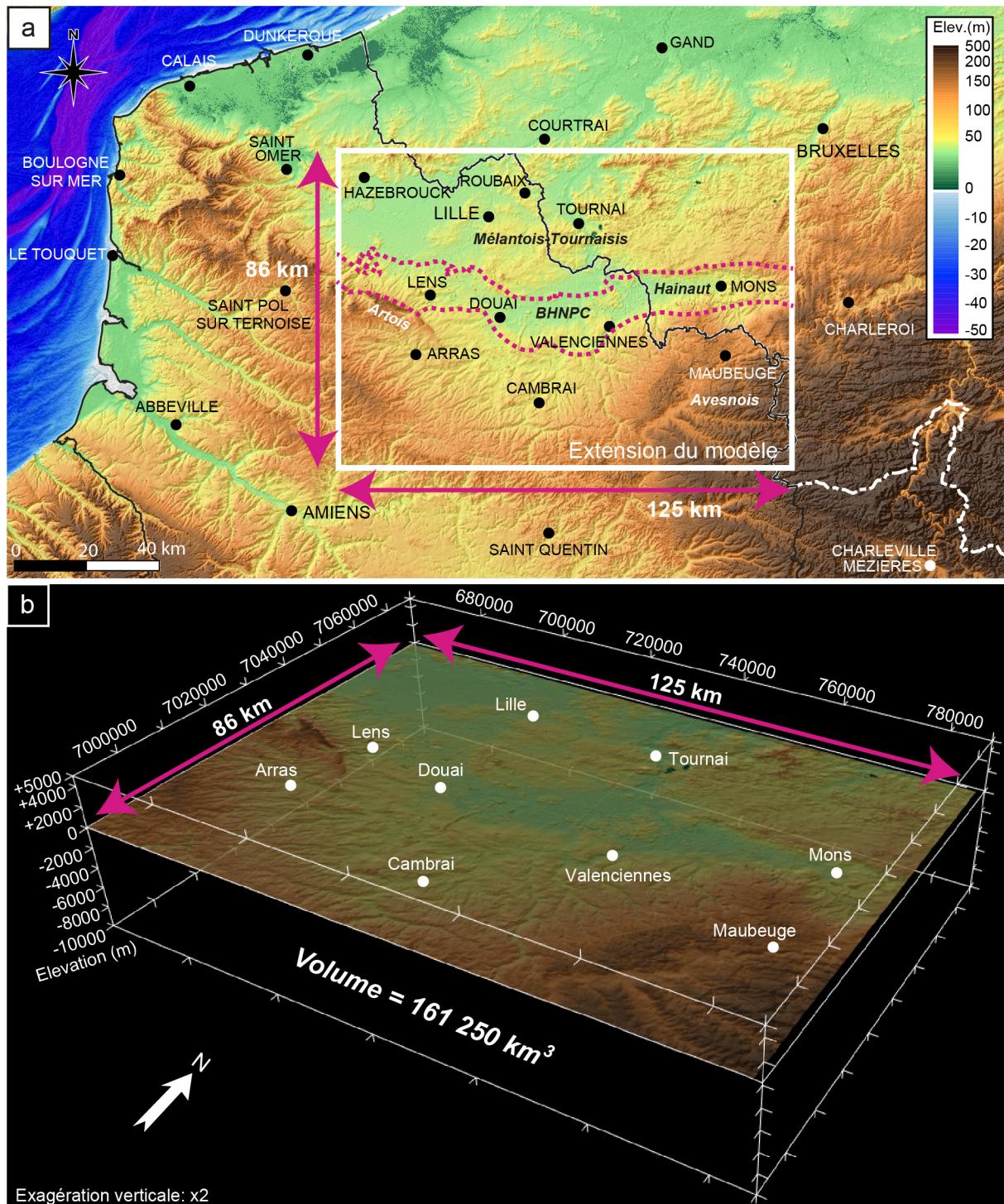


Figure IV.1: **a.** Carte topographique du nord de la France et du sud-ouest de la Belgique mettant en évidence l'extension géographique du modèle 3D. Le MNT (EU-DEM v1.1) d'une résolution de 25m est issu de la base de données du « Copernicus Land Monitoring Service ». **b.** Boîte 3D extraite du GeoModeller mettant en évidence les dimensions du modèle 3D. Le système de coordonnées est en Lambert 93.

1.2. Pile stratigraphique

Le processus de modélisation 3D nécessite de définir les principaux niveaux géologiques régionaux (Figure IV.2) à intégrer au GeoModeller au sein d'une « pile » stratigraphique (Figure IV.3). Elle inclut de la base au sommet les séries sédimentaires du Socle Paléozoïque inférieur, du Dévonien moyen (Eifélien-Givétien), du Frasnien, du Famennien, du Dinantien, les assises namuriennes (Bruille et Flines) et westphaliennes (Vicoigne, Anzin et Bruay), les EMR, l'Allochtone Ardennais et la Couverture Mésozoïque-Cénozoïque (Figure IV.3). Les séries sédimentaires dévono-carbonifères constituant l'Allochtone Ardennais et les EMR ont été regroupées et modélisées au sein de deux formations, respectivement « Allochtone » et « EMR ». Ce choix s'explique pour deux raisons : (1) les données contraignant la structure interne de ces unités sont insuffisantes ; (2) les efforts ont été portés sur la modélisation de la structure interne de l'unité parautochtone, cible prioritaire pour l'évaluation du potentiel géothermique profond. Enfin, les formations appartenant à des unités structurales fortement déformées ont été regroupées au sein d'une même série. C'est notamment le cas des formations namuro-westphaliennes (assises) regroupées au sein de la série houillère.

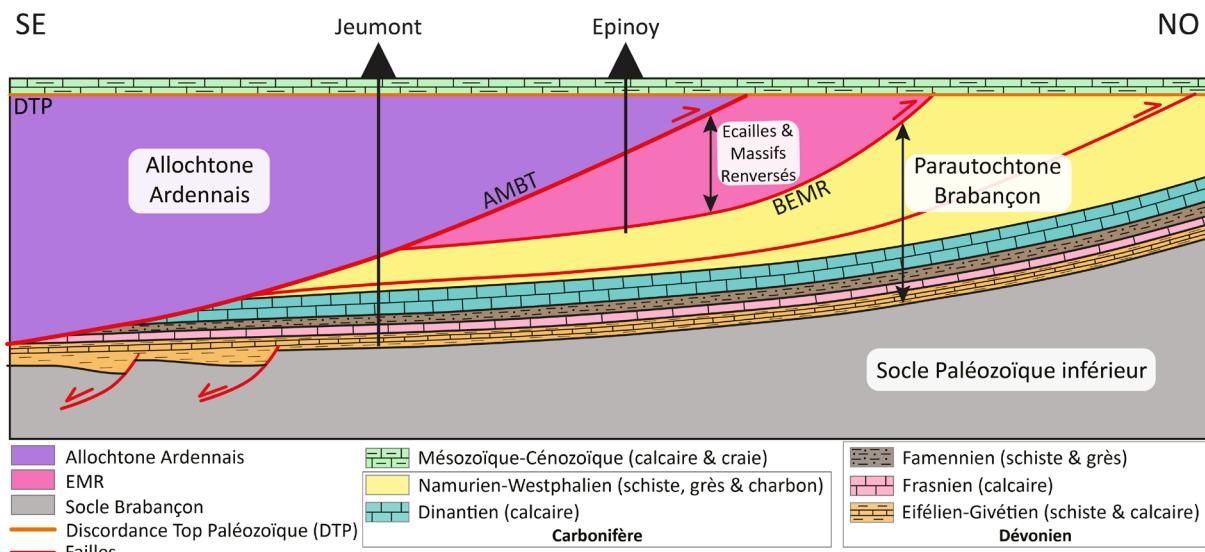


Figure IV.2: Schéma conceptuel du Front Nord Varisque dans le nord de la France montrant les séries modélisées en 3D. Les couleurs correspondent à celles utilisées dans le modèle. Les forages d'Epinoy et de Jeumont ont été placés de façon indicative.

Le GeoModeller offre la possibilité de définir le référentiel de la pile stratigraphique soit en « Base » ou en « Sommet » (« *Top* »), permettant ainsi de déterminer si les données et observations géologiques sont associées à la base ou au toit des formations géologiques définies au sein de la pile. Dans le cas de cette étude, il était plus facile et pertinent de choisir un référentiel en « Base » car trois unités (Couverture Méso-Cénozoïque, Allochtone, EMR) ont une base tronquant toutes les séries sous-jacentes (DTP, AMBT et BEMR).

A chaque série de la pile stratigraphique a ensuite été assignée une règle « *Erode* » ou « *Onlap* » (Figure IV.3), définissant la nature de sa relation avec les séries plus anciennes. Un ordre de priorité entre les différentes interfaces est également défini, le caractère « *Erode* » étant toujours prioritaire. Ces règles permettent de retracer l'histoire géologique de la zone d'étude. La règle « *Onlap* » a été attribuée aux séries concordantes du Houiller, Dinantien, Famennien et Frasnien. La règle « *Erode* » a quant à elle été assignée aux séries discordantes de la

Couverture Méso-Cénozoïque, du Dévonien moyen, ainsi qu'aux unités structurales de l'Allocchte Ardennais et des EMR tronquant les séries parautochtones sous-jacentes, respectivement le long de l'AMBt et de la BEMR. De par la configuration propre au logiciel, l'AMBt et la BEMR sont ainsi définis dans le modèle, non pas comme des chevauchements, mais comme les bases « érosives » des séries « Allocchte » et « EMR », ce qui n'altère en rien la modélisation.

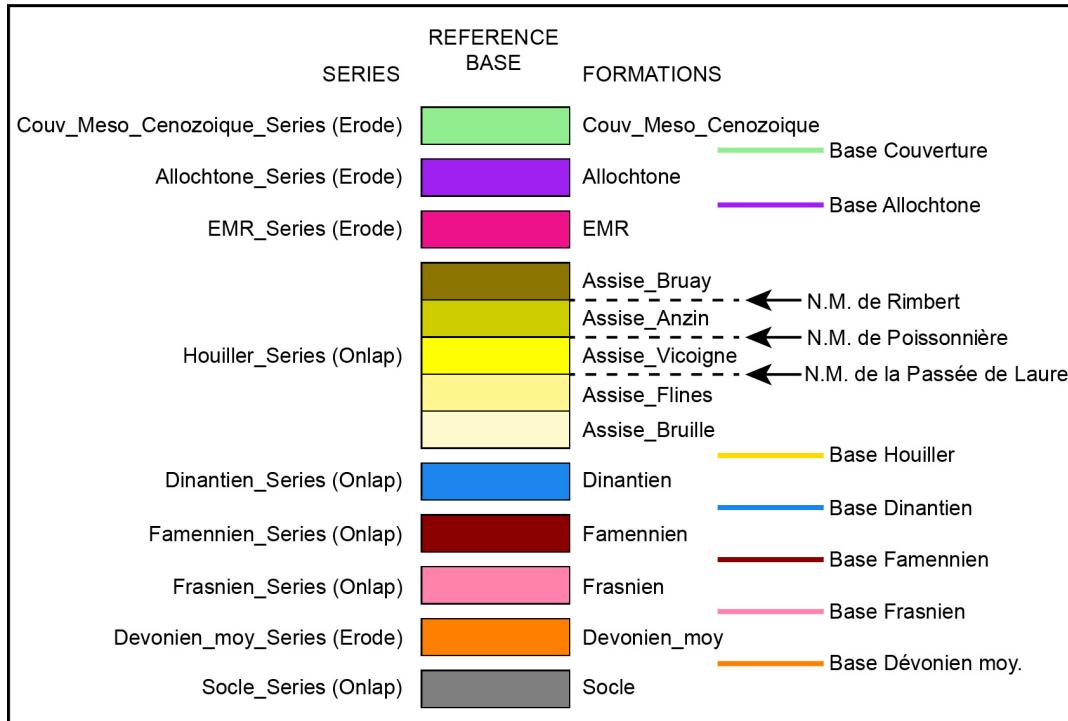


Figure IV.3: Pile stratigraphique extraite du GeoModeller mettant en évidence les formations et séries modélisées en 3D, ainsi que les règles qui leur sont assignées. NM : Niveau Marin. Les règles « Erode » et « Onlap » définissent la relation de chaque série avec les séries plus anciennes de la pile stratigraphique.

2. Sélection, traitement et intégration des données

Afin de réaliser le modèle, une quantité très importante de données a été triée, sélectionnée, traitée et intégrée au GeoModeller. Ces données sont diverses et incluent des données topographiques, des forages et sondages, des profils sismiques interprétés et convertis en profondeur, des données minières (puits, cartes géologiques, plans de travaux, coupes géologiques), des cartes gravimétriques ou encore des données géologiques de surface issues des cartes géologiques.

2.1. Données topographiques

Un modèle numérique de terrain (MNT), requis pour définir la surface topographique au sein du volume modélisé, a été intégré au GeoModeller. Ce MNT, d'une résolution de 25 mètres, est fourni par le programme d'observation de la Terre de l'Union Européenne Copernicus (EU-DEM v1.1 issu du Copernicus Land Monitoring Service) (Figure IV.1). L'altitude variant très peu dans la région étudiée (0 à 300 m), la surface topographique apparaît plane par rapport au volume modélisé. Une palette de couleur spécifique a été créée afin d'offrir

une dynamique topographique riche pour des gammes d’altitudes inférieur à 150 m ; ce qui représente l’essentiel des altitudes du secteur étudié.

2.2. Base de données des forages

La zone d’étude comporte une quantité très importante de forages et de sondages principalement issus de l’activité minière des 19^{ème} et 20^{ème} siècles, de l’exploration pétrolière des années 1960 et 1980 et d’autres campagnes de prospection du sous-sol, notamment hydrogéologiques. Ces ouvrages sont référencés au sein de la Banque du Sous-Sol (BSS) gérée par le BRGM et consultable en ligne (<http://infoterre.brgm.fr/>). La BSS de la région Nord-Pas-de-Calais compte environ 50 000 ouvrages (Figure IV.4) contenant des informations variées (e.g., désignation, localisation, type d’ouvrage (forage, sondage, fosse), profondeur atteinte, date de réalisation, stratigraphie, etc.).

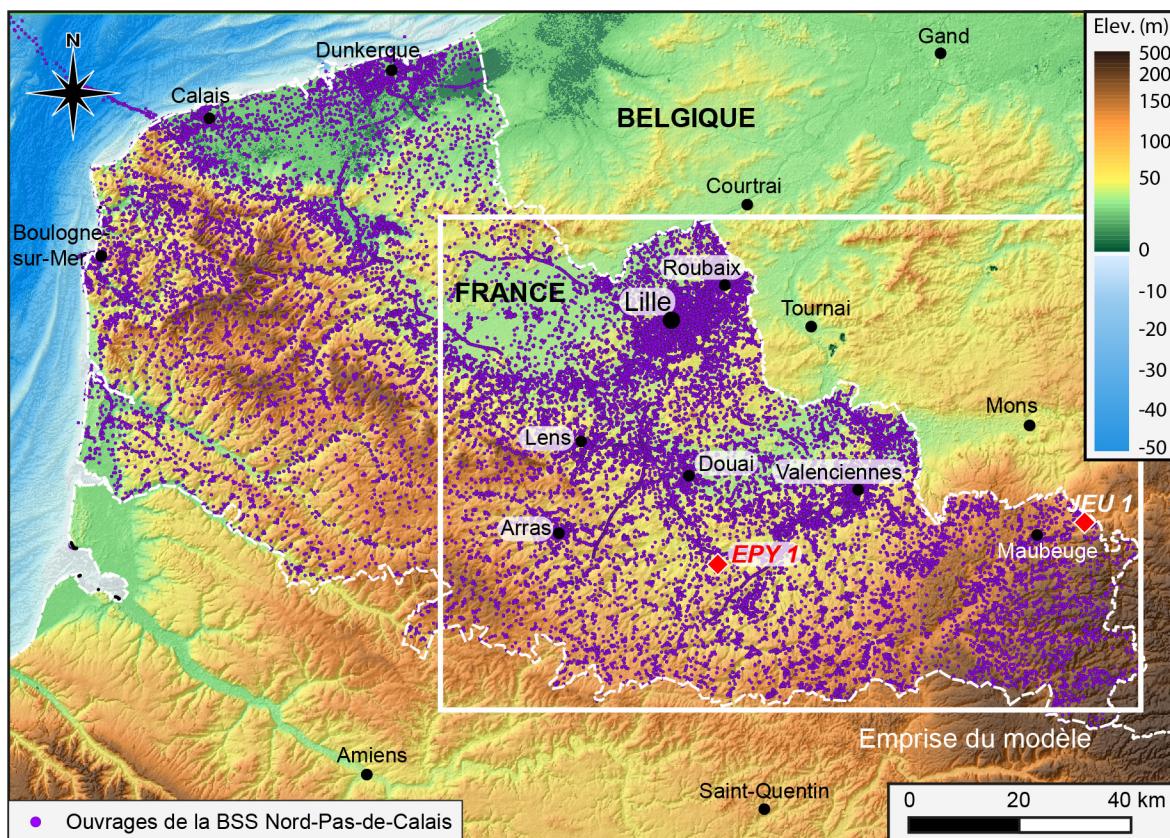


Figure IV.4: Carte de localisation de l’ensemble des ouvrages (forages, sondages, fosses) disponibles dans la BSS du Nord-Pas-de-Calais. (MNT : Copernicus 25m). EPY 1 : Epinoy 1 ; JEU 1 : Jeumont 1.

Environ 11 000 de ces forages se situent dans la région modélisée en 3D (Figure IV.4). Une sélection en plusieurs étapes a permis de trier et d’identifier les ouvrages pertinents pour modéliser la structure géologique profonde dans le nord de la France. Cette sélection est la suivante :

- (1) Les séries paléozoïques étant enfouies sous 100 à 200 mètres de dépôts méso-cénozoïques discordants, seuls les forages ayant une profondeur supérieure à 100 mètres sont sélectionnés dans un premier temps, soit environ 1900 forages.
- (2) Seuls les forages atteignant le toit du Paléozoïque ont été conservés, l’objectif étant de modéliser la structure du Front Nord Varisque sous la Couverture Méso-Cénozoïque.

(3) Les forages n’ayant aucune description stratigraphique disponible sont écartés.

(4) Dans la région du bassin minier où les séries houillères ont une épaisseur dépassant généralement le kilomètre, seuls les puits miniers de plus de 500 mètres de profondeur ont été conservés, permettant ainsi de limiter le nombre encore très conséquent d’ouvrages.

(5) Afin de limiter la redondance des données et d’avoir un échantillonage spatial plus régulier, un seul forage est sélectionné dans un rayon de 500 mètres ; ce dernier étant généralement le forage le plus profond et ayant la stratigraphie la plus détaillée.

(6) Le nombre de forages disponibles dans les régions de l’Avesnois à l’est et du Mélantois au nord du bassin minier était trop faible suite aux précédentes étapes de sélection. Le toit du Paléozoïque étant moins profond dans ces régions (autour de -20 m à +200 m), une sélection de forages ayant une profondeur inférieure à 100 mètres a été ajoutée à la base de données.

A l’issue de ce processus de sélection, 758 forages issus de la BSS ont été intégrés à la base des données d’entrée du modèle 3D (Figure IV.5a). Cette dernière a été complétée par l’ajout de 368 forages sélectionnés en Belgique en suivant les étapes ci-dessus (Figure IV.5a). Aucune limite de profondeur n’a cependant été appliquée, le Paléozoïque étant affleurant ou sub-affleurant dans le sud-ouest de la Belgique. Ces forages sont issus de la banque de données du Service Géologique de Belgique consultable en ligne (<https://gisel.naturalsciences.be/>), des bases de données de la thèse de Bruno Minguely (Minguely, 2007), et du Rapport BRGM RP-61113-FR sur la modélisation géologique du toit du Calcaire Carbonifère dans la région Lilloise et du Tournaisis (Picot, 2012).

Au total, 1 126 forages ont été sélectionnés et intégrés à la base de données du modèle 3D (Figure IV.5). La majorité de ces forages (823) ont une profondeur inférieure à 500 mètres, 184 forages ont une profondeur comprise entre 500 et 1000 mètres et 119 forages ont une profondeur supérieure à 1000 mètres (Figure IV.5a). Les forages plus profonds (profondeur supérieure à 500 m) sont principalement situés dans la région du BHNPC et du bassin houiller du Hainaut (région de Mons), tandis que les forages les moins profonds sont localisés dans les régions de la métropole Lilloise, du Mélantois-Tournaisis et de l’Avesnois. Au sud du BHNPC, les forages sont moins nombreux et généralement peu profonds, n’apportant que très peu de contraintes au modèle géologique.

Pour chaque forage de la base de données, les informations stratigraphiques sont récupérées, détaillées, uniformisées et formatées afin de correspondre à la pile stratigraphique définie préalablement (§ B.1.2 et Figure IV.3). Un extrait de la stratigraphie des forages intégrés au modèle 3D est disponible en annexes (*Annexe 5*).

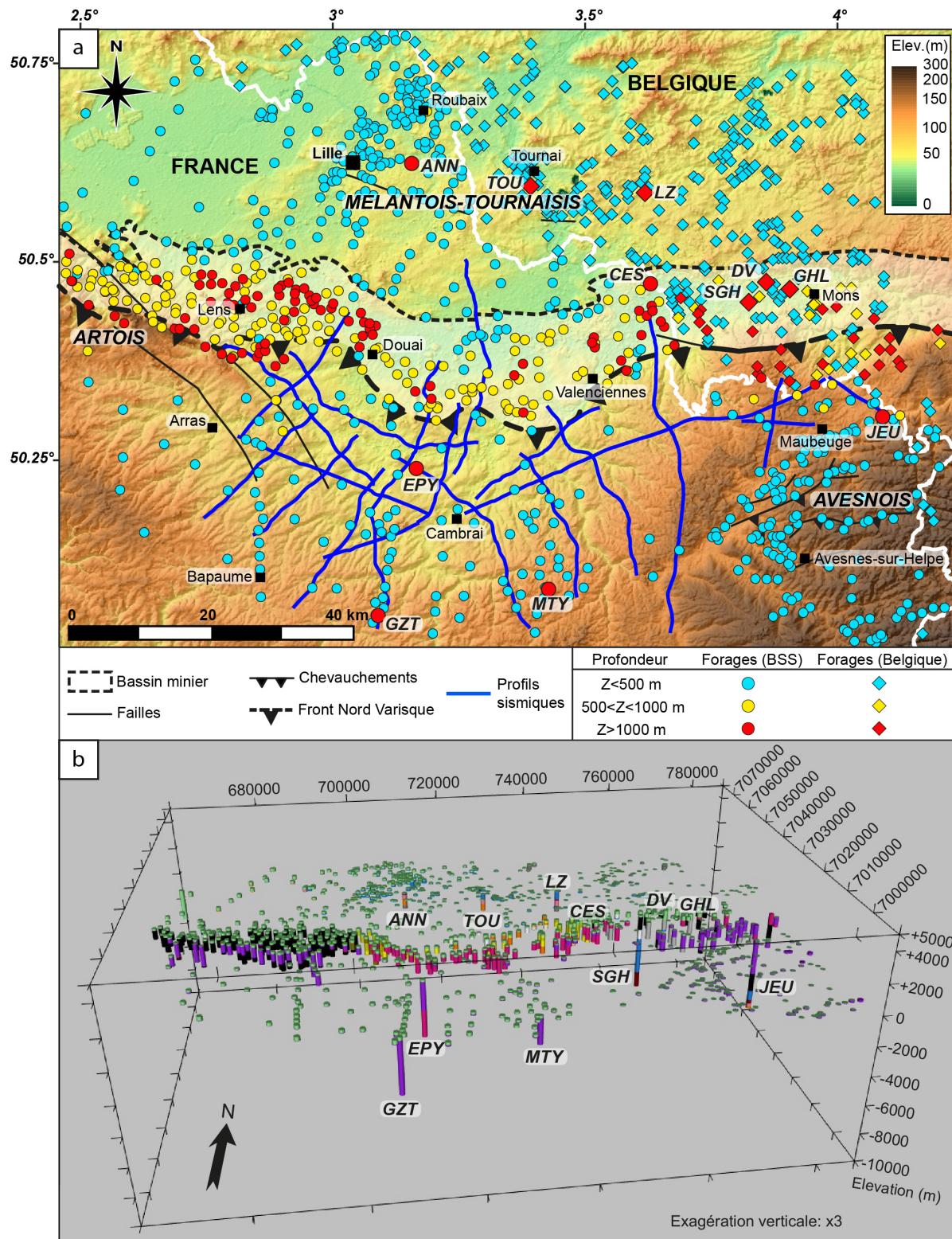


Figure IV.5: **a.** Carte de localisation des forages intégrés à la base de données du modèle 3D. (MNT : Copernicus 25m). **b.** Vue 3D des forages importés dans le GeoModeller. Les couleurs correspondent aux différentes séries définies dans les figures 2 et 3. Légende des forages : ANN : Annappes ; CES : Condé-sur-l'Escaut ; DV : Douvrain ; EPY : Epinoy ; GHL : Ghlin ; GZT : Gouzeaucourt ; JEU : Jeumont ; LZ : Leuze ; MTY : Montigny-en-Cambrésis ; SGH : Saint-Ghislain ; TOU : Tournai.

2.3. Données sismiques

L'ensemble des interprétations sismiques réalisées dans le cadre de la thèse et présentées dans le chapitre III ont été intégrées à la base de données du modèle 3D.

2.3.1. Conversions temps-profondeurs

Les horizons sismiques, interprétés sur les profils en temps, ont été convertis en profondeurs avant d'être importés dans le GeoModeller. Pour cela, différentes méthodes de conversion temps-profondeur utilisant différents types de vitesses (vitesses de stack, de migration et d'intervalle) ont été testées.

(1) Conversion avec les vitesses de stack

Une première conversion temps-profondeurs a été réalisée à partir des vitesses de sommation (vitesses de *stack*), utilisées lors du retraitement des profils sismiques en temps (profils PSTM - *post-stack time migration*). Les vitesses de stack correspondent aux vitesses déterminées lors de l'analyse de vitesses du traitement sismique pour corriger les données avant la sommation des traces. L'analyse de vitesse consiste à trouver la vitesse qui permet de corriger au mieux l'effet Normal Move-Out ou NMO (variation de temps de parcours d'une onde en raison de l'éloignement de la source et du récepteur, § III.B.2.3) sur les temps des réflecteurs. Les vitesses de stack ne sont pas directement utilisées pour réaliser les conversions temps-profondeur. Elles sont d'abord converties en vitesses moyennes ou vitesses d'intervalle dans le cas présent, grâce à la formule de Dix (Dix, 1955) :

$$V_n = \sqrt{\frac{V_{rms/n}^2 * t_n - V_{rms/n-1}^2 * t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}},$$

Avec V_n la vitesse d'intervalle de la couche n (entre les réflecteurs n et $n-1$), $V_{rms/n}$ et $V_{rms/n-1}$ les vitesses quadratiques moyennes (ou V_{rms}) jusqu'aux réflecteurs n et $n-1$, t_n et t_{n-1} les temps de propagation des ondes jusqu'aux réflecteurs n et $n-1$. Cette méthode repose sur l'approximation que les vitesses de stack peuvent être assimilées à des vitesses RMS (V_{rms}). Cette approximation est fondée sur trois hypothèses : (1) les offsets source-récepteur sont faibles, (2) le milieu est verticalement hétérogène mais horizontalement homogène, (3) il n'y a pas de pendages. Les incertitudes majeures liées à cette méthode de conversion sont directement liées à la fiabilité des analyses de vitesses réalisées lors du traitement sismique et au respect des conditions permettant d'utiliser la formule de Dix.

La conversion temps-profondeur des horizons sismiques interprétés a été effectuée par le BRGM par l'intermédiaire de l'entreprise sous-traitante GK Processing, ayant auparavant réalisé le retraitement des profils sismiques. Parmi les 21 profils sismiques interprétés dans le cadre de la thèse, 17 possédaient les données de vitesses de stack requises afin de convertir les horizons interprétés en profondeur (Figure IV.6). Les vitesses de retraitement des quatre autres profils C576-2, M146, M168 et M588 n'étaient pas disponibles car les données ont été retraitées en 1998 et 2005. Un champ de vitesse 3D a donc été créé par interpolation des vitesses des autres profils afin de convertir les horizons interprétés sur ces quatre profils (Figure IV.6).

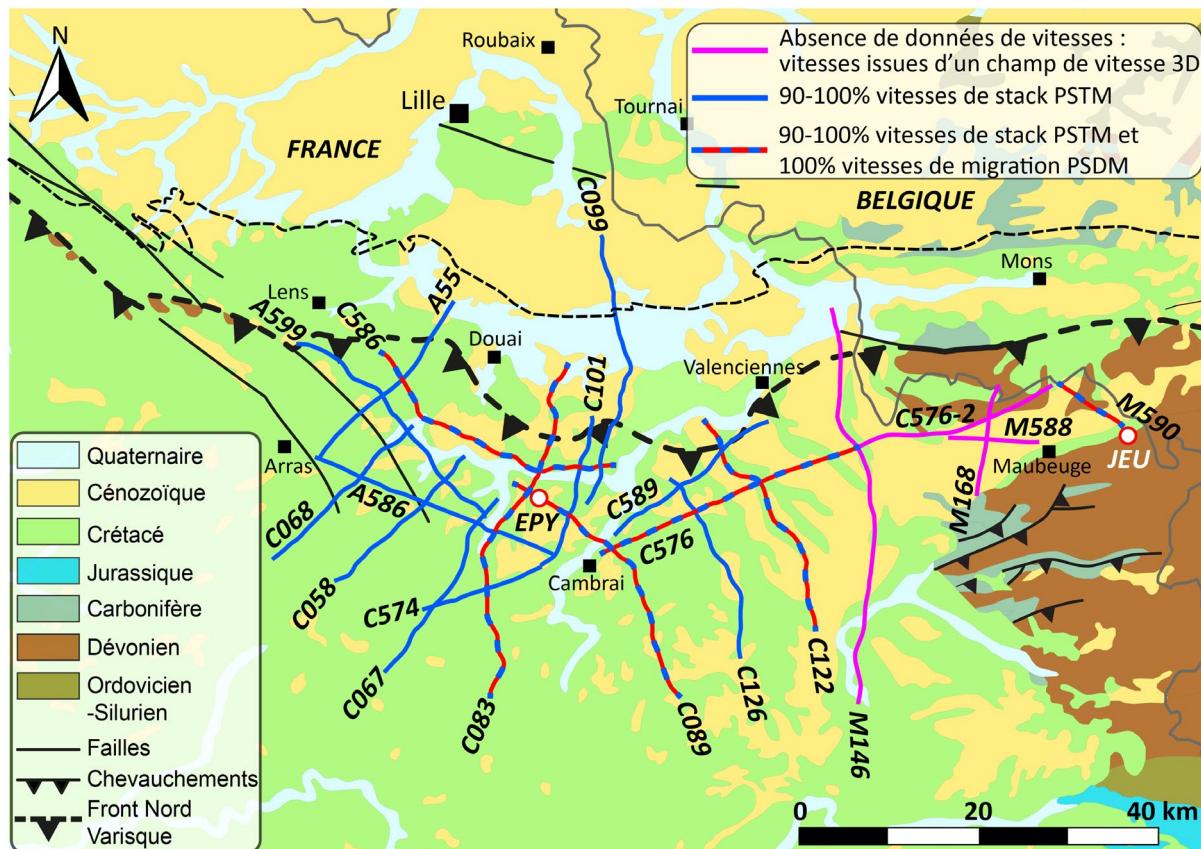


Figure IV.6: Carte géologique simplifiée du nord de la France et report des profils sismiques avec identification des différentes méthodes de conversion temps-profondeur testées.

Il est important de noter que les vitesses de stack sont des vitesses mathématiques théoriques et non des vitesses physiques réelles. Différentes études (*e.g.*, Al-Chalabi, 1994) ont suggéré que les vitesses de stack étaient plus rapides (de l'ordre de 5 à 10%) que les vitesses de propagation réelles des ondes dans le sous-sol. Deux conversions temps-profondeur ont donc été effectuées, l'une avec 100% des vitesses de stack, l'autre avec 90% des vitesses de stack, afin de prendre en compte cette éventualité et de définir les vitesses les plus cohérentes.

(2) Conversion avec les vitesses de migration

Les profils C083, C089, C122, C576, C586 et M590, retraités en temps double dans le cadre de la thèse, ont également été retraités en profondeur dans le cadre du projet Interreg DGE-Rollout North-West Europe (§ Chapitre I.B.2). Pour ces profils, une deuxième méthode de conversion temps-profondeur a été testée afin de convertir les horizons interprétés sur ces six profils à partir des vitesses utilisées pour réaliser la migration pre-stack en profondeur (PSDM) (Figure IV.6). Ce sont les vitesses permettant de corriger la position des réflecteurs qui sont déplacés en raison des phénomènes de réfraction des ondes dans le sous-sol. Les conversions ont été calées avec les forages de Jeumont et Epinoy afin de garantir la cohérence des données.

(3) Conversion avec les vitesses d'intervalle (méthode « Layer-cake »)

La dernière méthode testée est la conversion temps-profondeur de type « *Layer-cake* ». Elle utilise les vitesses d'intervalle issues des données de forages. Cette méthode repose sur le principe qu'une vitesse constante est attribuée à toutes les couches caractérisées par des vitesses

comparables (Marsden, 1989). La vitesse des ondes est définie par les lithologies et les propriétés des roches (densité, élasticité). La vitesse d'intervalle d'une couche donnée correspond à la vitesse moyenne au sein de cette couche :

$$V_{int} = \frac{Z_{base} - Z_{top}}{OWT_{base} - OWT_{top}}, \text{ avec } OWT : \text{one-way time (temps simple)}, Z : \text{profondeur}$$

Les profondeurs du toit et de la base de chaque couche sont connues au sein des forages. Les temps simples associés sont issus des lois de correspondance temps-profondeurs au sein de ces mêmes forages, généralement déterminées grâce aux logs de vitesse (sonic, check-shots, VSP) et au calage temps-profondeur des profils sismiques aux puits.

Chaque niveau géologique de la pile stratigraphique du modèle 3D (Figure IV.3) a donc été considéré comme une couche distincte caractérisée par une vitesse d'intervalle constante dans toute la zone d'étude (Figure IV.7).

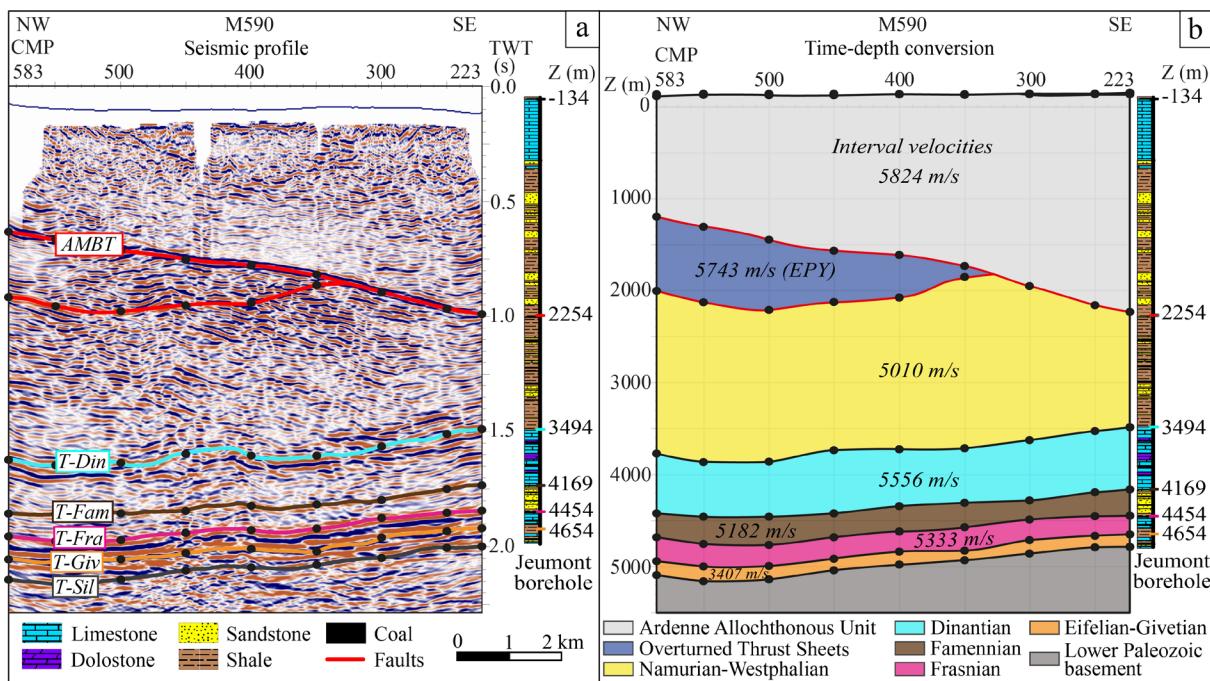


Figure IV.7: **a.** Interprétation géologique du profil sismique M590 et forage de Jeumont interprété en terme de lithologie dominante. Les points noirs représentent les points de données en temps convertis en profondeur en utilisant les vitesses d'intervalle. AMBT : Allochthon Main Basal Thrust ; T-Din : Top Dinantien ; T-Fam : Top Famennien ; T-Fra : Top Frasnien ; T-Giv : Top Givétien ; T-Sil : Top Silurien. **b.** Conversion temps-profondeurs du profil sismique M590 utilisant les vitesses d'intervalle des sondages d'Epinoy et de Jeumont. A noter que la vitesse d'intervalle des Ecailles et Massifs Renversés est issue du sondage d'Epinoy (EPY). Figure extraite de Laurent et al., 2021b.

Les vitesses d'intervalles au sein des EMR et des séries du Parautochtone Brabançon ont été calculées à partir des données des seuls forages traversant ces unités, respectivement les forages d'Epinoy et de Jeumont. Les EMR ont été considérés comme une unité homogène indifférenciée associée à une unique vitesse d'intervalle. La vitesse d'intervalle au sein de l'Allochthon Ardennais correspond à une valeur moyenne arithmétique des vitesses d'intervalles calculées à partir des données de ces deux forages (Epinoy : 5256 m/s ; Jeumont : 5824 m/s). Afin de garantir une meilleure cohérence géologique (possibles variations latérales de faciès), une vitesse d'intervalle différente a été calculée au sein de la Couverture Méso-

Cénozoïque pour chaque profil sismique, en utilisant les données de forages à proximité des profils. La Figure IV.8 ci-dessous résume les vitesses d'intervalles utilisées pour convertir les interprétations sismiques en profondeur.

Formation	Vitesse d'intervalle	Provenance des vitesses d'intervalle
Couverture Méso-Cénozoïque	945-2429 m/s	Forage le plus proche du profil sismique
Allochtone Ardennais	5540 m/s	Moyenne arithmétique des vitesses d'intervalle d'Epinoy et Jeumont
EMR	5743 m/s	Epinoy
Houiller (Namurién-Westphalien)	5010 m/s	Jeumont
Dinantien	5556 m/s	Jeumont
Famennien	5182 m/s	Jeumont
Frasnien	5333 m/s	Jeumont
Dévonien moyen	3407 m/s	Jeumont

Figure IV.8 : Vitesses d'intervalle utilisées lors de la conversion temps-profondeur des interprétations sismiques.

Les horizons sismiques interprétés ont ensuite été convertis en profondeur pas à pas du moins profond (base de la Couverture Méso-Cénozoïque) au plus profond (toit du socle paléozoïque inférieur), en utilisant un échantillonage de 50 CMP (Common Mid Point) (*i.e.*, tous les 1250 mètres) le long de chaque profil sismique. Cette conversion a été réalisée à l'aide de tableurs Excel. Un exemple est présenté en annexe (*Annexe 6*). La profondeur d'un horizon n est calculé grâce à la formule :

$$Z_n = Z_{n-1} + V_{int} * (OWT_n - OWT_{n-1}),$$

Avec OWT : one-way time (temps simple), Z : profondeur et V_{int} : vitesse d'intervalle entre n et $n-1$.

Des coupes géologiques ont ensuite été construites à partir des points de données interprétés en temps et convertis en profondeur. Ces coupes sont disponibles en annexe (*Annexe 7*). La Figure IV.7 illustre un exemple de conversion temps-profondeurs du profil M590, proche du forage de Jeumont.

(4) Comparaison des résultats et choix de la méthode utilisée

Les résultats des conversions temps-profondeurs réalisées avec les différentes méthodes testées, ont par la suite été contrôlés et comparés avec les profondeurs réelles connues au sein de quelques forages (Epinoy, Jeumont et quelques forages atteignant le toit du Paléozoïque et l'AMBT), situés près des profils sismiques et assez profonds pour traverser les surfaces géologiques d'intérêt (Figure IV.9). Le faible nombre de forages permettant de contrôler avec précision les conversions temps-profondeur représente la principale limite de cette approche. Un plus grand nombre de données permettrait d'affiner l'actuelle conversion.

La comparaison des résultats issus des différentes méthodes a mis en évidence une meilleure précision des conversions temps-profondeurs réalisées avec les vitesses d'intervalle ou les vitesses de migration des profils PSDM (Figure IV.9), les profondeurs converties étant plus proches des profondeurs réelles connues au sein des forages. Ce résultat n'est pas étonnant, les conversions avec les vitesses d'intervalle ayant été réalisées à partir des données de forages, et les conversions avec les vitesses de migration ayant été calées avec les forages de Jeumont

et Epinoy. Afin de maintenir une cohérence 3D entre les conversions des différents profils sismiques et avec les forages, une seule méthode de conversion temps-profondeurs a été sélectionnée. Les vitesses de migration n'étant disponibles que pour six profils sismiques, il est apparu plus pertinent de retenir la méthode utilisant les vitesses d'intervalle, car elle est applicable à l'ensemble des profils sismiques.

a. M590	Forage Jeumont	Vitesses de migration PSDM	90% Vitesses stack PSTM	100% Vitesses stack PSTM	Vitesses d'intervalle
Discordance Top Paléozoïque	91	230 (+139)	197 (+106)	132 (+41)	89 (-2)
AMBT	2479	2480 (+1)	2006 (-473)	2134 (-345)	2458 (-21)
Top Dinantien	3719	3720 (+1)	3329 (-390)	3608 (-111)	3713 (-6)
Top Famennien	4394	4390 (-4)	3986 (-408)	4334 (-60)	4388 (-6)
Top Frasnien	4679	4685 (+6)	4292 (-387)	4675 (-4)	4677 (-2)
Top Givetien	4879	4875 (-4)	4499 (-380)	4906 (+27)	4877 (-2)

b. C089	Forage Epinoy	Vitesses de migration PSDM	90% Vitesses stack PSTM	100% Vitesses stack PSTM	Vitesses d'intervalle
Discordance Top Paléozoïque	300	410 (+110)	355 (+55)	252 (-48)	283 (-17)
AMBT	2250	2275 (+25)	1855 (-395)	1872 (-378)	2275 (+25)
BEMR	3723	3715 (-8)	3355 (-368)	3756 (+33)	3806 (+83)

Figure IV.9 : Tableau de comparaison des profondeurs des horizons interprétés sur les profils a.M590 et b.C089, calculées à partir des différentes méthodes de conversions temps-profondeur, avec les profondeurs connues au sein des forages de a.Jeumont et b.Epinoy. Les profondeurs sont en mètres (référentiel par rapport au datum sismique à +225 m). Les écarts entre les profondeurs converties et les profondeurs réelles au sein des forages sont indiqués entre parenthèses. Les profondeurs soulignées en rouges indiquent les conversions temps-profondeurs les plus satisfaisantes.

Comme toutes les autres méthodes de conversion temps-profondeur, la méthode « *Layer-cake* » présente certaines limites. Généralement, cette méthode est utilisée lorsque la base de donnée de forages fournissant des vitesses d'intervalle est conséquente. Dans le cas du nord de la France, les vitesses d'intervalle sont calculées à partir des données de seulement deux forages. De ce fait, les conversions temps-profondeur des profils sismiques ne prennent pas en compte les potentielles variations latérales de lithologies et de propriétés des roches, donc de vitesses. Les incertitudes augmentent donc à mesure que la distance avec les forages de référence d'Epinoy et de Jeumont augmente. Il convient de préciser que les lithologies reconnues au sein de chaque intervalle sont généralement comparables latéralement dans le nord de la France et le sud de la Belgique (Figure II.9), rendant acceptable l'approximation d'une vitesse constante pour chaque intervalle. Le manque de forages profonds, et donc de points de contrôle de la précision des conversions temps-profondeurs, constitue une source d'incertitudes majeure dans la zone d'étude. Malgré ces incertitudes, la conversion temps-profondeur de type « *Layer-cake* » représente la méthode la plus pertinente et cohérente avec les données disponibles.

2.3.2. Intégration au Geomodeller

Les interprétations sismiques des 21 profils converties en profondeurs (Figure IV.7b) sont intégrées au GeoModeller sous la forme de coupes géologiques verticales géolocalisées (Figure IV.10a).

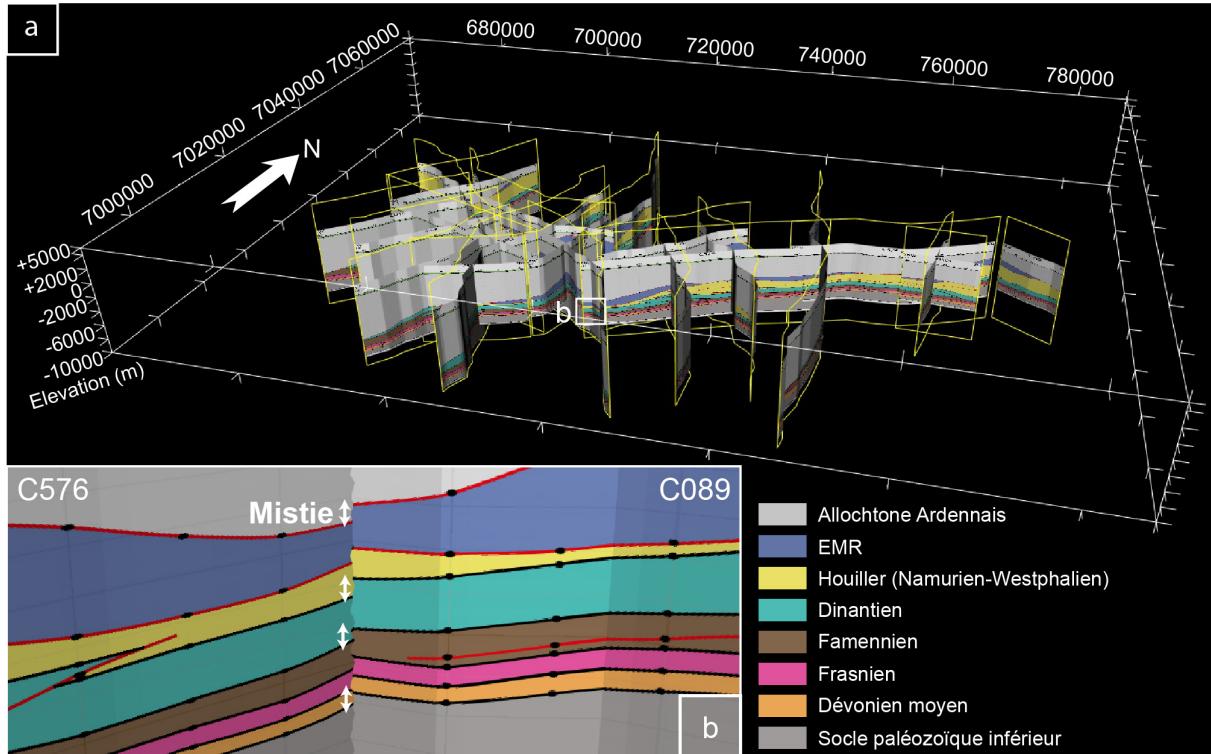


Figure IV.10: a. Vue 3D des profils sismiques convertis en profondeur dans le GeoModeller. b. Exemple d'un décalage des horizons interprétés au croisement entre deux sections sismiques (ici C576-C089).

Un contrôle du calage des horizons interprétés aux croisements entre les différents profils a permis de vérifier et de confirmer dans la plupart des cas la cohérence 3D des conversions temps-profondeurs. Quelques faibles décalages ont toutefois été mis en évidence aux croisements entre certains profils (Figure IV.10b). Ces décalages (« *mistie* ») peuvent être expliqués par :

- (1) l'existence de décalages résiduels au niveau des interprétations sismiques en temps ;
- (2) l'utilisation de vitesses d'intervalles différentes au sein de la Couverture Méso-Cénozoïque lors de la conversion temps-profondeur ;
- (3) un manque de précision du tracé de la coupe géologique lié à l'absence d'information entre les points d'interprétation convertis avec un échantillonage de 50 CMP.

Les points d'interprétation proches de ces décalages n'ont pas été prises en compte lors de la modélisation.

2.4. Données minières

Le bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais a fait l'objet d'une exploitation minière intense du charbon carbonifère de la seconde moitié du 19^{ème} siècle jusqu'à la fin du 20^{ème} siècle. Il compte près de 610 puits miniers (ou fosses d'exploitation), répartis au sein des 43 concessions à la fin du 20^{ème} siècle (Figure IV.11). A chacun de ces ouvrages et de ces concessions sont associés différents documents (rapports géologiques, levés de galeries, logs de chantier, plans de travaux ou des veines, cartes et coupes géologiques, etc.) (*Annexe 8*), établis par les ingénieurs des Houillères du Nord-Pas-de-Calais au cours de l'exploitation. Près de 50 000 documents décrivent avec précision la géologie du bassin minier exploré. La majorité de ces documents sont disponibles dans les archives de l'Unité Territoriale Après Mine du Nord de la France (UTAM-Nord) à Billy-Montigny (62). Les données nécessaires à la modélisation de la structure du BHNPC ont été récupérées à l'UTAM et sont présentées ci-dessous.

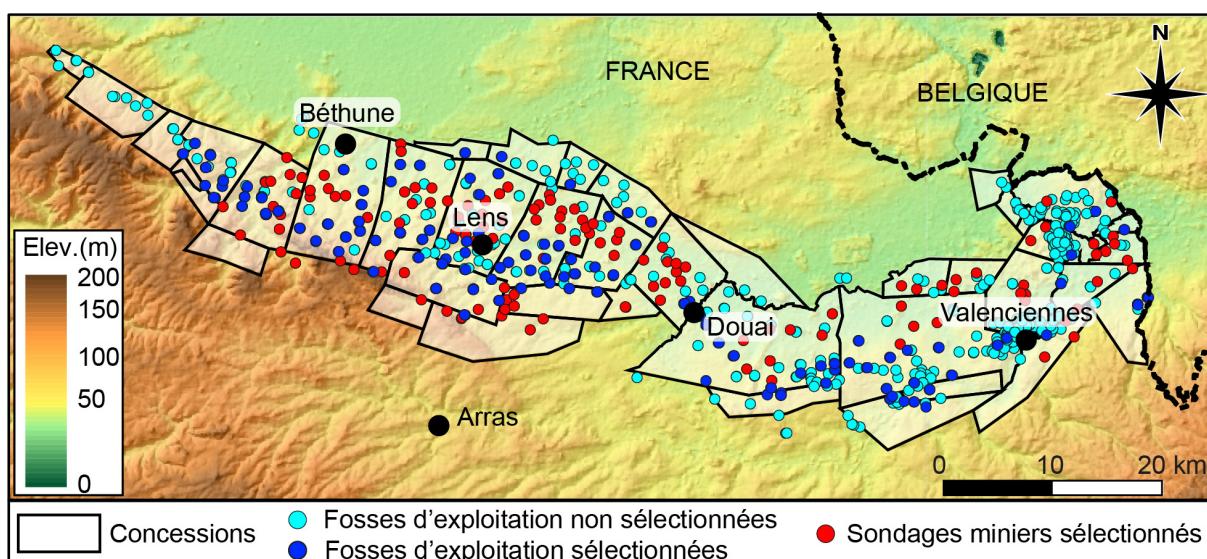


Figure IV.11: Carte de localisation des puits d'exploitation minière existants dans le BHNPC, et des puits et sondages miniers intégrés au modèle 3D.

2.4.1. Puits et sondages miniers

Parmi les 610 puits miniers (fosses d'exploitation) répertoriés dans le BHNPC, 124 ont été sélectionnés et intégrés à la base de données des forages du modèle 3D (Figure IV.11). A ces puits ont été ajoutés 128 sondages issus de l'exploitation minière (Figure IV.11). Ces 252 ouvrages, présents dans la BSS, ont été sélectionnés selon le processus décrit précédemment (§ B.2.2) et font partie des 1126 forages intégrés au modèle 3D (Figure IV.5).

La stratigraphie détaillée des assises houillères traversées par ces forages et modélisées en 3D (Figure IV.3) est rarement disponible dans les dossiers de la BSS. Elle a pu être déterminée à l'aide de documents récupérés au sein des archives de l'UTAM, notamment des fiches de sondages détaillées (sondages miniers) (*Annexe 8a*) et des logs de chantier (fosses d'exploitation) (*Annexe 8b*). Il est important de noter que ces documents détaillent la plupart du temps uniquement la succession stratigraphique des veines de charbon et parfois des niveaux marins. Les assises houillères ne sont que très rarement explicitées. Un travail minutieux d'analyse et d'uniformisation des données stratigraphiques a donc été effectué avant d'intégrer les forages au modèle 3D.

Différentes méthodes ont été utilisées selon les cas :

(1) Lorsque les niveaux marins (Passée de Laure, Poissonnière, Rimbert), délimitant les assises houillères, étaient décrits, la stratigraphie des assises a pu être facilement déduite.

(2) Dans les cas où seules les veines étaient répertoriées, des fiches stratigraphiques des concessions (*Annexe 8c*) ainsi que des tableaux de correspondance des veines répertoriées dans les différentes concessions (*Annexe 8d*) ont été consultés afin de déterminer avec précision les limites des assises. Les fiches stratigraphiques des concessions synthétisent la succession des veines de charbon présentes au sein de chaque concession et associent les veines aux différentes assises houillères. Les tableaux de correspondance des veines établissent des corrélations stratigraphiques entre les veines des différents puits et concessions, les noms des veines variant d'une concession à une autre. Ils permettent également d'identifier à quelle assise houillère appartient chaque veine de charbon. Un tableau stratigraphique à l'échelle 1:5000^e, réalisé par les Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais, a également été utilisé afin de déterminer la stratigraphie dans les différents forages. Ce tableau (*Annexe 8e*) synthétise la stratigraphie des veines principales et des assises au sein des différents groupes d'exploitation du BHNPC et établit les corrélations stratigraphiques entre ces derniers.

(3) Lorsque les documents présentés ci-dessus ne permettaient pas de définir la stratigraphie des assises pour des raisons variées (incertitudes sur l'interprétation géologique, absence du nom des veines sur les fiches de sondages et logs de chantier, noms de veines non répertoriés sur les fiches et tableaux stratigraphiques, etc.), la stratigraphie de certains ouvrages miniers a pu être déduite assez précisément à partir des coupes géologiques à l'échelle 1:10000^e des Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais (§ B.2.4.3). En effet, certains puits et sondages miniers sont projetés sur ces coupes détaillant la structure des veines et niveaux marins repères dans le bassin. Il est à noter que certaines incertitudes subsistent quant à la profondeur exacte des limites des assises dans ces forages. Elles sont principalement liées aux imprécisions de lecture des coupes et de projection des forages.

2.4.2. Cartes géologiques et plans de travaux

De nombreuses cartes géologiques du BHNPC ont été établies au cours du 20^{ème} siècle par les ingénieurs des Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais. Six cartes structurales, publiées entre 1948 et 1963 (Bouroz, 1948 ; Bouroz, 1950, Bouroz, 1956 ; Bouroz et Stiévenard, 1958 ; Bouroz, 1961 ; Bouroz et al., 1963) et présentant différentes interprétations de la structure et des zones stratigraphiques du BHNPC à la côte -300 m, ont été géolocalisées et importées dans le GeoModeller. La plus récente (Bouroz et al., 1963) correspond à la dernière synthèse de la géologie du BHNPC. Il est important de noter que ces cartes ont été principalement utilisées dans le but de comparer les résultats de la modélisation aux interprétations passées. L'un des objectifs de la modélisation 3D du bassin minier étant de proposer une version actualisée de la structure du bassin, aucune interprétation réalisée sur ces cartes (en particulier, concernant le raccord latéral entre chevauchements) n'a été prise en compte lors de la modélisation afin d'éviter de biaiser les résultats. Seule la carte de Bouroz et al., (1963) a fourni des points de données de contacts stratigraphiques dans certains secteurs où les veines et niveaux marins sont représentés.

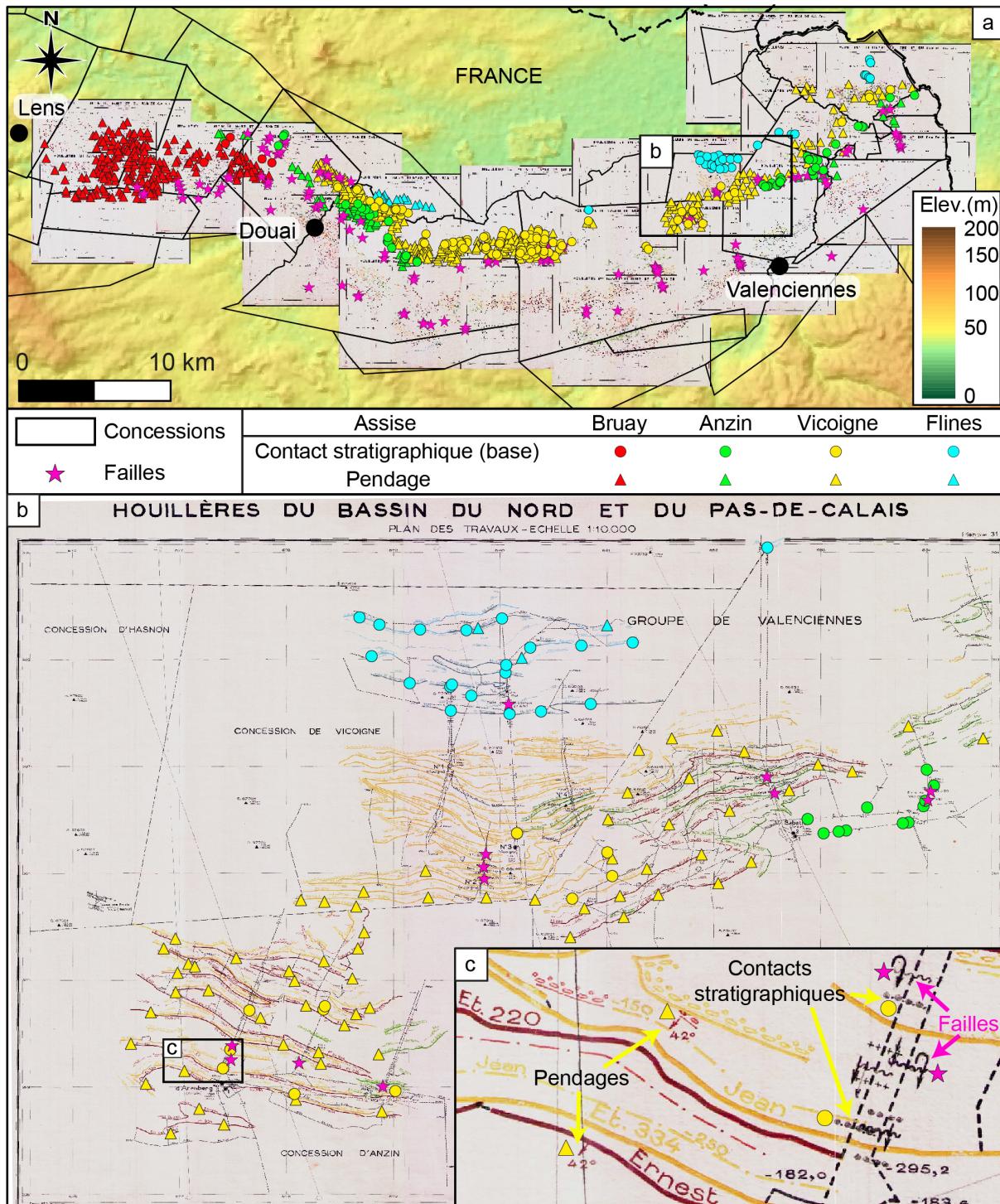


Figure IV.12: **a.** Carte de localisation des plans de travaux (1:10000^e) des Houillères du Nord-Pas-de-Calais et des points de données des assises houillères (contacts stratigraphiques, pendages) et des failles, présents sur ces plans. **b.** Plan des travaux n°31 des Houillères du Nord-Pas-de-Calais et données associées. **c.** Zoom sur le plan des travaux n°31 près de la Fosse d'Arenberg, mettant en évidence la géométrie des veines Ernest et Jean aux étages d'exploitation 220 et 334, ainsi que les données stratigraphiques et structurales intégrées dans le modèle 3D.

De nombreux plans de travaux ou plans de veines ont été produits au cours de l'exploitation minière et sont actuellement consultables aux archives de l'UTAM-Nord. Ces plans sont disponibles à différentes échelles (e.g., 1:1000^e, 1:5000^e, 1:10000^e) et représentent

avec des niveaux de détails très variables la répartition et la géométrie des veines exploitées à différentes profondeurs au sein des concessions. Ces plans représentent une source immense de données à la fois stratigraphiques (position des veines et niveaux marins repères) et structurales (pendages au sein des assises houillères, position des failles) (Figure IV.12c). Dans le cadre de la modélisation 3D de la structure du bassin minier, seuls les plans de travaux à l'échelle 1:10000^e ont été sélectionnés et intégrés à la base de données, cette échelle étant la plus adaptée à la réalisation d'un modèle régional. Parmi les 37 plans de travaux existants dans le bassin minier, seulement 22 sont disponibles dans les archives de l'UTAM et ont pu être récupérés (Figure IV.12a-b). Ils couvrent toute la partie orientale du BHNPC entre Lens et la Belgique.

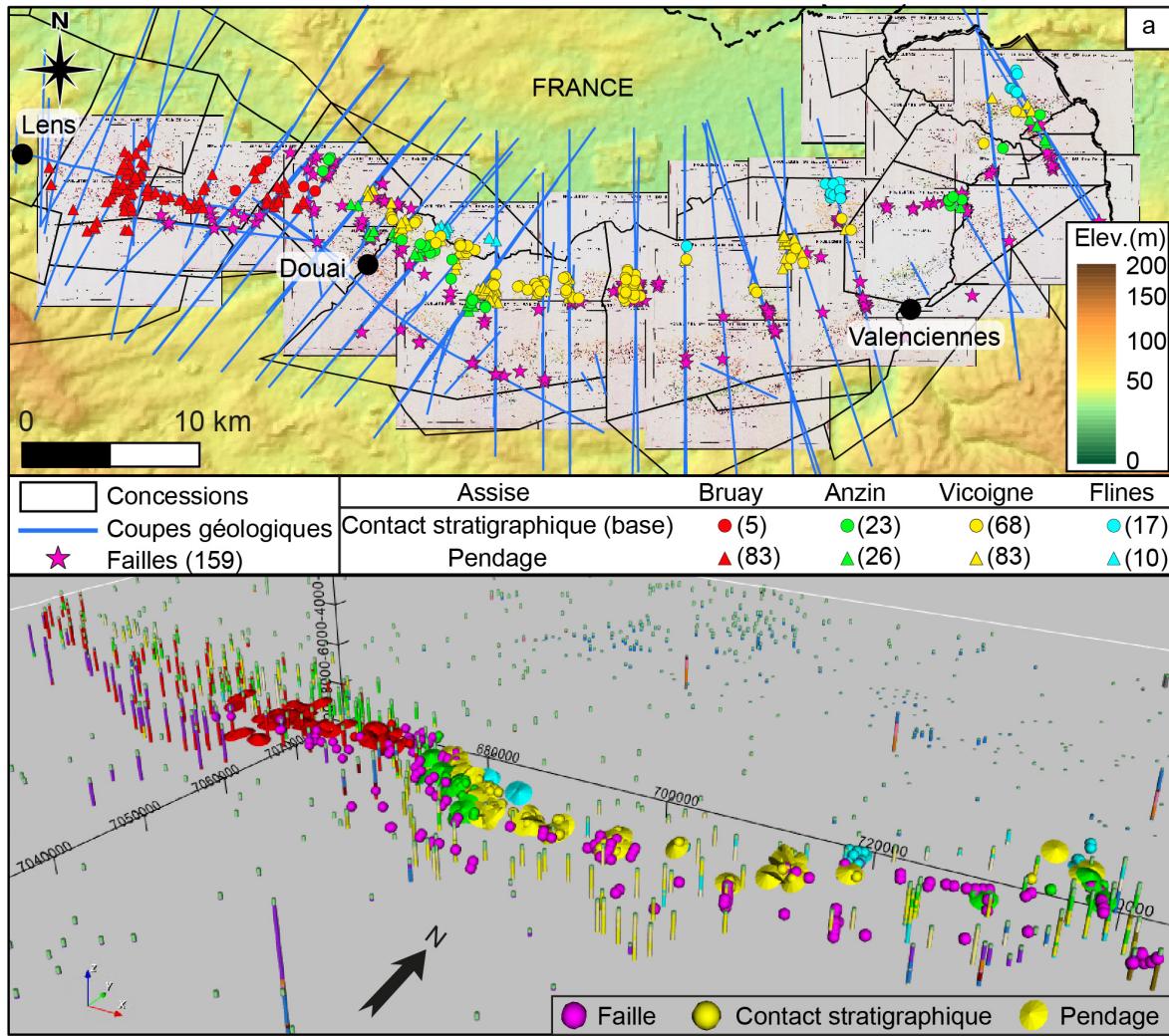


Figure IV.13 : a. Carte de localisation des données récupérées à l'UTAM et b. Vue 3D de la sélection des données stratigraphiques et structurales issues des plans de travaux et intégrées au modèle 3D.

Sur l'ensemble de ces plans, 197 points de contacts stratigraphiques entre les assises (niveau marins), 638 points donnant une valeur de pendage au sein des assises et 159 points de passage de failles majeures ont été relevés (Figure IV.12a). Les séries renversées des EMR n'étant pas modélisées en 3D, seules les données des assises appartenant aux séries de l'unité parautochtone ont été relevées. Ces données ont par la suite été importées sous la forme de points 3D (x, y, z) associés aux différentes assises houillères de la pile stratigraphique et aux failles majeures modélisées (Figure IV.13b). Après avoir débuté la modélisation, il s'est avéré nécessaire de conserver dans le modèle uniquement les points de données situés à proximité

des coupes géologiques disponibles dans le bassin, soit 113 points de contacts stratigraphiques et 202 points de pendages (Figure IV.13a). Ce choix s'explique pour trois raisons :

- (1) Seuls les points de données situés le long des sections 2D du modèle peuvent être édités une fois importés ;
- (2) Afin d'éviter une surcharge de données et un ralentissement conséquent du GeoModeller ;
- (3) Le modèle étant réalisé à une échelle régionale, seule la géométrie de premier et second ordre du bassin est modélisée. Les points 3D apportaient trop d'informations et de contraintes sur des structures locales non modélisées, créant des problèmes majeurs non gérable pour une modélisation à cette échelle.

2.4.3. Coupes géologiques

Près de 80 coupes géologiques interprétées recouvrant le bassin minier ont été publiées dans la littérature du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais entre 1939 et 1963 (Figure IV.14a-b). La majorité de ces coupes sont associées aux cartes géologiques présentées ci-dessus (Bouroz, 1948 ; Bouroz, 1950, Bouroz, 1956 ; Bouroz et Stiévenard, 1958 ; Bouroz, 1961 ; Bouroz et al., 1963). Un grand nombre de ces coupes ont été géolocalisées et importées dans le GeoModeller afin de fournir des informations stratigraphiques (points de contact, forages) et structurales (pendages des assises, position et pendages des failles).

Afin de compléter la base de données, 32 coupes d'exploitation à l'échelle 1:10000^e, établies par les Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais, ont été géolocalisées et importées dans le modèle 3D (Figure IV.14a-c). Ces coupes, récupérées dans les archives de l'UTAM-Nord, sont associées aux plans de travaux (1:10000^e) présentés ci-dessus. Elles représentent la géométrie observée *in situ* des veines, des niveaux marins repères (Passée de Laure, Poissonnière, Rimbert) et des failles dans le bassin minier (Figure IV.14d). La géométrie est contrainte en surface (500-1000 premiers mètres) par des données et observations *in situ*, issues des puits et galeries d'exploitation minière (bowettes), représentées et projetées en 2D (Figure IV.14d). Sur l'ensemble des coupes, seules les interprétations réalisées à partir des données et observations *in situ* ont été prises en compte, afin d'éviter de biaiser les résultats de la modélisation avec d'anciennes interprétations très peu contraintes en profondeur.

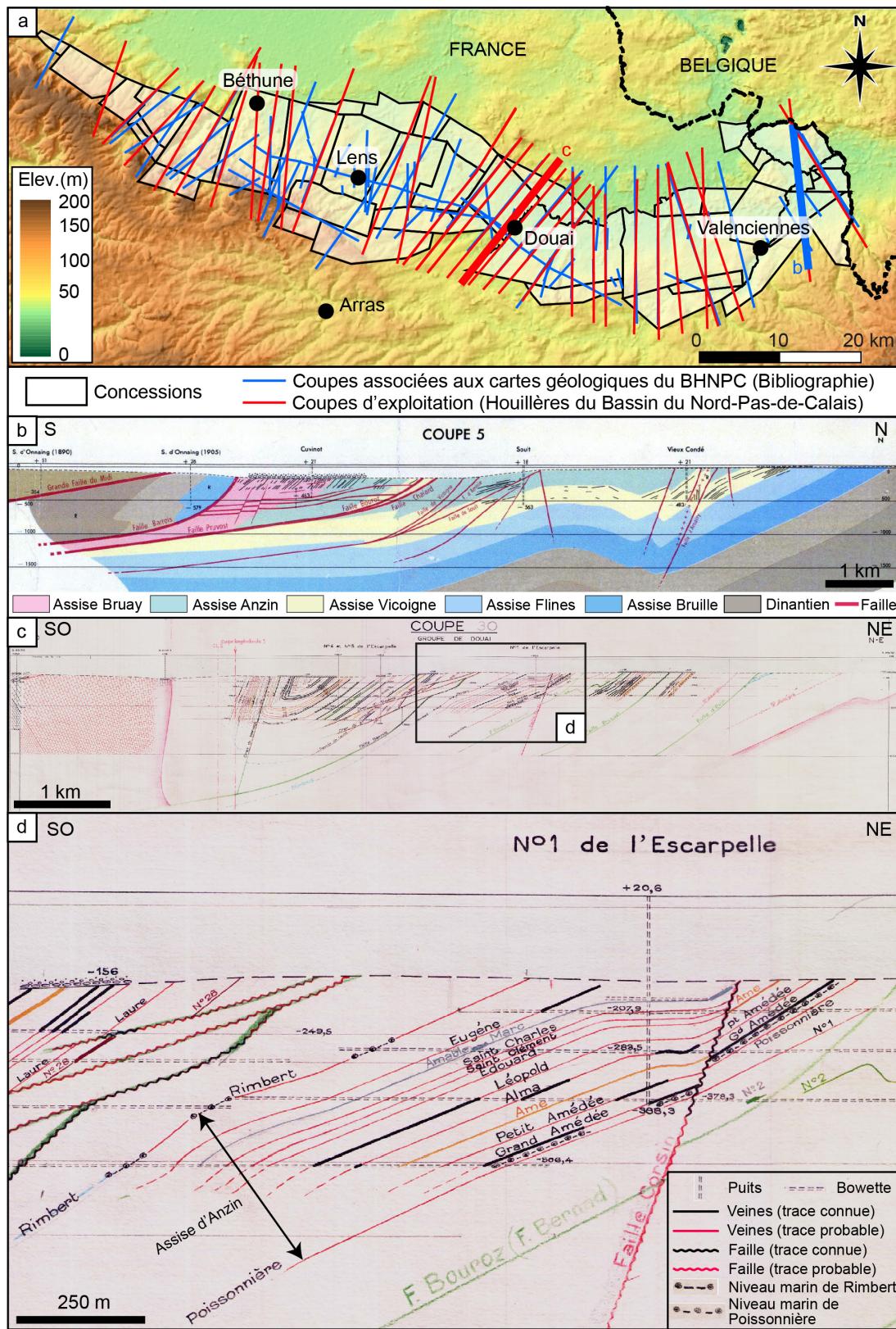


Figure IV.14: **a.** Carte de localisation des coupes du BHNPC disponibles et intégrées à la base de données du modèle 3D. (MNT : Copernicus 25m). **b.** Exemple d'une coupe géologique associée à la carte structurale du BHNPC à la côte -300 m (coupe 5, Bouroz et al., 1963). **c.** Exemple d'une coupe d'exploitation minière (coupe 30) à l'échelle 1:10000e établie par les Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais. **d.** Zoom sur la coupe d'exploitation minière présentée en c., mettant en évidence les observations in situ et la géométrie des veines et niveaux marins de Rimbert et Poissonnière autour de la fosse n°1 de l'Escarpelle.

2.5. Données gravimétriques

Différentes cartes gravimétriques (anomalie de Bouguer, gradient horizontal et gradient vertical) issues de différentes sources bibliographiques (Everaerts & Hennebert, 1998 ; Minguely et al., 2006 ; Baptiste, 2016 ; Bonnière, 2020) ont été géoréférencées et intégrées au GeoModeller afin d'apporter des éléments d'interprétation des ensembles géologiques, des contacts stratigraphiques et des failles dans la région du bassin minier et de l'avant-pays brabançon (Figure IV.15).

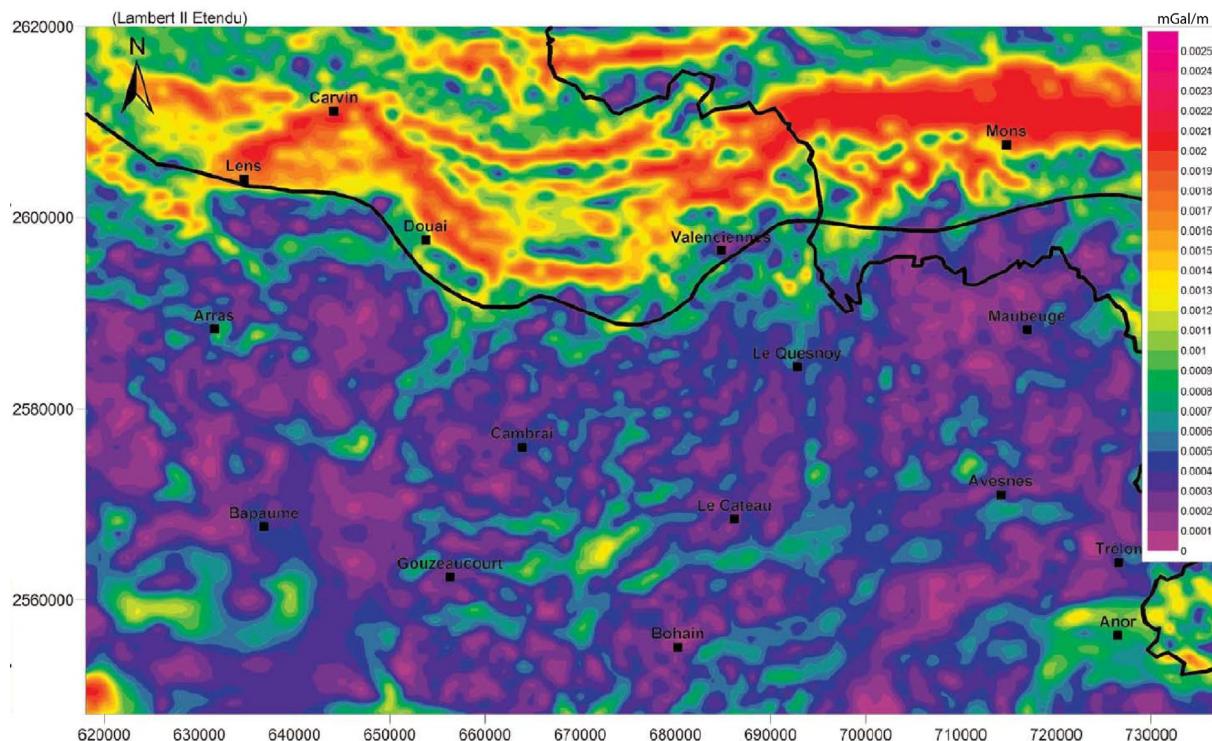


Figure IV.15 : Exemple de carte gravimétrique importée dans le GeoModeller : gradient horizontal de l'anomalie de Bouguer (Minguely et al., 2006).

Les cartes gravimétriques représentent les variations du champ gravimétrique ou champ de pesanteur terrestre. Elles mettent en évidence les anomalies de hauteur du géoïde terrestre par rapport à la surface de référence (niveau de la mer). Ces anomalies, d'intensité variable, sont directement liées aux variations de densité des roches en profondeur. Des corps géologiques plus denses (*e.g.*, gisement métallifère, socle magmatique et/ou métamorphique) produisent des anomalies gravimétriques positives tandis que des corps moins denses (*e.g.*, bassins sédimentaires, structures salifères) sont à l'origine d'anomalies gravimétriques négatives. La largeur ou « longueur d'onde » des anomalies dépend de la profondeur des corps de densité anormale. Les structures peu profondes produisent des anomalies de « courtes longueurs d'onde spatiale » plus étroites tandis que les structures profondes génèrent des anomalies de « grande longueurs d'onde spatiale » aussi appelées tendances régionales.

Le champ gravimétrique étant mesuré à la surface de la Terre, différentes corrections sont appliquées aux mesures gravimétriques afin de supprimer les effets liés aux variations de densité au-dessus du niveau marin et donc à l'élevation. L'anomalie de Bouguer résultante représente les anomalies de densité sous le niveau de référence. D'autres traitements peuvent être appliqués à l'anomalie de Bouguer afin de cibler certains corps et structures géologiques.

Le gradient vertical (ou dérivée verticale) du champ gravimétrique permet de mieux définir les anomalies gravimétriques générées par les corps géologiques moins profonds en supprimant les tendances régionales (Baptiste, 2016). Le gradient horizontal ou dérivée horizontale du champ gravimétrique supprime également les tendances régionales et met en évidence les variations horizontales du champ gravimétrique. Ce traitement met l'accent sur les contacts géologiques (contacts lithologiques et structuraux (failles)), situés au niveau des maxima d'anomalie positive et négative.

2.6. Données structurales de surface

Les cartes géologiques de surface disponibles en France (1:1000000^e, Chantraine et al. 2003 et 1:50000^e) et en Wallonie (Belgique) (1:25000^e, “Carte Géologique de Wallonie”, Programme de révision de la Carte géologique de Wallonie) ont été intégrées au modèle. La réalisation et l'édition des cartes géologiques wallones à l'échelle 1:25000^e étant toujours en cours, seules quelques cartes sont disponibles et ont pu être intégrées à la base de données (Figure IV.16).

Ces cartes géologiques ont fourni les données structurales (contacts stratigraphiques et pendages) nécessaires à la définition de la structure des différentes horizons dévono-carbonifères en surface. Le Paléozoïque affleurant très peu dans la zone d'étude et particulièrement dans le nord de la France, ces données sont limitées et localisées uniquement dans l'Avesnois et en Belgique (Figure IV.16a). Elles concernent principalement l'Allocchte Ardennais dans l'Avesnois et le Dinantien, Dévonien et socle paléozoïque inférieur en Belgique. La Figure IV.16b illustre les données intégrées au GeoModeller issues de la carte géologique wallone à l'échelle 1:25000^e n°38/7-8 dans la région de Soignies, Belgique.

Plusieurs écorchés géologiques des terrains paléozoïques sous la Couverture Méso-Cénozoïque ont également été intégrés au modèle afin d'aider à la modélisation des séries parautochtones en profondeur (CFP et al., 1965 ; Besbes et Talbot, 1983 ; Licour, 2012) (*Annexe 9*).

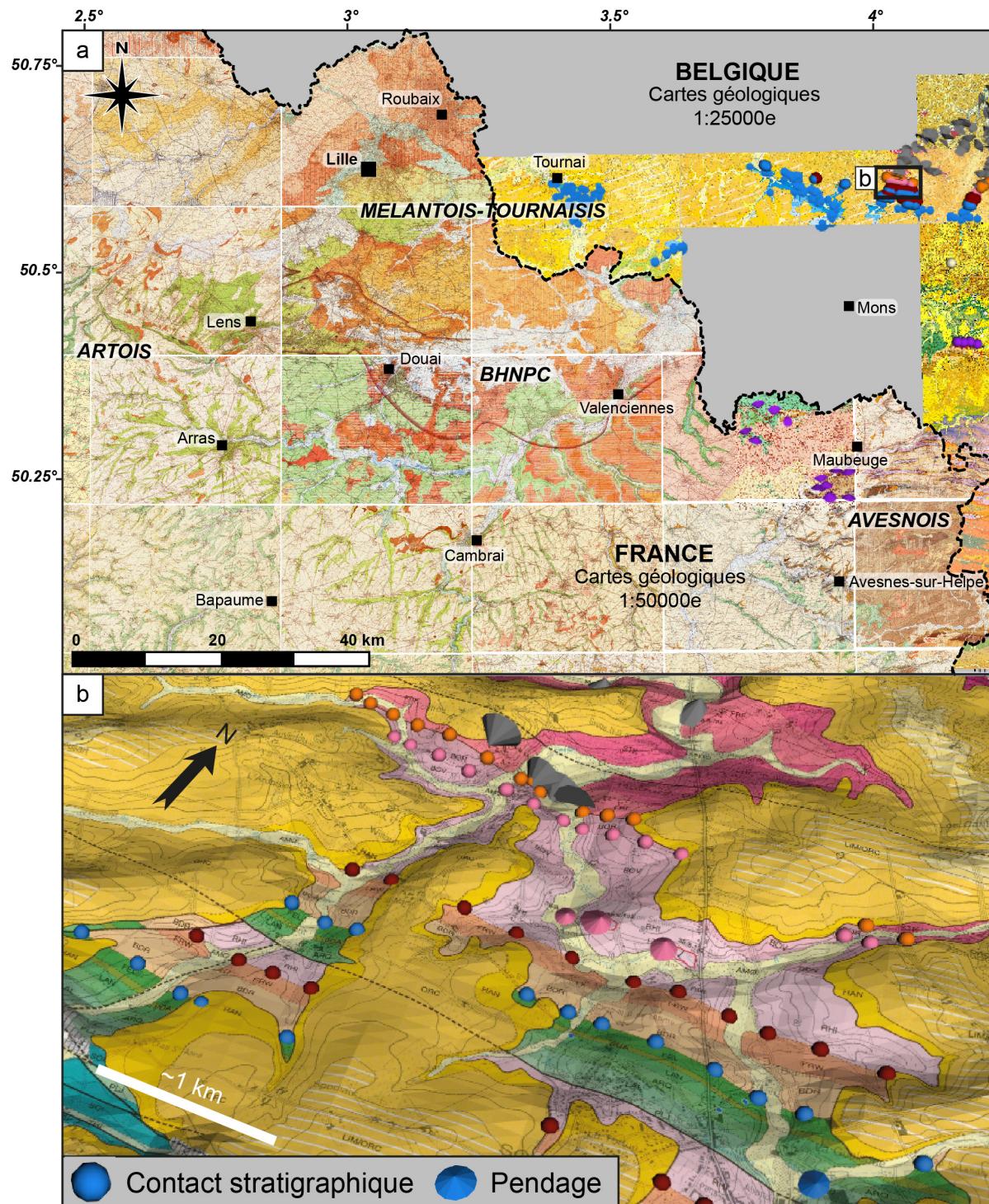


Figure IV.16: **a.** Localisation des données structurales de surface issues des cartes géologiques importées dans le GeoModeller. **b.** Vue 3D des données structurales de surface issues de la carte géologique de Wallonie 38/7-8 dans la région de Soignies. Les couleurs des points de données correspondent à celles des formations de la pile stratigraphique (Figure IV.3).

3. Méthode, concepts et paramètres de modélisation du GeoModeller

3.1. Algorithme de modélisation

La méthode de modélisation utilisée par le GeoModeller est appelée « méthode du champ potentiel » (Lajaunie et al., 1997). Elle permet d’interpoler en 3D, grâce à un algorithme de co-krigeage, un champ potentiel scalaire décrivant la géologie de la zone d’étude (Lajaunie et al., 1997 ; Chilès et al. 2004 ; Aug et al., 2005 ; McInerney et al., 2005 ; Calcagno et al., 2008 ; Maxelon et al., 2009). Cette méthode originale est particulièrement adaptée aux contextes géologiques complexes (*e.g.*, les chaînes plissées). Elle a été spécifiquement conçue pour modéliser les surfaces et volumes géologiques à partir des points de contacts stratigraphiques et structuraux et des points d’orientation (azimuth, pendage et polarité) issus des différentes données intégrées au modèle (Figure IV.17). Chaque interface géologique est alors assimilée à une surface isopotentielle d’un champ potentiel défini en 3D. Les points de contact stratigraphiques de ces interfaces appartiennent aux différentes isosurfaces, tandis que les points d’orientation correspondent à un gradient du champ potentiel, c’est-à-dire un vecteur tangent à la surface isopotentielle. Les points d’orientation ont plus de poids que les points de contact lors du processus de co-krigeage. Les failles représentent des discontinuités dans le champ potentiel et sont assimilées à une fonction dérivée discontinue définissant la forme d’influence et le rayon de la faille.

3.2. Modélisation des séries de la pile stratigraphique

Les séries et horizons stratigraphiques sont modélisés à partir de point de contacts stratigraphiques et de points d’orientation définissant l’azimuth, l’inclinaison et la polarité des couches. Ces données sont associées à la base des différentes formations, la pile stratigraphique étant définie en « Base » (§ B.1.2). Ces points de construction sont soit extraits des données importées dans le modèle (Figure IV.17), soit ajoutés par l’utilisateur sur des sections 2D horizontales et/ou verticales créées dans le modèle. Ce dernier cas est notamment très utile pour ajouter des contraintes au modèle, dans des zones sans données ou avec des données insuffisantes, et ainsi assurer la cohérence structurale 3D du modèle. Il est pertinent de noter qu’un seul point de contact et un seul point de pendage sont nécessaires afin de modéliser une série en 3D ou sur une section 2D.

Par défaut, l’ensemble des points de données d’une série définis dans les limites du modèle sont pris en compte lors de l’interpolation de cette série. De fait, chaque point a une influence sur l’ensemble du modèle. La distance d’influence (« *range* ») des points de construction peut être ajustée lors du processus de modélisation et réduite si nécessaire.

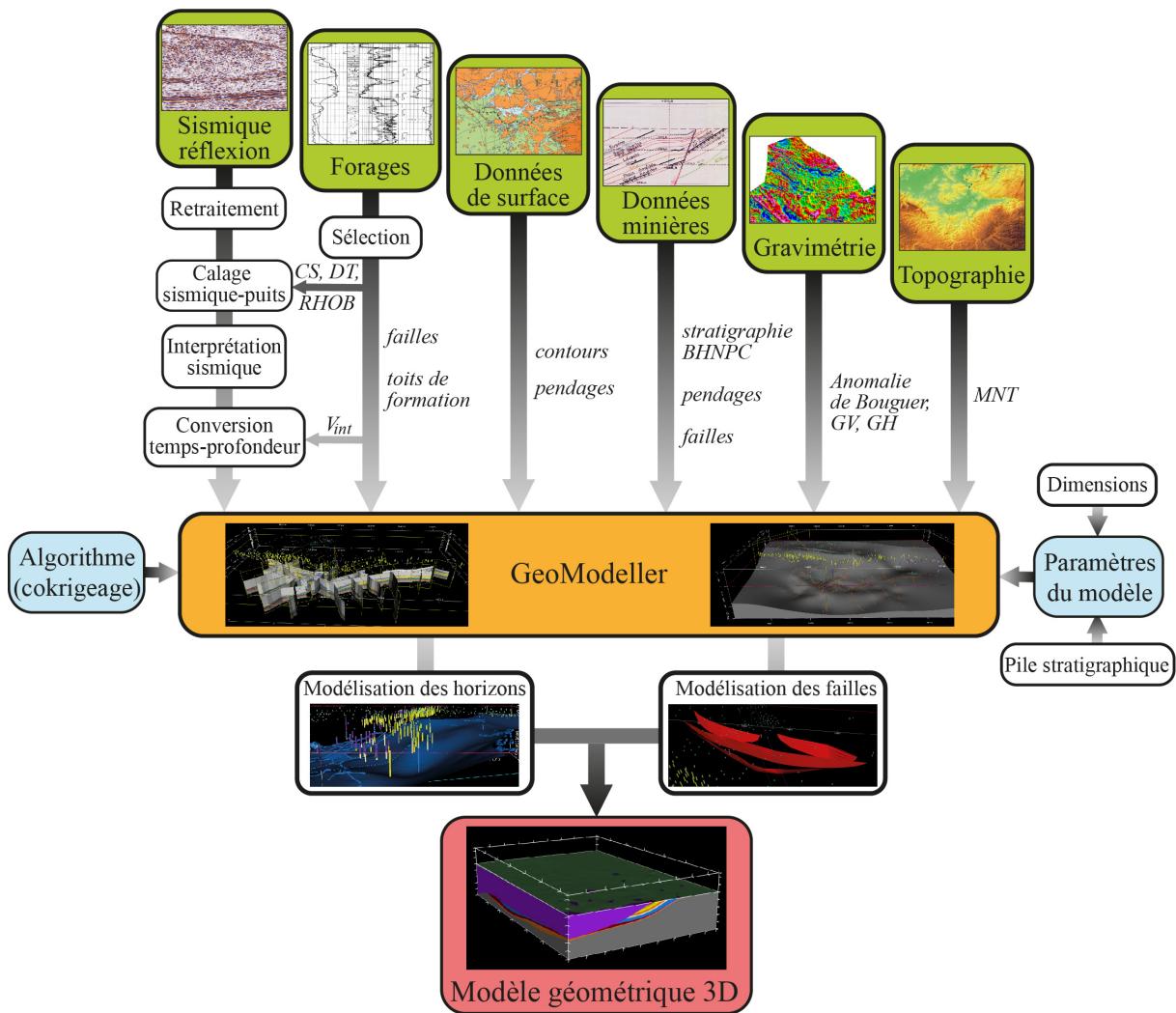


Figure IV.17: Organigramme de la méthode de modélisation générale utilisée dans le GeoModeller. CS : checkshots ; GH : Gradient horizontal ; GV : Gradient vertical ; MNT : Modèle Numérique de Terrain ; DT : log sonic ; RHOB : log de densité ; Vint : vitesse d'intervalle. (Modifié de Laurent et al., 2021b)

L'algorithme de co-krigeage utilisé par le GeoModeller permet de trouver un équilibre entre le réalisme et la finesse du modèle (« *smoothness* ») et le respect des points de contact et d'orientation (Figure IV.18). Par défaut, les propriétés géométriques des séries modélisées sont considérées comme étant isotropes. Différents paramètres de krigeage, notamment l'anisotropie et « l'effet de pépite », peuvent être ajustés afin de mieux honorer les points de contact et d'orientation plutôt que de lisser les surfaces modélisées, ou inversement (Figure IV.18). En modélisation, « l'effet de pépite » peut être assimilé à l'erreur permise entre les données observées et la surface modélisée lors de l'interpolation. Dans le cadre de cette étude, les paramètres par défaut ont été utilisés (isotropie, équilibre « *smoothness* » et respect des points de données), principalement pour éviter de donner un poids trop important aux points de construction ajoutés dans les zones sans ou avec peu de données d'observation.

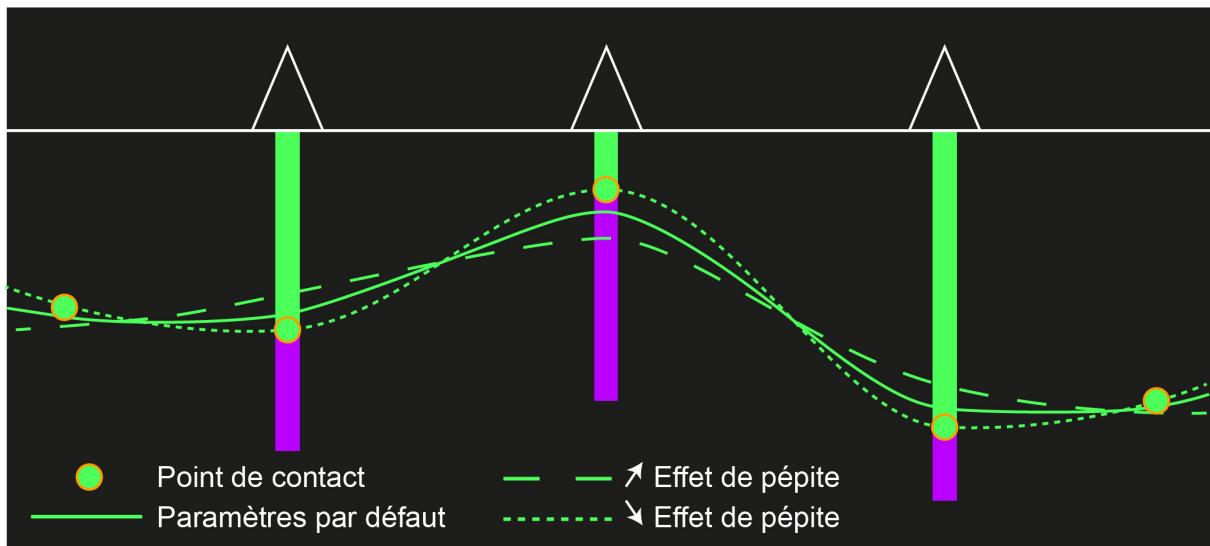


Figure IV.18: Influence des paramètres de modélisation des séries sur la géométrie modélisée. A noter que dans cet exemple, il existe un décalage entre les données et la surface modélisée avec les paramètres par défaut du fait des fortes variations de profondeur sur une faible distance. Ce n'est pas toujours le cas dans la pratique où l'ensemble des données est généralement respecté.

3.3. Modélisation des failles

De la même manière que les séries stratigraphiques, les failles sont modélisées à partir des points de passage et des points d'orientation issus des données ou ajoutés sur des sections 2D (Figure IV.17 ; Figure IV.20). Au sein du GeoModeller, les failles peuvent être modélisées comme des surfaces finies ou infinies selon les cas. Les failles infinies s'étendent jusqu'aux limites de la boîte 3D du modèle (Figure IV.19a). Les failles finies sont modélisées en 3D par une ellipsoïde, caractérisée par un rayon horizontal, un rayon vertical et un rayon d'influence (Figure IV.19b). Le centre et les trois rayons de l'ellipsoïde sont établis par l'utilisateur. Ces paramètres sont généralement définis afin de permettre la prise en compte de l'ensemble des points de construction disponibles pour chaque faille dans le GeoModeller.

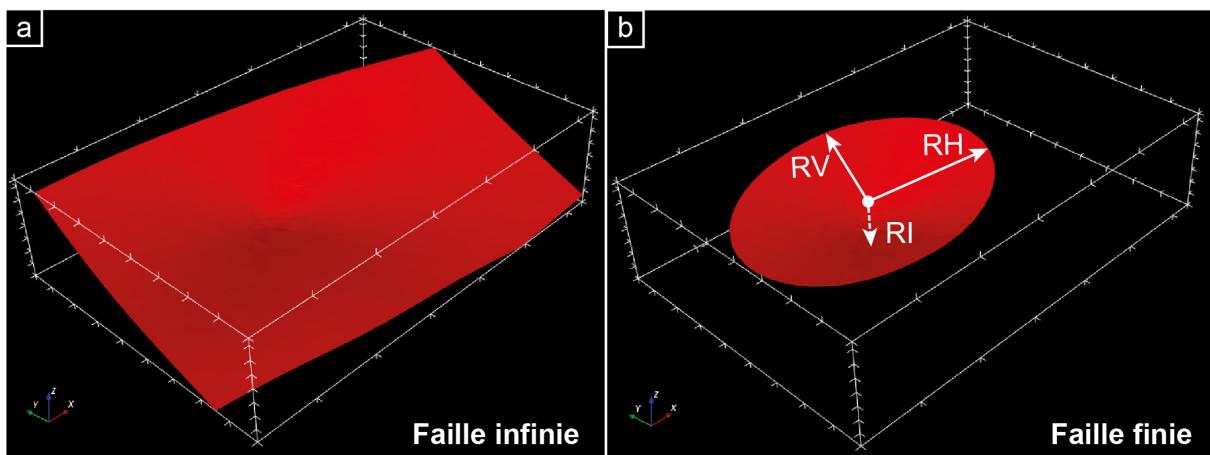


Figure IV.19: Vue 3D d'une faille modélisée avec une extension a) infinie et b) finie. RH : rayon horizontal, RI : rayon d'influence, RV : rayon vertical. Le rayon d'influence est orthogonal au plan de faille visible en 3D.

Une faille modélisée affecte une ou plusieurs séries géologiques de la pile stratigraphique. L'établissement des interactions des failles avec les séries géologiques permet

de définir si les failles déforment ou non les différentes séries géologiques lors de l’interpolation (Figure IV.20a-b). De la même manière, les relations entre les différentes failles peuvent être définies grâce aux fonctionnalités spécifiques du GeoModeller. Ces dernières permettent d’établir la terminaison d’une faille sur une autre (Figure IV.20c-d). Cette notion permet d’établir la chronologie de déformation. Il est toutefois impossible de modéliser le décalage d’une faille par une autre (la création d’une nouvelle faille est dans ce cas nécessaire). Des tableaux récapitulatifs des relations définies entre les failles et avec les séries géologiques modélisées sont disponibles en annexes (*Annexe 10 ; Annexe 11*). Les choix d’interprétation réalisés afin de définir le réseau de failles modélisé et par extension leur cinématique, sont explicités et discutés dans les parties suivantes (§ C.2.).

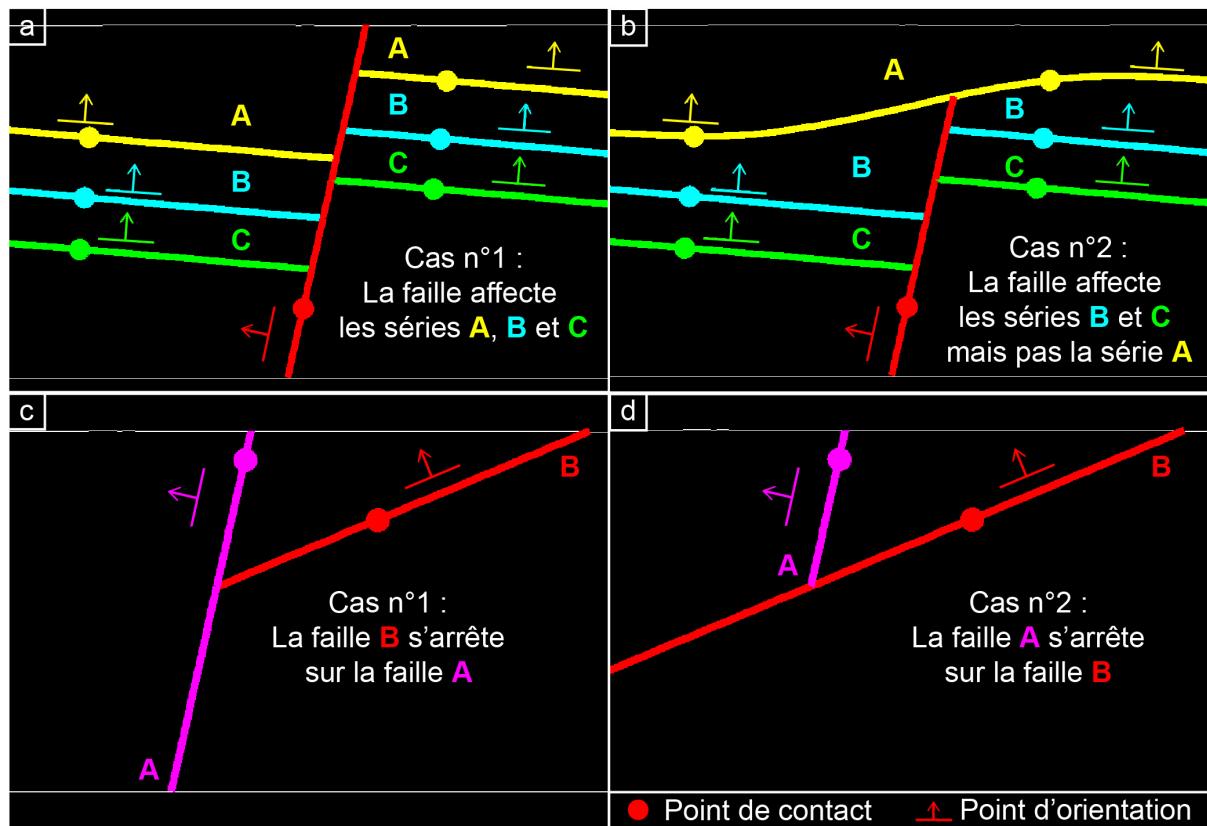


Figure IV.20 : Exemples de modélisation sur section 2D, mettant en évidence l’influence (i) des relations définies entre les failles et les séries géologiques (a et b) et (ii) des interactions définies entre les failles (c et d), sur la géométrie modélisée.

3.4. Limites associées à la méthode de modélisation du GeoModeller©

Plusieurs limites, associées à la méthode de modélisation avec GeoModeller©, ont été rencontrées lors de ce travail et sont précisées ci-dessous :

- (1) Les pendages associés aux points d’orientation ajoutés dans le modèle sont toujours considérés comme des pendages réels par le GeoModeller. En effet, par défaut, le logiciel considère que la surface géologique, caractérisée par la valeur de pendage ajoutée, est orthogonale à la section sur laquelle est défini ce pendage. En réalité, les sections ne sont pas toujours orthogonales aux surfaces géologiques et les points de pendage ajoutés sur ces sections ne représentent pas des pendages réels mais des pendages apparents. Cette spécificité du

GeoModeller peut être à l'origine d'erreurs ou d'approximations lors de la définition de l'orientation des séries géologiques et des failles en 3D.

(2) Le GeoModeller ne permet pas de décaler une faille par une autre, obligeant l'utilisateur à définir deux failles différentes au toit et au mur de la faille à l'origine de la déformation.

(3) Au sein des forages intégrés dans le GeoModeller, les interfaces délimitant deux formations sont toujours considérées comme des points de contact stratigraphiques. Dans la

réalité, les contacts entre deux formations ne sont pas toujours stratigraphiques mais parfois tectoniques (faille). L'assimilation des contacts tectoniques à des contacts stratigraphiques peut créer des problèmes majeurs lors de la modélisation. Afin d'y remédier, une option spécifique au GeoModeller permet de définir si, dans un forage particulier, un contact entre deux formations doit être pris en compte (*« not relaxed »*) ou non (*« relaxed »*) (Figure IV.21). Dans le cas d'un contact tectonique, l'interface doit être relaxée. Les failles rencontrées au sein des forages peuvent uniquement être prises en compte grâce à l'ajout de points de contact 3D, indépendants des forages.

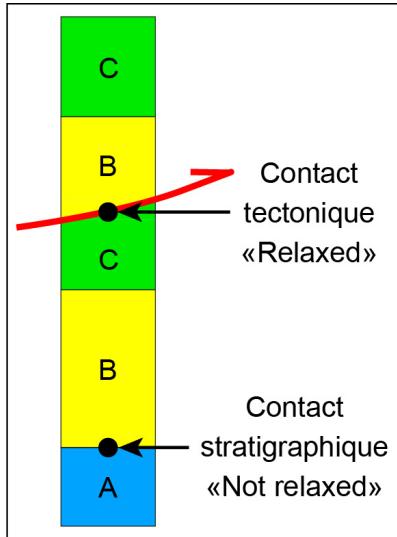


Figure IV.21: Schéma illustrant l'intégration ou non des contacts entre deux formations selon la nature du contact.

C. Modélisation géométrique 3D du Front Nord Varisque

1. Méthodologie

La structure du Front Nord Varisque dans le nord de la France a été modélisée selon deux méthodologies différentes dans les moitiés nord et sud de la zone d'étude, de part et d'autres du BHNPC (Figure IV.22). Ces méthodologies sont adaptées aux données disponibles. Dans la partie sud du modèle, la structure du Front Nord Varisque a été modélisée principalement à partir des interprétations sismiques, décrites dans le chapitre III, et des forages sélectionnés dans la zone d'étude. Dans la partie nord du modèle (avant-pays brabançon), elle a été modélisée à partir des forages, des affleurements, des écorchés géologiques existants et des données gravimétriques. Ces méthodologies sont détaillées ci-dessous.

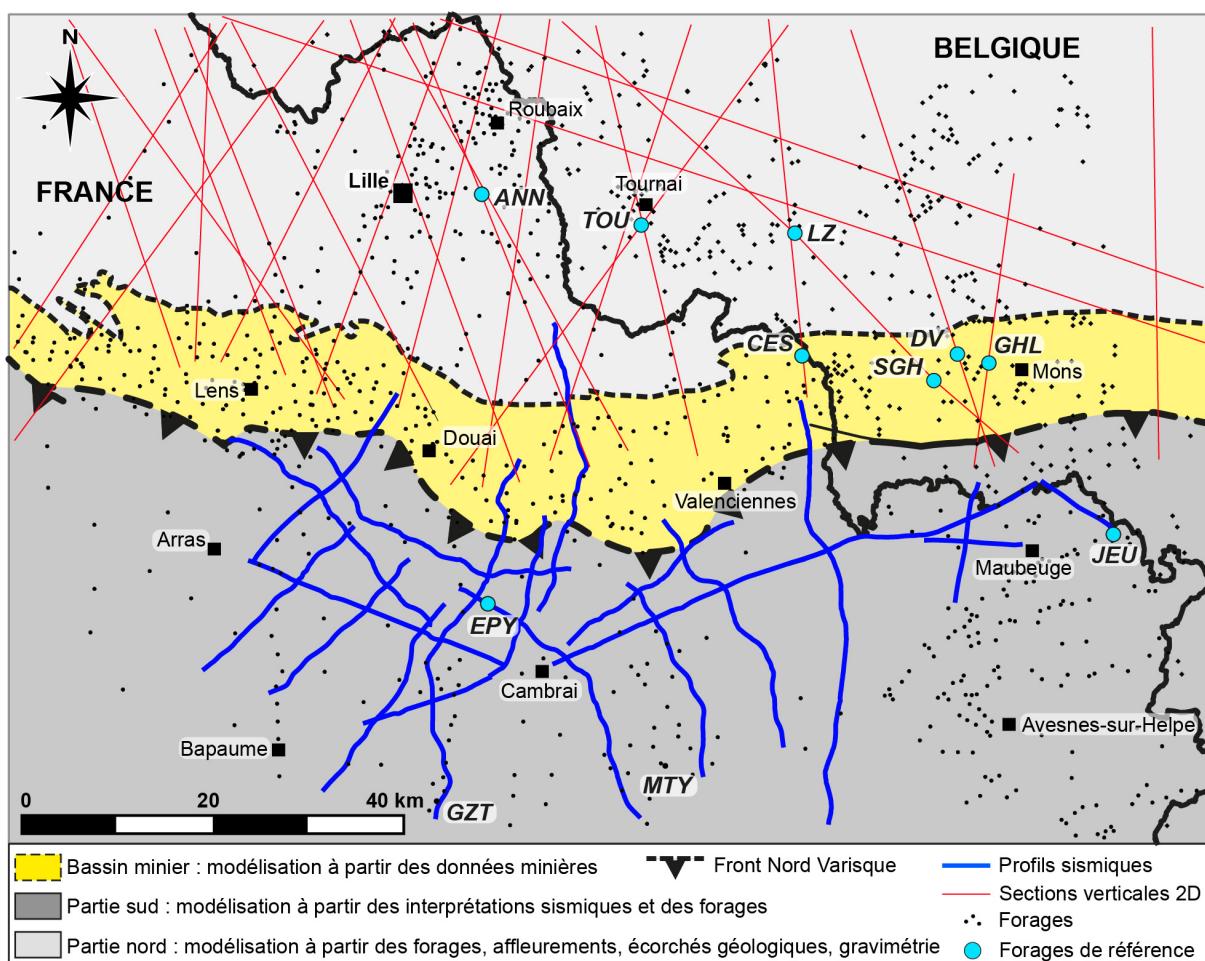


Figure IV.22 : Méthodologie utilisée pour modéliser le Front Nord Varisque selon la zone considérée. Les sections verticales 2D représentées sont celles créées afin de modéliser la géométrie dans l'avant-pays brabançon.

1.1. Modélisation des données sismiques interprétées (partie sud du modèle)

1.1.1. Evaluation du niveau de confiance des interprétations sismiques

Les interprétations sismiques présentées dans le chapitre III mettent en évidence la complexité structurale du Front Nord Varisque dans le nord de la France. Le nombre, la

longueur et la position des profils permettent de fournir une idée de la géométrie des structures sur seulement 25 % de la surface du modèle 3D (Figure IV.6). La complexité structurale du Front Nord Varisque, associée à l'absence de contraintes sismiques dans 75% de la zone d'étude et aux variations de qualité des données sismiques, peuvent représenter une source d'erreur importante lors de l'interprétation des profils.

Afin d'identifier les sources d'erreur potentielles et de faciliter la modélisation, le niveau de confiance des horizons sismiques interprétés a été évalué qualitativement selon 3 niveaux A, B et C, du plus confiant au moins confiant (Figure IV.23). Cette évaluation est indépendante des possibles erreurs d'interprétation liées à l'identification initiale des réflecteurs grâce au calage sismique-puits (§ III.B.3).

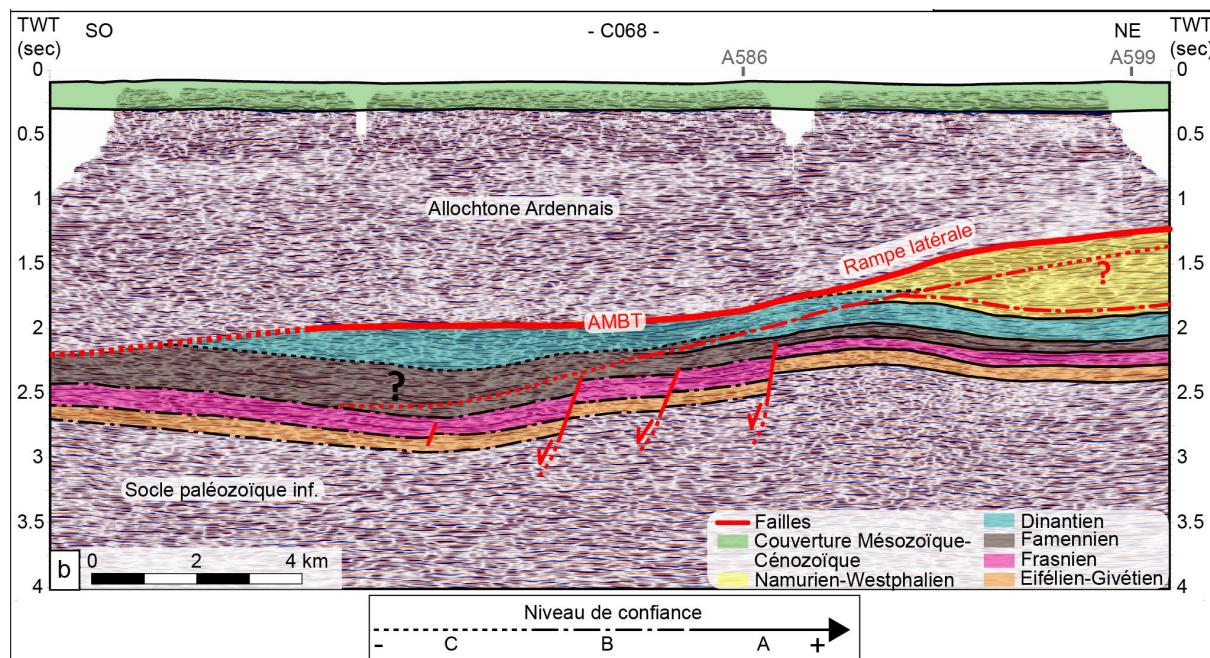


Figure IV.23 : Evaluation du niveau de confiance des horizons sismiques interprétés sur le profil C068.

Le niveau de confiance A est attribué lorsque les horizons et structures interprétés sont distinctement visibles sur les profils sismiques et lorsque les données sismiques suggèrent une interprétation simple, homogène et cohérente. Ce niveau de confiance est généralement associé aux zones peu déformées et attribué aux horizons et formations traversés par les forages et/ou caractérisés par les faciès sismiques de référence, reconnus dans la majorité de la zone d'étude.

Le niveau de confiance B est assigné lorsque les horizons et structures interprétés sont visibles mais moins facilement identifiables sur les profils sismiques. C'est notamment le cas dans les zones structuralement plus complexes ou en cas de perte de continuité latérale des réflecteurs et/ou de changement latéral de faciès sismique, différent du faciès sismique de référence reconnu dans la majorité de la zone d'étude. Les structures interprétées, bien que plus difficiles à définir, sont cohérentes avec la géométrie générale des réflecteurs et avec les interprétations réalisées sur les autres profils.

Le niveau de confiance C est attribué lorsque les horizons et structures interprétés ne sont pas ou très peu visibles en sismique, particulièrement dans les zones structuralement complexes et/ou caractérisées par un faciès sismique chaotique (*e.g.*, Allochtone Ardennais, BHNPC, EMR). Les choix d'interprétation effectués sont basés sur l'ensemble des

interprétations réalisées sur les autres profils et permettent de maintenir une cohérence structurale 3D. Ils soulignent ainsi la nécessité d'intégrer et de corrérer en 3D les données et interprétations sismiques. Il est important de préciser que malgré le niveau de confiance plus faible des interprétations dans les zones C, elles représentent la proposition considérée comme la plus cohérente avec les données et la géométrie définie en 3D.

1.1.2. Intégration, modélisation et mise à jour des interprétations sismiques

Les interprétations sismiques, converties en profondeur, ont été importées dans le GeoModeller sous la forme de sections verticales 2D. Afin de prendre en compte ces interprétations lors de la modélisation, des points de contact (ou de contrôle) sont ajoutés pour chaque horizon et faille tous les 50 CMP. Il est important de noter que seuls les chevauchements et failles interprétées sur plusieurs profils sismiques sont modélisés en 3D. Un exemple de modélisation des horizons interprétés sur le profil sismique C058 est illustré sur la Figure IV.24.

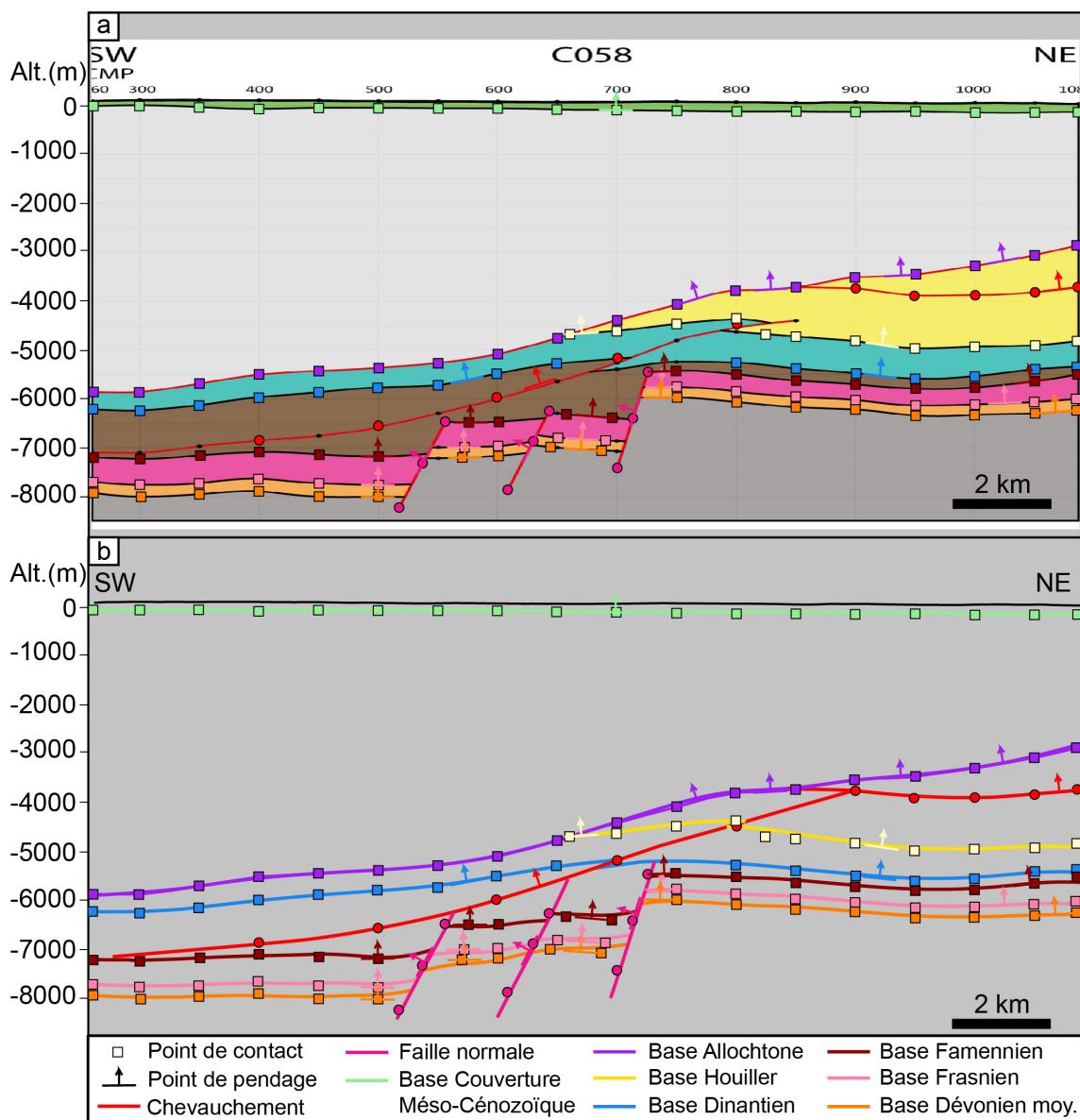


Figure IV.24 : a. Section 2D interprétée du profil sismique C058 converti en profondeur mettant en évidence les points de contrainte (contacts stratigraphiques et pendages) ajoutés dans le GeoModeller. b. Modélisation des séries de la pile stratigraphique sur la section 2D du profil sismique C058 à partir des points de contraintes.

La méthodologie utilisée pour modéliser les failles et les horizons interprétés sur chaque profil sismique est synthétisée dans l'organigramme présenté dans la Figure IV.25. Les interprétations sismiques sont intégrées progressivement au modèle, des plus confiantes (A) aux moins confiantes (C). Les interprétations caractérisées par un meilleur niveau de confiance (A) ont ainsi été intégrées et modélisées dans un premier temps. Sur chaque profil, la coïncidence des surfaces modélisées avec les données (sismique, forages, affleurements) et la cohérence géométrique 3D des surfaces modélisées ont été vérifiées systématiquement. Lorsque les données et/ou que la géométrie 3D étaient incohérentes, les points de contact posant problème ont été identifiés, analysés et supprimés, puis les séries ont été de nouveau modélisées. Le modèle et les interprétations sismiques ont ensuite été confrontés dans les zones problématiques. Lorsque les surfaces modélisées correspondaient aux interprétations sismiques, des points de contact ont été ajoutés, validant ainsi les interprétations réalisées. Le cas échéant, les interprétations sismiques réalisées sur les profils sismiques en temps ont été revues et mises à jour afin de proposer une nouvelle version, cohérente à la fois avec la géométrie des réflecteurs sismiques en temps et la géométrie modélisée en 3D à partir de l'ensemble des profils.

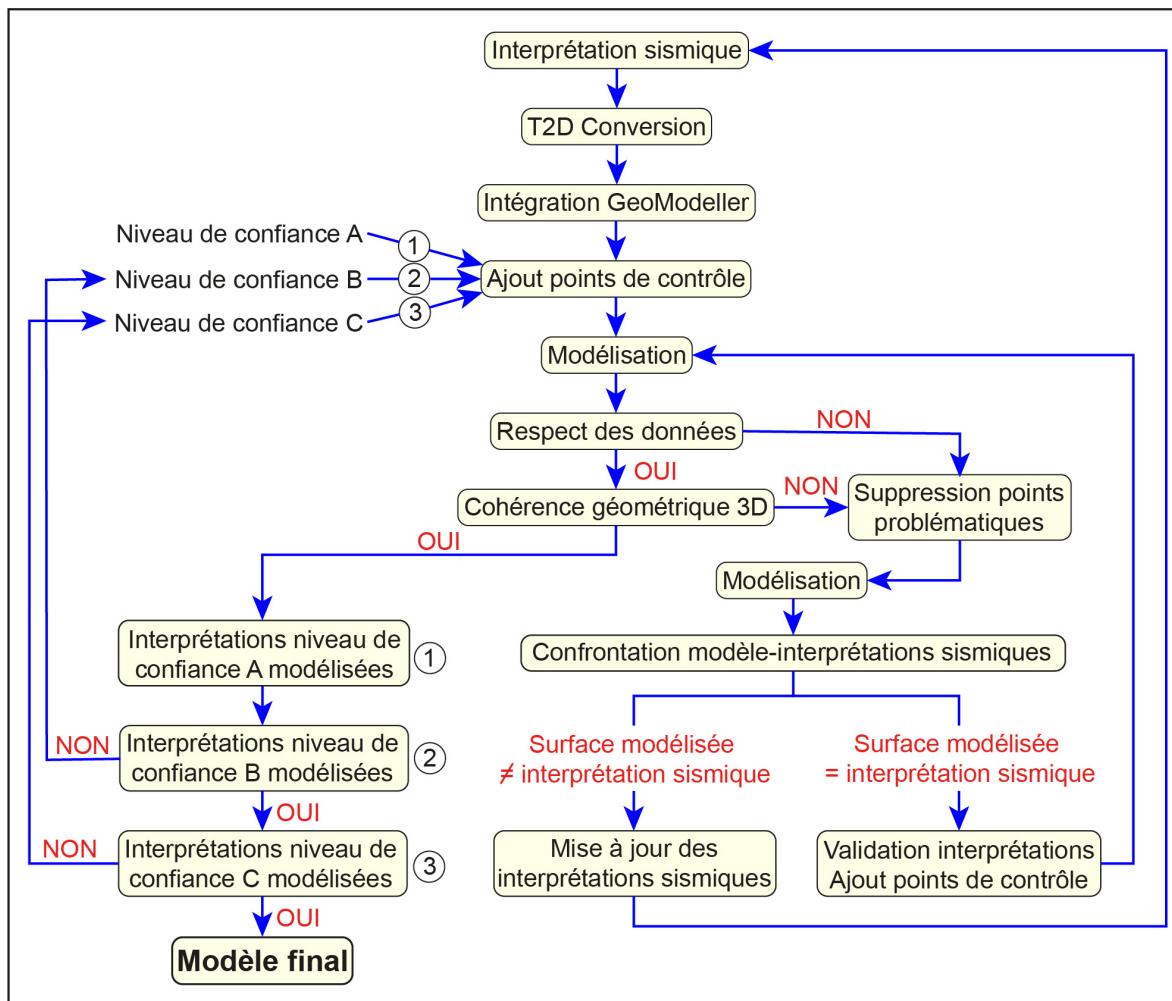


Figure IV.25: Organigramme synthétisant la méthodologie utilisée pour modéliser la géométrie du Front Nord Varisque à partir des données sismiques.

Une fois que la modélisation des interprétations sismiques, associées à un niveau de confiance A, a été jugée satisfaisante, les interprétations caractérisées par un niveau de

confiance intermédiaire B, puis par un niveau de confiance plus faible C, ont été modélisées à leur tour en suivant les étapes du processus décrit dans la Figure IV.25. Pour chaque niveau de confiance, ces étapes ont été répétées autant de fois que nécessaire afin de modéliser une géométrie cohérente en 3D mais aussi avec l'ensemble des données. La modélisation préalable des interprétations considérées plus fiables, a permis de mieux contraindre la modélisation des interprétations associées à un niveau de confiance plus faible.

Cette longue démarche itérative permet de contrôler petit à petit la qualité des interprétations sismiques associées à chaque niveau de confiance, de vérifier la cohérence 3D des horizons et structures interprétés, et d'identifier et de corriger les erreurs d'interprétation si nécessaire. Ce contrôle de la qualité des interprétations lors de la modélisation permet de mettre à jour les interprétations des profils moins bien contraints et de renforcer le niveau de confiance des autres interprétations, cohérentes en 3D. Ce processus souligne la complémentarité des approches 2D (interprétation sismique) et 3D (modélisation), permettant de proposer un modèle structural cohérent du Front Nord Varisque dans le nord de la France. De manière générale, peu de corrections majeures ont été effectuées et les mises à jour des interprétations sismiques ont toujours été réalisées sur celles ayant un niveau de confiance B ou C (la Figure IV.26 illustre un exemple de correction majeure d'interprétation effectuée grâce à l'application de cette méthodologie itérative).

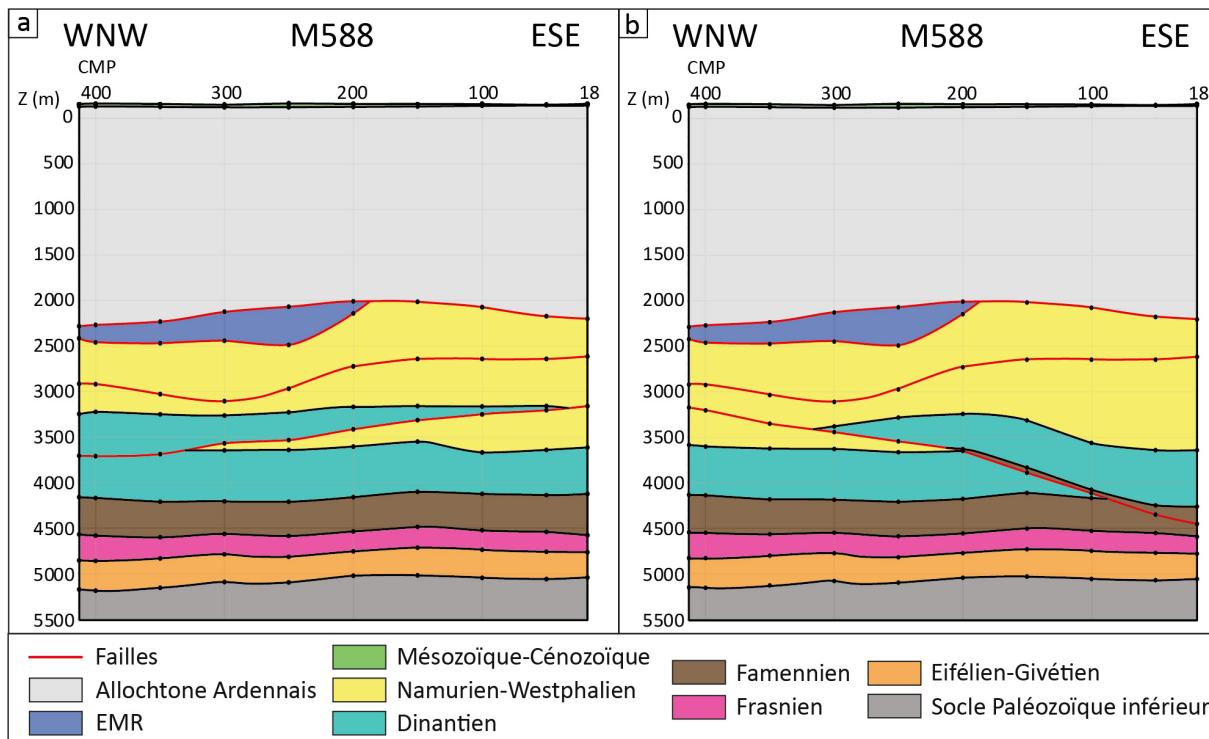


Figure IV.26: Conversion temps-profondeur des interprétations sismiques du profil M588 a) avant la modélisation et b) après mise à jour des interprétations lors du processus itératif de modélisation.

Outre la nécessité de mettre à jour les interprétations géologiques des profils sismiques, plusieurs sources d'erreurs récurrentes, liées aux données sismiques et aux spécificités du GeoModeller, ont été identifiées et solutionnées au cours de la modélisation :

- (1) Les extrémités des lignes sismiques ont généralement une qualité dégradée liée au retraitement (migration) réalisé, à l'origine de décalages des réflecteurs et donc des horizons

interprétés et convertis en profondeur. Les points de contact créant des incohérences aux extrémités de certains profils ont ainsi été supprimés.

(2) Lorsqu'il existe des décalages (« *mistie* ») des horizons interprétés au croisement entre deux profils convertis en profondeur (§ B.2.3.2), les surfaces modélisées sont lissées et ne coïncident pas avec les points de contact. Dans ce cas, les points de données ont été supprimés autour du croisement sur les deux profils pour raccorder les structures.

(3) Les points de pendages ajoutés sur les différents profils, considérés comme des pendages réels par le GeoModeller, sont la plupart du temps des pendages apparents car les profils ne sont pas orthogonaux aux structures. Cette spécificité du GeoModeller entraîne des déviations du tracé et de l'orientation des failles. Ce sont notamment les failles normales qui sont affectées par ce phénomène car les failles chevauchantes sont généralement très peu pentées. Afin d'y remédier, seul un point de pendage, nécessaire à la modélisation 3D et situé sur le profil le moins oblique par rapport à l'orientation de la faille, a été conservé.

1.2. Modélisation dans l'avant-pays brabançon (partie nord du modèle)

1.2.1. Modélisation des séries paraautochtones

Dans l'avant-pays brabançon, les séries paraautochtones dévono-carbonifères sont érodées et tronquées par la Couverture Méso-Cénozoïque le long de la discordance du toit du Paléozoïque. Elles affleurent localement en Belgique à l'extrême nord-est de la zone d'étude. Leur géométrie sous la couverture est modélisée à la fois à partir des données intégrées à la base de données du modèle (forages, affleurements, écorchés géologiques) et à partir de points de contrainte (contact stratigraphique et pendages) ajoutés sur des sections 2D créées dans le GeoModeller. La méthodologie suivante est appliquée. Elle est résumée dans la Figure IV.27a.

(1) Création de sections verticales 2D

Dans un premier temps, une vingtaine de sections verticales 2D d'orientations variables et traversant l'avant-pays sont créées dans le GeoModeller (Figure IV.27a). Elles sont localisées sur la Figure IV.22. La position du tracé de ces sections est choisie afin de passer par les forages traversant toute la séquence paraautochtone dévono-carbonifère sous la couverture (Figure IV.27b) : les forages d'Annappes, Tournai et Leuze, servant de forages de référence. D'autres sections sont définies afin de recouper les structures majeures connues dans la région (anticlinal du Mélantois-Tournaisis, anticlinal d'Orchies, synclinal de Roubaix...).

Une fois les sections créées, un premier essai de modélisation est réalisé, à partir des données de forages et des affleurements situés en Belgique. Plusieurs problèmes sont observés sur les sections modélisées. Par exemple, les différents horizons modélisés se recoupent alors qu'ils doivent rester subparallèles, ou ils sont exhumés au-dessous la Couverture Méso-Cénozoïque dans des zones où ils ne doivent pas l'être, etc... Ces problèmes témoignent d'un manque de contrainte de la géométrie en profondeur et de l'insuffisance des informations fournies par les forages. En effet, dans l'avant-pays brabançon, la plupart des forages disponibles dans la base de données atteignent uniquement le toit du Dinantien (Figure IV.27b). Les interfaces sous-jacentes (bases du Dinantien, Famennien, Frasnien et Dévonien moyen) ne sont généralement pas contraintes en profondeur, ce qui constitue la limite majeure de la modélisation dans l'avant-pays brabançon. Seuls les forages de référence (Annappes, Tournai,

Leuze) fournissent les indications sur la profondeur et l'épaisseur réelle des séries parautochtones dans l'avant-pays (reportées latéralement sur les coupes verticales). Afin de remédier à ce manque de contrainte, il a été nécessaire d'ajouter manuellement des points de contacts stratigraphiques et de pendages sur les sections 2D.

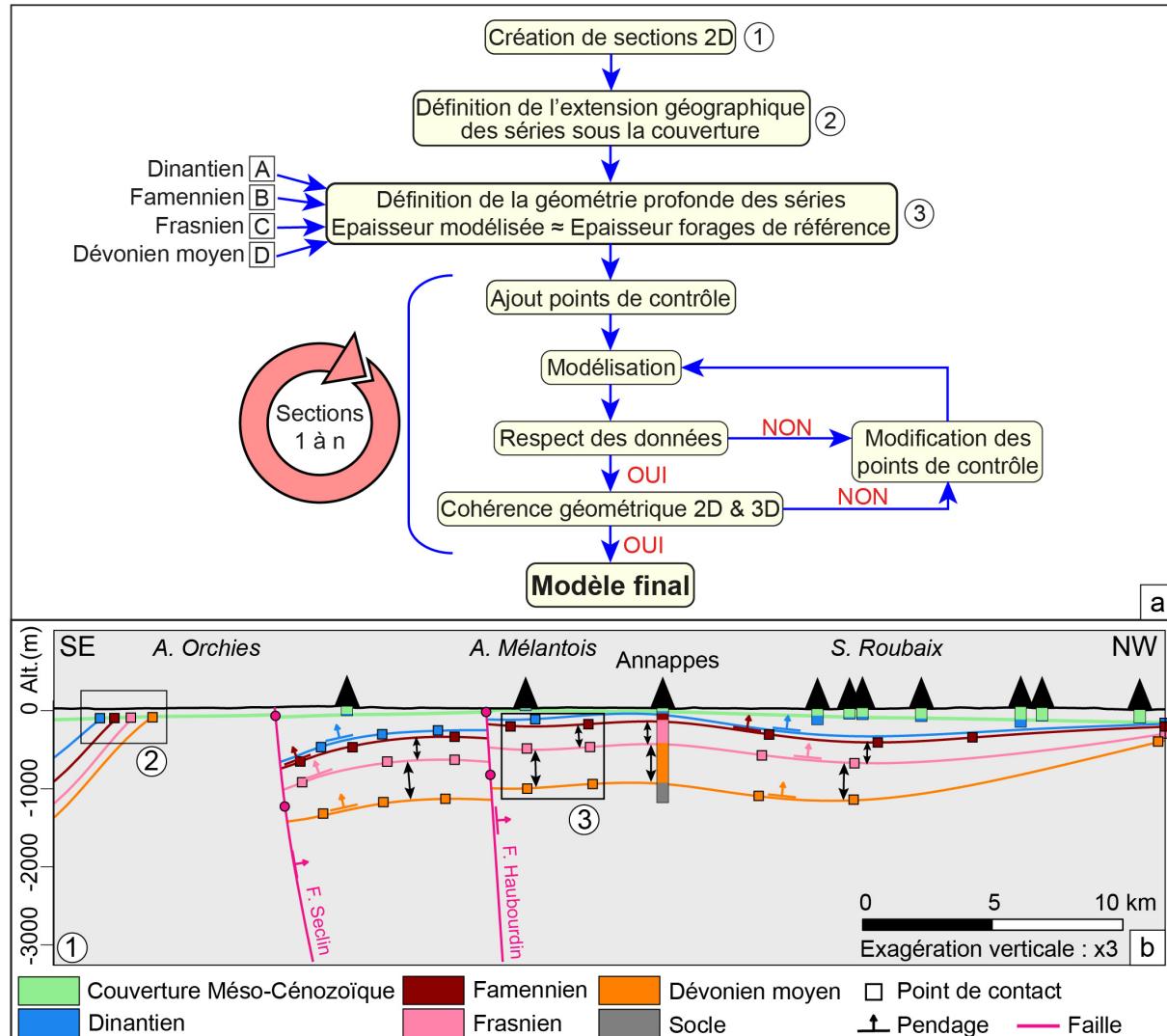


Figure IV.27 : a. Organigramme synthétisant la méthodologie utilisée pour modéliser la géométrie des séries parautochtones dans l'avant-pays brabançon. b. Exemple de modélisation sur une section 2D. Les points 1, 2 et 3 correspondent à ceux définis dans le corps du texte.

(2) Définition de l'extension géographique des séries parautochtones sous la Couverture Méso-Cénozoïque

Sur l'ensemble des sections, des points de contrôle sont ajoutés pour chaque formation modélisée (Dévonien moyen, Frasnien, Famennien, Dinantien) aux endroits où elles doivent être tronquées par la Couverture Méso-Cénozoïque, ce qui revient à définir les points d'intersection des différents horizons modélisés avec la discordance du toit du Paléozoïque (Figure IV.27a-b). Ces limites d'extension géographiques sont définies à partir des écorchés géologiques infra-mésozoïques des terrains paléozoïques sous la couverture (CFP et al., 1965 ; Besbes et Talbot, 1983 ; Licour, 2012), importés dans le GeoModeller (*Annexe 9*). Une fois

l’extension des séries parautochtones contrainte sur chaque section, la modélisation est relancée afin de vérifier l’amélioration de la cohérence géométrique du modèle.

(3) Définition de la géométrie profonde des séries parautochtones

Les formations parautochtones dévono-carbonifères sont ensuite modélisées en profondeur, une par une, de la plus récente (Dinantien) à la plus ancienne (Dévonien moyen). Le Dinantien étant la formation contrainte par le plus de forages (389). Leur géométrie est définie section par section selon la méthodologie suivante (Figure IV.27a-b).

Sur chaque section, des nouveaux points de contact et de pendages sont ajoutés selon la méthodologie décrite sur la Figure IV.27a-b. Seuls les forages de référence définissent les épaisseurs réelles des séries parautochtones en profondeur. Ces épaisseurs ne sont contraintes par aucunes autres données latéralement. Le choix a donc été fait de considérer une épaisseur constante des séries parautochtones autour des forages de référence, le but ici étant de maintenir une cohérence structurale 3D. Les points de contrôle ont donc été positionnés de façon à ce que les épaisseurs des séries modélisées soient comparables aux épaisseurs réelles observées au sein du forage de référence le plus proche (Figure IV.27b). Dans ce cas de figure, la géométrie de la base de la formation est définie à partir de la géométrie de la base de la formation sus-jacente, le Dinantien mieux constraint servant de point de départ pour modéliser l’ensemble des séries. Cette méthode impose de faire des hypothèses de continuités latérales et d’homogénéité dans les épaisseurs des séries situées au front nord, en cohérence avec les données de forage du secteur et des observations en surface en Belgique.

Une fois les points de contact ajoutés sur une section, les surfaces sont modélisées et leur cohérence avec les données de forages proches de la section est vérifiée. La cohérence géométrique sur la section 2D et avec les autres sections est ensuite contrôlée. En cas de non respect des données de forages ou d’incohérence de la géométrie 2D sur la coupe ou 3D avec les autres coupes, les points de contacts et de pendages problématiques sont modifiés et le modèle est recalculé. Ces étapes sont répétées sur autant de sections 2D que nécessaires jusqu’à l’obtention d’une géométrie 3D cohérente à l’échelle de l’avant-pays brabançon.

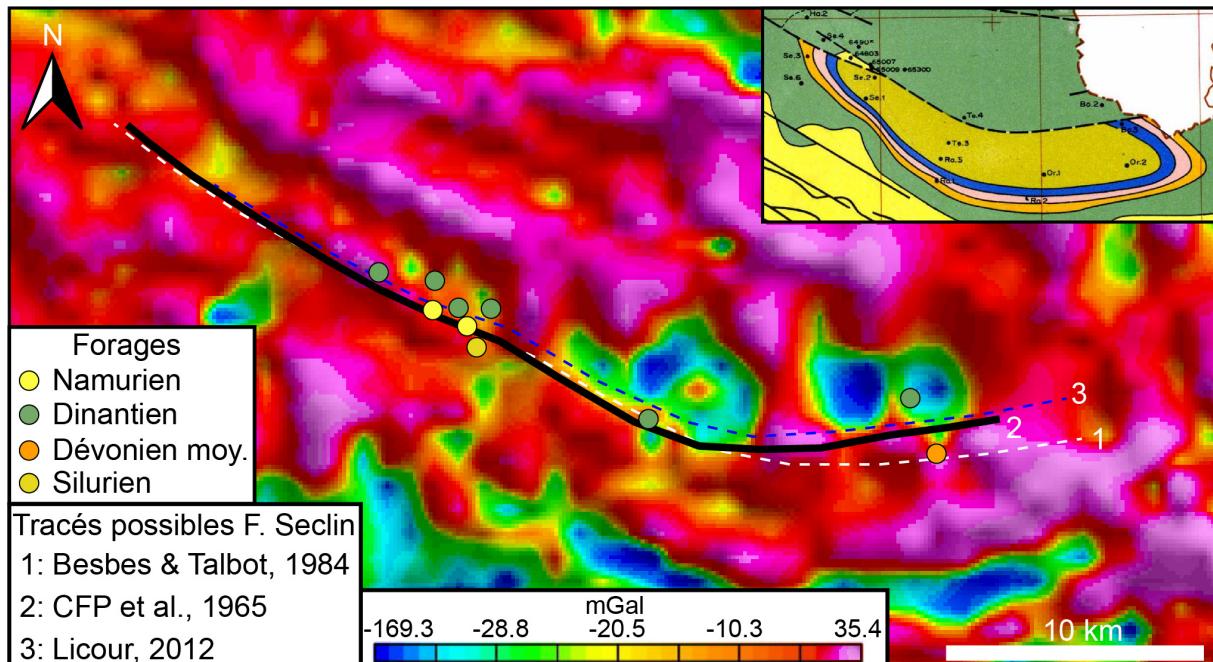
1.2.2. Modélisation des failles

L’avant-pays brabançon est affecté par un certain nombre de failles, observées à l’affleurements en Belgique et reportées sur les cartes géologiques et écorchés infra-mésozoïque existants (CFP et al., 1965 ; Besbes et Talbot, 1983 ; Licour, 2012). La géométrie de ces failles est reportée dans le GeoModeller. Les tracés cartographiques des failles pouvant variés d’un écorché géologique à l’autre, ils sont intégrés au sein d’une formation « test » permettant de visualiser les différences d’interprétation.

Afin de définir la géométrie la plus cohérente, les différentes versions de tracé des failles sont confrontées aux données de forages intégrées au modèle. Lorsque la stratigraphie interprétée au mur et au toit de ces failles à partir des écorchés n’est pas cohérente avec celle connue au sein des forages, les tracés problématiques sont alors écartés. Cette comparaison a permis de conserver un unique tracé cohérent avec l’ensemble des données et donc utilisé lors de la modélisation.

Par exemple dans le cas de la Faille de Seclin (Figure IV.28), trois tracés issus d’écorches géologiques différents ont été reportés. D’après les données stratigraphiques

(forages) et les interprétations des écorchés, les terrains immédiatement présents sous la Couverture Méso-Cénozoïque au nord et au sud de la faille doivent appartenir respectivement au Dinantien et au substratum paléozoïque inférieur. Le tracé 1 n'est pas cohérent à l'est car un forage atteint le Dévonien moyen au nord de la Faille de Seclin. De même, le tracé 3 n'est pas cohérent car au centre de la zone, un forage atteint le Dinantien au sud de la Faille de Seclin. Seul le tracé 2 issu de CFP et al. (1965) est cohérent avec la stratigraphie observée dans l'ensemble des forages.



2. Géométrie et séquence de recoupement des failles : choix et discussion

Préalablement à la réalisation du modèle, différents choix d’interprétations structurales ont été faits afin de définir une cinématique de déformation garante de la cohérence du modèle géologique général. Pour cela, il a été nécessaire de définir les interactions entre les failles modélisées et leur séquence de recoupement en profondeur (§ B.3.3.).

2.1. Failles normales dévonniennes et chevauchements varisques

L’interprétation des profils sismiques réalisée dans le chapitre III a mis en évidence l’existence de failles normales synsédimentaires dévonniennes structurant la marge sud-laurassienne et localisant les rampes des chevauchements varisques formées au Carbonifère supérieur (Laurent et al., 2021a). D’après les résultats de l’interprétation, il n’existe pas d’interaction géométrique directe entre les failles normales dévonniennes et les chevauchements varisques. Les failles normales dévonniennes ne sont inversées ni recoupées par les chevauchements varisques lors du développement du Front Nord Varisque. Le choix a tout de même été fait de les faire s’arrêter au mur des chevauchements sus-jacents afin d’éviter des interférences avec les séries au toit des chevauchements (Figure IV.24b). Ce choix est fait uniquement pour des raisons techniques liées à la méthode de modélisation du GeoModeller.

2.2. Failles de l’Artois

Dans l’Artois, des failles dites « épocrétacées » affectent les séries parautochtones dévono-carbonifères et la Couverture Méso-Cénozoïque. Ces failles à faible pendage vers le sud se sont formées lors de la phase d’extension tardい-varisque au Stéphanien-Permien et ont été inversées plusieurs fois au Méso-Cénozoïque (Bouroz, 1956 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Minguely et al., 2010) (§ II.B.1.3.2). La géométrie profonde des failles épocrétacées de l’Artois a été définie de manière différente depuis leur mise en évidence (Figure IV.29).

L’ensemble des documents miniers issus de l’exploitation du BHNPC représentent les failles de l’Artois tardい-varisque comme des failles inclinées vers le sud recoupant l’ensemble des chevauchements varisques, y compris la Faille du Midi (Figure IV.29a) (e.g., Bouroz, 1963). Les interprétations récentes de profils de sismique réflexion dans l’Artois (Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010) montrent qu’au contraire, les failles de l’Artois se branchent sur des chevauchements varisques en profondeur (Figure IV.29b). Basé sur des données sismiques et des concepts récents, cette vision est retenue lors de la modélisation. Selon ce modèle structural, les failles de l’Artois résultent de l’inversion tectonique négative de chevauchements varisques, réactivés en failles normales listriques durant la phase extensive tardい-varisque au Stéphanien-Permien (Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010).

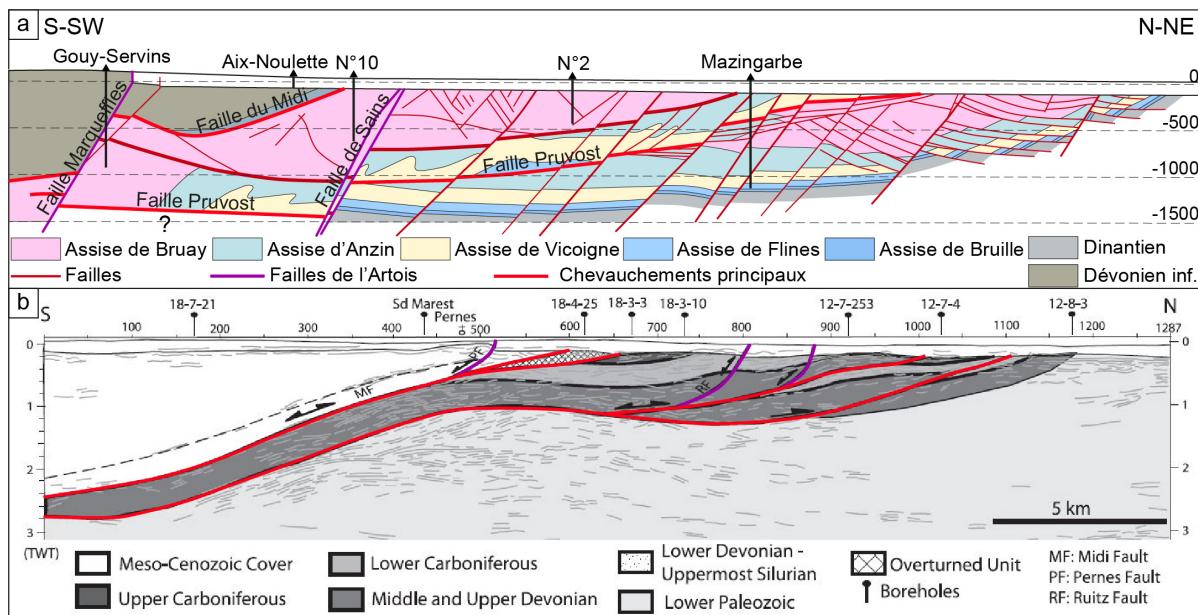


Figure IV.29 : a. Coupe géologique illustrant le recouplement des chevauchements varisques par les failles de l'Artois (Marqueffles et Sains) dans la partie occidentale du BHNPC (Artois) (modifié de Bouroz et al., 1963). b. Profil sismique interprétés BM84G montrant le branchement des failles de l'Artois (Failles de Pernes et de Ruitz) sur les chevauchements varisques profonds (modifié de Minguely et al., 2010).

2.3. La faille de Seclin

Dans l'avant-pays brabançon, dans la partie nord de la zone d'étude, les failles du Mélantois-Tournaisis sont modélisées comme des failles subverticales à pendage vers le nord ou le sud définis à partir des données existantes. La géométrie de la Faille de Seclin, bordant l'anticlinal d'Orchies au nord est cependant actuellement inconnue en profondeur. Elle est représentée avec un pendage vers le sud par Beckelynck (1981) (Figure IV.30a) ou avec un pendage vers le nord par Hennebert (1998) (Figure IV.30b).

Dans le cas d'une faille inclinée vers le sud (Figure IV.30a), la faille de Seclin correspond à une faille inverse ou un chevauchement varisque ayant transporté vers le nord les terrains de l'unité parautochtone dévono-carbonifère et du socle paléozoïque inférieur, exhumés sous la Couverture Mésozoïque-Cénozoïque au niveau de l'anticlinal d'Orchies. Aucune évidence d'un tel chevauchement profond à vergence nord, affectant le socle paléozoïque inférieur, n'a cependant été observée sur les profils sismiques interprétés.

Dans le cas d'une faille inclinée vers le nord (Figure IV.30b), la faille de Seclin correspond à une faille normale responsable de l'affaissement des séries paléozoïques inférieur à carbonifères au nord, probablement durant la phase d'extension tardivarisque (Stéphano-Permien). Ce modèle a été retenu afin de maintenir une cohérence structurale et cinématique avec les autres failles déformant la région du Mélantois, formées au cours de cette phase d'extension et inversées au Cénozoïque (Hennebert, 1998 ; Minguely, 2007).

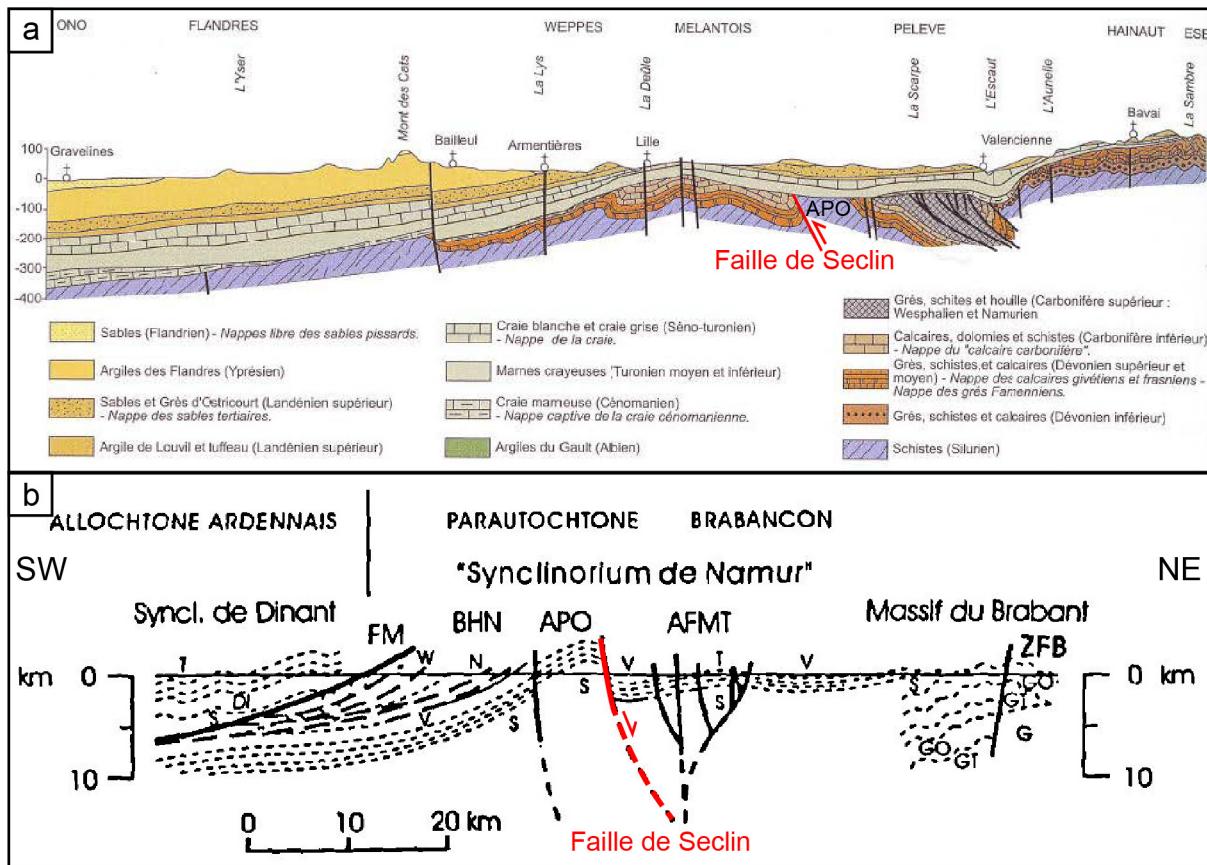


Figure IV.30 : Représentation de la géométrie de la faille de Seclin d'après a. la coupe géologique de la Couverture Méso-Cénozoïque et du socle paléozoïque dans le nord de la France réalisée par Beckelynck (1981). b. la coupe structurale générale représentant la structure du socle paléozoïque dans le nord de la France réalisée par Hennebert (1998). APO : Anticlinal paléozoïque d'Orchies ; BHN : Bassin houiller du Nord ; FM : Faille du Midi ; ZFB : Zone faillée du Brabant. G : Massif granitique ; GT : Groupe de Tubize ; GO : Groupe de Oisquercq ; S : Silurien ; DI : Dévonien inférieur ; DM : Dévonien moyen ; DS : Dévonien supérieur ; DMS : Dévonien moyen et supérieur ; T : Tournaisien ; V : Viséen ; N : Namurien ; W : Westphalien. NB : Les deux coupes sont d'orientation inverse.

2.4. Séquence de déformation des chevauchements varisques

Une séquence de déformation des chevauchements varisques a été définie afin de préserver la cohérence du modèle 3D avec l'évolution cinématique supposée du Front Nord Varisque synthétisée dans le chapitre III (Laurent et al., 2021a). Selon cette séquence, le Parautochtone Brabançon est déformé par un système de chevauchement développé « en séquence » ou en « *piggy-back* » à vergence vers l'avant-pays (NW). La géométrie et les interactions entre les chevauchements « en séquence » modélisés dans le BHNPC sont présentées en détails dans la partie D.2. La propagation de ce système de chevauchement aurait été stoppée au niveau de l'avant-pays (Mansy et al., 1999 ; Averbach et al., 2004), vraisemblablement par la surrection du Socle Brabançon possiblement causé par la réactivation de chevauchements calédoniens profonds lors du raccourcissement varisque (Minguely et al., 2008). Ce blocage de la propagation des déformations vers le nord aurait provoqué la formation de chevauchements hors-séquences (chronologiquement la BEMR, le Cran de Retour et l'AMBT) découpant les structures écaillées du front varisque. L'AMBT et la BEMR sont considérés dans le modèle 3D comme les chevauchements les plus tardifs et ont été modélisés comme des bases de séries érosives tronquant les chevauchements sous-jacents développés en

séquence. L'interprétation de profils sismiques dans les régions de Maubeuge (e.g., profil M590) et Mons (Dupont, 2021) a montré que la BEMR est déformée dans la partie est de la zone d'étude et en Belgique. En effet une structure en duplex a pu être mise en évidence par Dupont (2021) (§ III.D.1). Cette structure n'a pas pu être modélisée par manque de contraintes latérales.

3. Géométrie 3D de la Couverture Méso-Cénozoïque et du toit du Paléozoïque

La Couverture Méso-Cénozoïque est constituée par des dépôts crétacés (dièves, craie) recouverts de dépôts éocènes et quaternaires, dont l'épaisseur maximale est d'environ 400 m dans la région de Mons. La géométrie de la Couverture Méso-Cénozoïque est définissable à partir de la modélisation de sa base, c'est à dire la géométrie de la discordance du toit du Paléozoïque (TPU). La carte des isohypses du toit du Paléozoïque (Figure IV.31) est générée à partir de l'ensemble des forages intégrés au modèle. 1126 forages sont utilisés afin de modéliser cette surface. Les données sismiques interprétées dans la moitié sud du modèle ont permis d'apporter des contraintes supplémentaires.

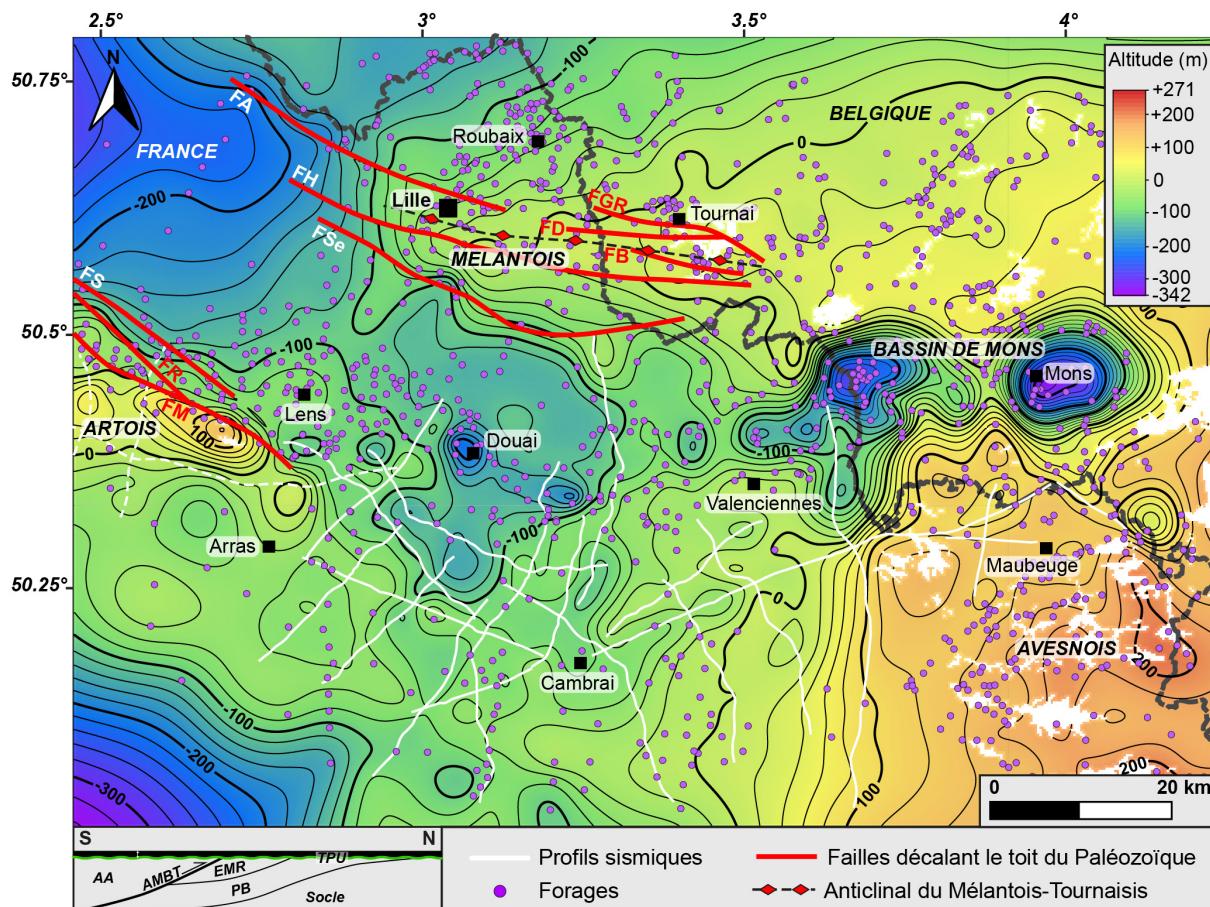


Figure IV.31 : Carte des isohypses du toit du Paléozoïque (TPU) extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 20 m. Légende des failles : FA : Fissure d'Armentières ; FB : Fissure Bruyelle ; FD : Fissure de la Dondaine ; FGR : Fissure de Gaurain-Ramecroix ; FH : Fissure d'Haubourdin-Rumes ; FM : Fissure Marqueffles ; FR : Fissure de Ruitz ; FS : Fissure de Sains ; FSe : Fissure de Seclin.

Dans l'ensemble, le toit du Paléozoïque forme une gouttière orientée E-W depuis Mons en passant par le BHNPC jusqu'au nord-ouest de la zone d'étude, entre deux secteurs d'altitudes plus élevés, le Mélantois au nord et l'Artois et l'Avesnois au sud (Figure IV.31). Une tendance globalement inclinée de l'est vers l'ouest est visible pour les parties nord et sud de la gouttière. Dans le détail, selon le secteur, la géométrie du toit du Paléozoïque est très hétérogène. Il est présent à des côtes entre + 270 m et -340 m.

- *Avesnois*

Le toit du Paléozoïque atteint une altitude maximale d'environ 270 m dans l'Avesnois (région de Maubeuge et sud de Maubeuge), à l'extrême ouest du Massif Ardennais, où les terrains paléozoïques sont affleurants ou sub-affleurants. Il est structuré selon une orientation N10° à l'ouest de Maubeuge et N70° à N130° au nord de Maubeuge (Figure IV.31).

- *Bassin de Mons*

Au nord de l'Avesnois, dans la région de Mons en Belgique, le toit du Paléozoïque est caractérisé par un approfondissement très important. Il peut atteindre des profondeurs de plus de 320 m. Les isohypses resserrées témoignent des fortes pentes de la surface de discordance entre l'Avesnois et le bassin de Mons, et qui traduit un effondrement majeur du toit du Paléozoïque dans cette région. Le bassin crétacé de Mons est caractérisé par un axe de subsidence général E-W en Belgique subdivisé en deux sous-ensembles par un seuil de direction N120° (*e.g.*, Licour, 2012). Cet axe est d'ailleurs toujours visible dans la topographie actuelle (Figure IV.1).

La subsidence du bassin de Mons aurait eu lieu du Crétacé au Paléogène (Colbeaux et al., 1977 ; Dupuis & Vandycke, 1989 ; Quinif et al., 1997), comme l'atteste la préservation des dépôts crétacés wealdiens et albiens, rarement conservés en France, ainsi que les séries crétacés supérieur et paléogènes sus-jacentes. Les mécanismes à l'origine de cette subsidence sont encore discutés ; ils seraient à la fois tectoniques et karstiques. L'activité tectonique se marquerait par des failles synsédimentaires au Crétacé associé à un régime transtensif (Dupuis & Vandycke, 1989 ; Vandycke et al., 1991 ; Quinif et al., 1997 ; Vandycke, 2002). Les phénomènes de karstification et de dissolution profonde des évaporites (anhydrites) du réservoir viséen seraient responsables de l'affaissement et de l'effondrement des terrains sus-jacents au cours du Crétacé (Delmer, 1977 ; Rouchy et al., 1984 ; De Magnée et al., 1986 ; Kaufmann & Quinif, 1997 ; Kaufmann, 2000 ; Licour, 2012 ; Dupont, 2021). De nombreux puits d'effondrement karstiques (plus de 220), ou « puits naturels », témoins de la karstification et de la dissolution profonde des évaporites du réservoir viséen, ont été observés lors de l'exploitation minière du bassin du Hainaut en Belgique et du BHNPC en France (Delmer & Van Wichelen, 1980 ; Kaufmann & Quinif, 1997 ; Kaufmann, 2000 ; Licour, 2012 ; Dupont, 2021). Ces puits d'effondrement et les morphologies associées ont des structures grossièrement cylindriques à coniques, verticales et de dimensions variables (quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres). Ils sont rencontrés à différentes profondeurs et traversent les terrains houillers ainsi que les dépôts discordants crétacés (par exemple à Bernissart). Ces puits sont le plus souvent remplis de brèches issues de l'effondrement des terrains traversés et sont souvent associés à des failles de forme circulaire. Certains, comme sur le secteur de Don en France (à proximité de Seclin) seraient actifs au Quaternaire, comme l'atteste un sur-épaissement des dépôts quaternaires (Waterlot, 1969b). On peut se poser la question de leur activité également dans le

bassin de Mons, étant donné que la dépression morphologique actuelle colle avec l'affaissement du toit du socle.

- *Artois*

Dans l'Artois à l'ouest de Lens, le toit du Paléozoïque est peu profond et atteint des côtes comprises entre -120 m et +140 m. Il est particulièrement élevé au sud de la Faille Marqueffles où il affleure localement dans les collines de l'Artois vers +140 m. La géométrie et l'activité des failles épicrétacées sont connues à partir des données minières, des forages et des données géophysiques (sismique réflexion). Cette surrection du toit du Paléozoïque est à mettre en relation avec la réactivation en failles inverses des failles de l'Artois au Cénozoïque, résultant de l'accommodation lointaine des phases de compression pyrénéenne et alpine (§ II.B.1.3.2) (Bouroz, 1956 ; Becq-Giraudon, 1983 ; Mansy et al., 2003 ; Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010).

La surrection du toit du Paléozoïque observée dans l'Artois se poursuit vers le sud-est selon une axe anticinal N120-130° entre Arras et Cambrai où il est présent à des profondeurs de l'ordre de 40 à 100 m.

- *Mélantois-Tournaisis*

Dans la région de la métropole de Lille-Tournai, le toit du Paléozoïque est peu profond et atteint des côtes comprises entre -100 m (France) et +20 m (Belgique). Il est déformé par l'anticinal faillé du Mélantois-Tournaisis (*e.g.*, Hennebert & Doremus, 1997a, b ; Hennebert, 1998), d'axe N100-110° entre Lille et Tournai. Les flancs nord et sud de l'anticinal sont orientés N60-70° et N100-110° respectivement. L'anticinal du Mélantois-Tournaisis est structuré par des failles à faibles rejets, orientées N100 à N120°. Du nord au sud, il s'agit des failles de Gaurain-Ramecroix, d'Armentières, de la Dondaine, de Bruyelle et d'Haubourdin (faille de Rumes en Belgique). Cette déformation du toit du Paléozoïque témoigne d'une phase de déformation compressive des failles du Mélantois-Tournaisis au Tertiaire. Les failles du Mélantois-Tournaisis se seraient formées au cours d'un événement transtensif tardif-varisque stéphano-permien et auraient été réactivées en failles inverses au Cénozoïque, suite à l'accommodation lointaine de l'orogénèse alpine-pyrénéenne (Hennebert, 1998 ; Minguely, 2007). L'anticinal du Mélantois se serait développé à la suite de cette phase de raccourcissement tardif. Cette structure serait supposément encore active actuellement (Waterlot, 1960 ; Sommé, 1977).

Le long de la bordure sud de l'anticinal du Mélantois, le toit du Paléozoïque est affecté par la faille de Seclin (FSe), interprétée avec un pendage normal vers le nord (§ C.2.3). Il est important de noter que les données disponibles dans la région, que ce soit les forages ou les données géophysiques, ne permettent pas de déterminer si cette faille a été active au Tertiaire et si elle déforme le toit du Paléozoïque. Cette dernière faisant partie intégrante d'un ensemble de failles associées à l'anticinal du Mélantois déformé au Tertiaire, l'hypothèse a été faite ici que la Faille de Seclin a été active au Tertiaire et affecte le toit du Paléozoïque. De nouvelles données seraient nécessaires afin de confirmer ou non cette hypothèse.

- *Région de Lens-Douai*

Entre l'Artois et le Mélantois, le toit du Paléozoïque est plus profond (côtes autour de -100 à -200 m). Cette dépression est définie selon un axe général NW-SE et atteint une côte

maximale de -200 m dans la région de Douai. Le toit du Paléozoïque forme un seuil entre la zone de Douai et le Boulonnais, orienté N40° entre Lens et Lille et caractérisée par des côtes autour de -80 à -120 m. Ce seuil est visible jusqu'en surface sur la carte géologique de la France au million (Chantraine et al., 2003) avec l'affleurement de la craie crétacée de la vallée de la Dôle, entre les collines tertiaires des Weppes au NW et la Pévèle au SE.

- *Incertitudes et perspectives d'amélioration*

La répartition spatiale assez régulière des très nombreux forages (1126) constituant la base de données du modèle et atteignant tous le toit du Paléozoïque permet de définir avec précision la géométrie du toit du Paléozoïque (c'est-à-dire la base de la Couverture Méso-Cénozoïque). Des incertitudes liées à une insuffisance de données subsistent cependant dans certaines zones, notamment aux extrémités nord-ouest et sud-ouest de la zone d'étude ainsi qu'au sud de Valenciennes (Figure IV.31). L'ajout d'autres forages disponibles dans ces régions, mais pas encore pris en compte dans le modèle, permettrait de réduire les incertitudes.

- *Comparaison avec les cartes d'isohypsies existantes*

De manière générale, la géométrie du toit du Paléozoïque produite est cohérente avec les cartes d'isohypsies existantes de la région (e.g., Stevens & Marlière, 1944 ; Minguely, 2007 ; Licour, 2012). Bien qu'une quantité importante de forages ait été intégrée à notre modèle 3D pour la partie en Belgique, notre carte des isohypsies générée n'atteint cependant pas le niveau de précision des cartes d'isohypsies du Bassin de Mons, compilées à partir de plus de données (e.g., Stevens & Marlière, 1944 ; Licour, 2012) (*Annexe 12*).

Dans le nord de la France, la carte générée dans le cadre de cette thèse (Figure IV.31) est comparable à la dernière carte des isohypsies du toit du Paléozoïque réalisée par Minguely (2007) (*Annexe 12*). Les mêmes axes structuraux et les mêmes géométries sont observés avec des profondeurs comparables. Quelques différences sont tout de même à noter. Les failles de l'Artois et du Mélantois, non représentées dans les travaux de Minguely, sont prises en compte et les données utilisées pour contraindre la géométrie du toit du Paléozoïque en profondeur ne sont pas les mêmes dans la présente étude et dans celle de Minguely (2007). En fonction des zones considérées, la géométrie du toit du Paléozoïque est donc mieux contrainte sur l'une ou l'autre des cartes des isohypsies.

4. Géométrie 3D de l'Allochtone Ardennais et du chevauchement ardennais (AMBT)

La modélisation du Front Nord Varisque a permis de définir la géométrie du chevauchement basal de l'Allochtone Ardennais (AMBT) entre l'Artois à l'ouest et la région de Mons à l'est (Figure IV.32). La base de l'Allochtone Ardennais est modélisée comme une surface unique (§ B.1.2) à partir des profils sismiques interprétés, des forages atteignant l'AMBT le long de la bordure sud du bassin minier (Figure IV.32a), de quelques points d'affleurements en Belgique et des points de construction issus des données minières (plans de travaux et coupes géologiques). La structure interne de l'Allochtone Ardennais n'est pas modélisée. La géométrie de l'AMBT est décrite ci-dessous à partir de la carte des isohypsies produite (Figure IV.32a) et d'une vue 3D (Figure IV.32b).

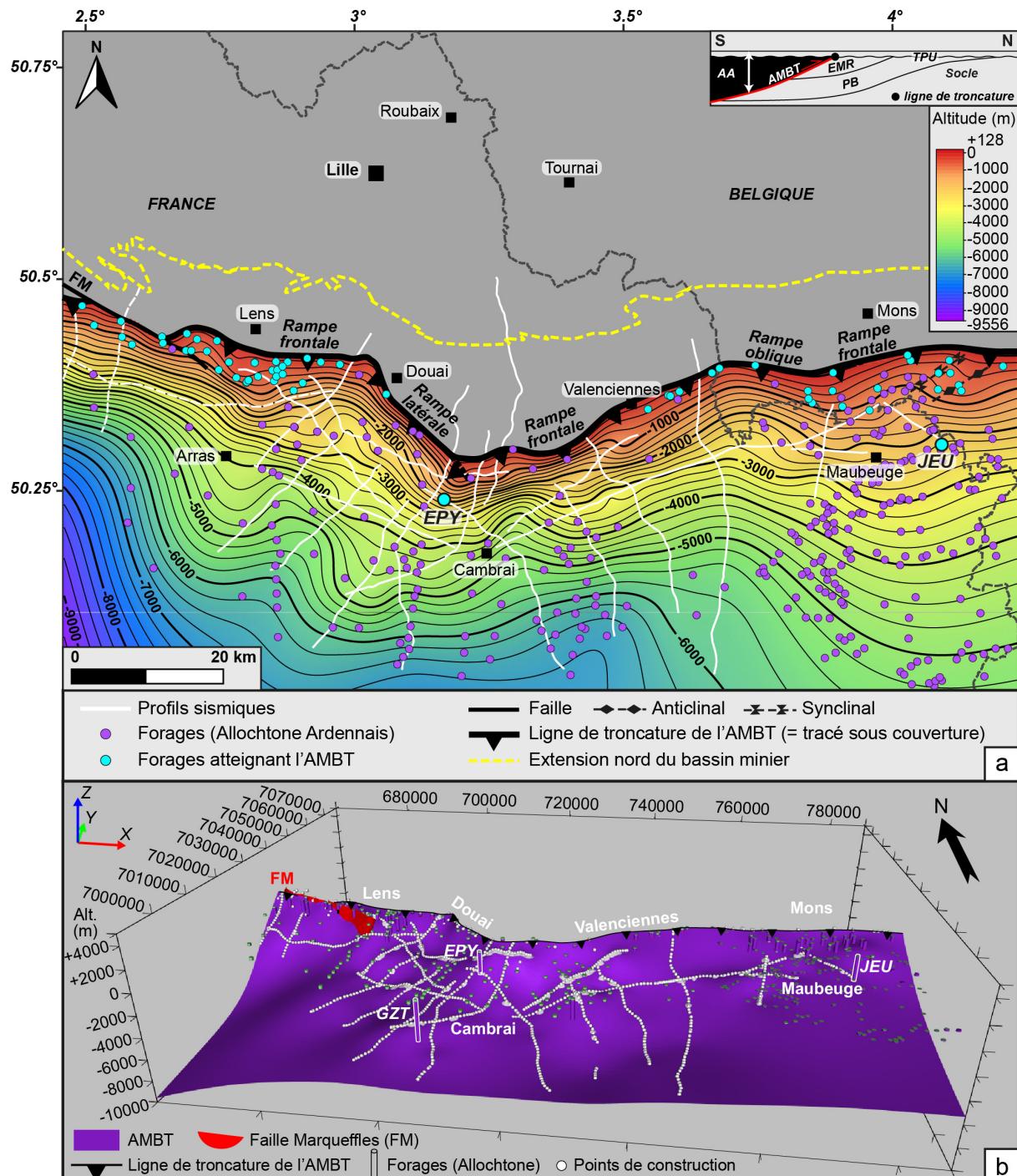


Figure IV.32 : a. Carte des isohypsines du chevauchement basal de l'Allocchtone Ardennais (AMBТ) extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 250 m. b. Vue 3D de l'AMBТ modélisé (Exagération verticale : x2 ; résolution : 1000 m). Légende : EPY : Epinoy ; GZT : Gouzeaucourt ; JEU : Jeumont ; FM : Faille Marqueffles.

La géométrie de l'AMBТ obtenue par le travail de modélisation montre une surface unique qui s'approfondit du nord vers le sud et le sud-ouest (Figure IV.32b). L'AMBТ est présent à des côtes comprises entre +130 m le long de la bordure sud du bassin minier (où il est défini comme la Faille du Midi) et -9500 m au sud-ouest d'Arras (Figure IV.32a). Il est important de préciser que la géométrie modélisée aux extrémités sud-est et sud-ouest de la zone d'étude n'est contrainte par aucune donnée, les profondeurs indiquées sont donc incertaines. La

profondeur maximale connue est de 6750 m au sud du Cambrai. Cet approfondissement va de paire avec l'épaississement progressif de l'Allocchte Ardennais vers le sud où il atteint une puissance de plus de 9200 m. Un calcul des pendages, réalisé à partir de la grille de modélisation, a permis de mettre en évidence (1) des pendages de l'ordre de 15-30° au niveau de la partie émergente de l'AMB (Faille du Midi) au nord d'Arras et de Cambrai (courbes isohypses rapprochées) et dans l'Artois ; (2) des pendages inférieurs à 10° au sud d'Arras, de Cambrai et de Maubeuge (courbes isohypses espacées). Ces valeurs témoignent de l'aplatissement de l'AMB en profondeur.

L'orientation de l'AMB évolue latéralement entre l'Artois et l'Avesnois (Figure IV.32a). Au sud de Lens et dans la partie orientale de la zone d'étude (sud de Mons et Valenciennes), l'orientation générale de l'AMB est N70-80°. Cette orientation perpendiculaire à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, SSE-NNW) témoigne donc d'une zone de chevauchement frontal (Figure IV.33). Dans la partie occidentale, au sud de Douai et dans l'Artois, l'orientation de l'AMB est N110-130°, soit parallèle à oblique par rapport à la direction de raccourcissement varisque. Nous interprétons ces changements majeurs d'orientation comme l'évidence de rampes latérales (Figure IV.33) au sud de Douai et dans l'Artois, relayant les rampes frontales au sud de Lens et de Valenciennes-Mons. Des variations de direction de second ordre de l'orientation de l'AMB sont visibles localement, notamment (1) une rampe oblique orientée N110° à l'ouest de Maubeuge, (2) une rampe latérale orientée N120° à l'est de Cambrai et (3) une rampe frontale orientée N80° au sud d'Arras.

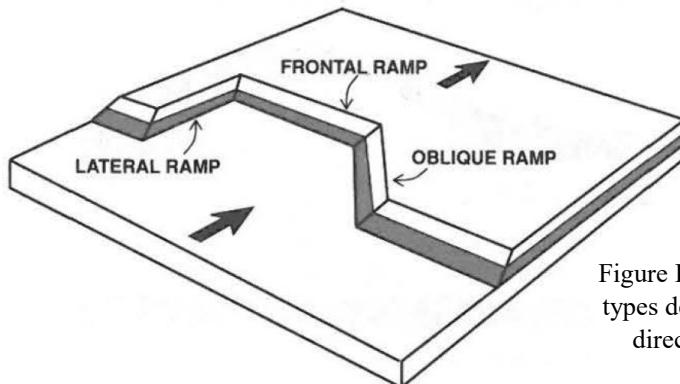


Figure IV.33 : Bloc diagramme définissant les différents types de rampes de chevauchement (McClay, 1992). La direction de transport est indiquée par des flèches.

A l'extrême ouest de la zone d'étude, l'AMB est décalé par l'une des failles de l'Artois (Figure IV.32b) : la Faille Marqueffles à pendage sud, active lors de la phase d'extension tardivarisque au Stéphanien-Permien et inversée lors des phases de compression pyrénéenne et alpine au Crétacé (Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010). Un rejet normal vertical de l'ordre de 250 mètres a été mis en évidence au toit de la faille Marqueffles.

- *Révision du tracé cartographique de l'AMB sous la couverture*

Dans le chapitre précédent, l'interprétation des profils sismiques a permis de proposer un nouveau tracé cartographique de l'AMB sous la Couverture Méso-Crétaïque entre Douai et Valenciennes. La prise en compte de données supplémentaires au cours de la modélisation, notamment les forages situés le long de la bordure sud du BHNPC, a permis d'améliorer ce nouveau tracé (Figure IV.32a). Elle a également mis en évidence une incohérence entre les données sismiques interprétées et certains forages (Figure IV.34), remettant ainsi en question la validité de l'une ou l'autre des données.

En effet, au niveau de la zone de virgation du Front Nord Varisque, au sud-est de Douai, l'interprétation des profils sismiques C083, C099 et C101 permet de proposer une limite septentrionale de l'AMBT plus au sud que celle généralement admise (Figure IV.34) (Bouroz et al., 1963). Les interprétations lithologiques d'origine (19^{ème} siècle) des roches observées au sein des forages miniers de Monchecourt et de Mastaing situés le long du tracé d'origine de la Faille du Midi, suggèrent l'existence de terrains allochtones au nord du nouveau tracé (Figure IV.34). Dans le cas présent, soit les interprétations sismiques sur les trois profils C083, C099 et C101 sont inadéquates, soit les interprétations géologiques des forages cités ci-dessus sont érronées. En revenant aux données des sondages, on constate que les séries reconnues dans ces forages ont été décrites comme des grès et schistes rouges et verts appartenant au Dévonien inférieur. Bien que caractéristiques du Dévonien inférieur, ces faciès sont également connus au sein du Famennien dans le nord de la France et le sud de la Belgique (Figure II.9). Si l'on considère que les interprétations sismiques sont correctes, les séries observées au sein des forages pourraient correspondre au Famennien renversé des EMR, et non au Dévonien inférieur de l'unité allochtone. Cette hypothèse demanderait à être confirmée par la datation de ces séries.

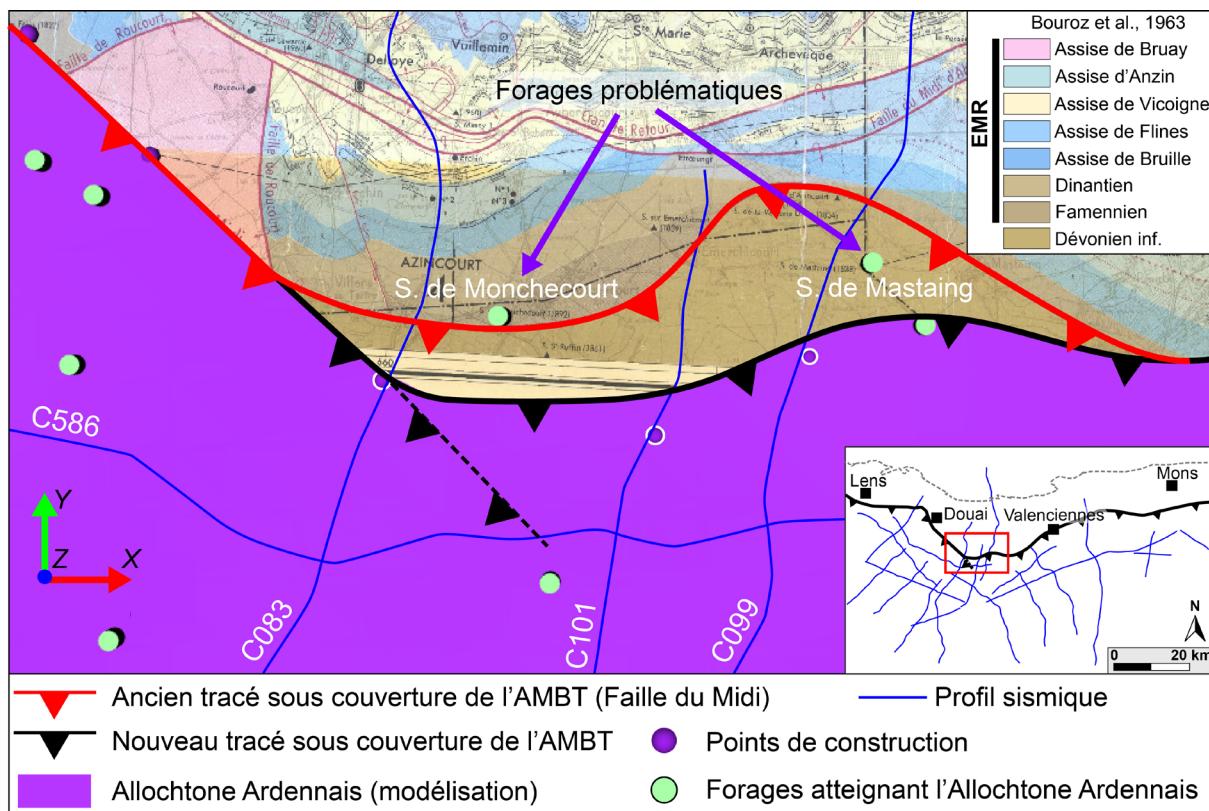


Figure IV.34 : Proposition de révision du tracé sous couverture de l'AMBt au sud-est de Douai et illustration des incohérences entre les données sismiques et les forages. Carte de fond : Bouroz et al., (1963).

- *Limites, incertitudes et perspectives d'amélioration de la modélisation*

La géométrie de l'AMBT est bien contrainte dans la majeure partie de la zone d'étude, notamment grâce à la répartition régulière des profils sismiques et aux nombreux forages, plans de travaux et coupes géologiques fournissant des points de contrôle le long du front de chevauchement. Aux extrémités sud-est (sud de Maubeuge) et sud-ouest (sud-ouest d'Arras), la géométrie de l'AMBT n'est pas contrainte. Les seuls forages existants dans ces zones atteignent uniquement le toit du Paléozoïque. Cette absence de points de contrôle représente

une source d'incertitude importante. L'acquisition de nouvelles données (sismique, forage) serait nécessaire afin d'améliorer les résultats de la modélisation. Dans la partie belge du modèle, la géométrie de l'AMBt pourrait être améliorée grâce à l'ajout de données complémentaires, notamment les derniers profils de sismique réflexion interprétés dans la région de Mons (Dupont, 2021) ou des données minières disponibles dans le bassin du Hainaut.

L'interprétation des profils sismiques présentée dans le chapitre III, a mis en évidence une géométrie segmentée de la base de l'Allochtone Ardennais, la rampe latérale au sud de Douai relayant deux chevauchements frontaux majeurs au sud de Lens et de Valenciennes. L'AMBt ayant été modélisé comme la base de la série allochtone, équivalente à un chevauchement unique continu, il n'a pas été techniquement possible de modéliser la segmentation du Front Nord Varisque entre Douai et Valenciennes.

5. Géométrie 3D des Ecailles et Massifs Renversés (EMR) et de leur chevauchement basal (BEMR)

Les EMR ont été définis dans le modèle 3D comme une seule et unique formation, modélisée à partir des données associées à leur base : le chevauchement basal des EMR (BEMR) (§ B.1.2). Leur structure interne n'a pas été modélisée. Les points de construction sont issus principalement des profils sismiques interprétés, d'une vingtaine de forages atteignant la base des EMR dans le bassin minier et des données minières (plans de travaux et coupes géologiques). La géométrie des EMR et de la BEMR est décrite ci-dessous à l'aide d'une vue 3D issue du GeoModeller (Figure IV.35), d'une carte des isohypses de la BEMR (Figure IV.36a) et d'une carte d'isopaque des EMR (Figure IV.36b).

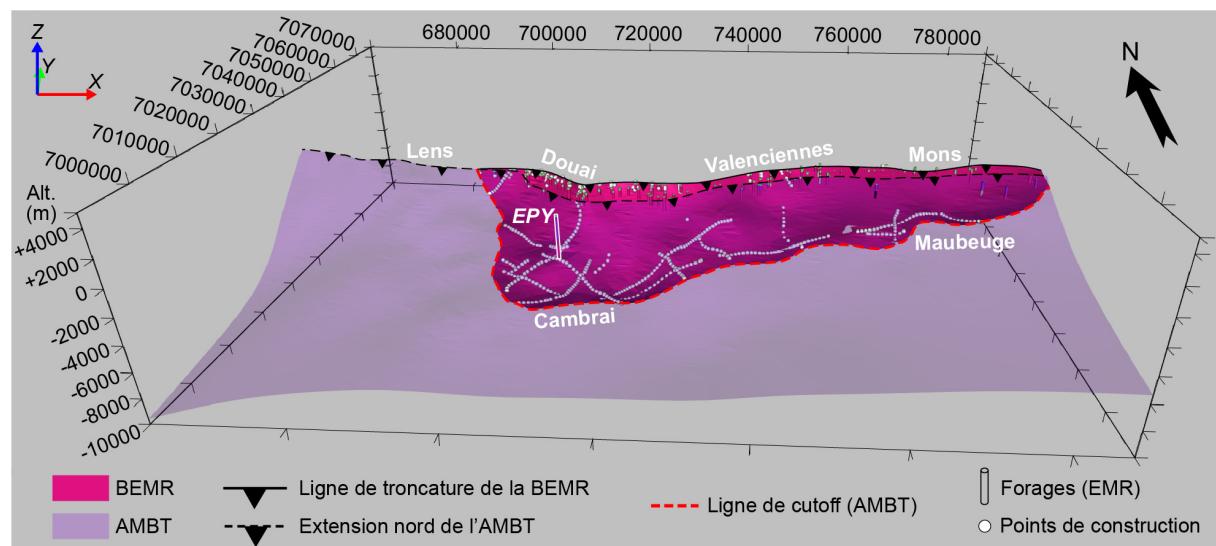


Figure IV.35 : Vue 3D de la BEMR modélisée et tronquée par l'AMBt (Exagération verticale : x2 ; résolution : 1000 m). Légende : EPY : Epinoy.

La BEMR, et plus généralement les EMR, sont présents dans la moitié sud du bassin minier du Hainaut et du BHNPC. Ils disparaissent à l'ouest de Douai, où ils sont tronqués par l'AMBt selon une direction N160°. Les massifs sont présents uniquement là où la base de l'allochtone est de direction N070°. Ils s'étendent entre 15 et 25 km vers le sud jusqu'à Cambrai et Maubeuge, où ils sont tronqués par l'AMBt selon une orientation N70° (Figure IV.35 ; Figure IV.36). La BEMR s'approfondit globalement vers le sud et atteint des côtes comprises

entre +110 m dans le BHNPC et -5460 m dans la région de Cambrai (Figure IV.35; Figure IV.36a). Une analyse des pentes réalisées à partir de la carte des isohypsés a permis de montrer que dans le BHNPC, la BEMR est caractérisée par un pendage vers le sud de l'ordre de 15-35°. La BEMR s'horizontalise en profondeur au sud, où les pendages sont le plus souvent inférieurs à 10°, à l'exception notamment de la rampe latérale au NE de Cambrai où les pendages atteignent 15-20°.

Les EMR ont une épaisseur comprise entre 0 et 3115 m (Figure IV.36b). Ils sont plus développés en France qu'en Belgique, particulièrement au niveau de la zone de virgation au sud-est de Douai où l'épaisseur atteint 2000-3000 m. L'épaisseur est maximale sous la limite d'extension nord de l'AMBT (émergence de la Faille du Midi) et décroît à la fois vers le sud, où les EMR sont tronqués par l'AMBT, et vers le nord, où les EMR sont érodés sous la Couverture Méso-Cénozoïque. Les EMR sont développés selon les deux orientations structurales caractéristiques du Front Nord Varisque dans le nord de la France : N110-130° et N70-80°.

La géométrie de la BEMR évolue latéralement le long du Front Nord Varisque. La BEMR est orientée N60-70° et est perpendiculaire à la direction de raccourcissement varisque de Douai à l'est de Mons, témoignant de l'existence d'une zone de chevauchement frontal (Figure IV.36a). Au sud-est de Douai, au nord-est de Cambrai et au nord-ouest de Maubeuge, la BEMR est orientée N110-130° et est parallèle à la direction de raccourcissement varisque (Figure IV.36a), témoignant de l'existence de zones de chevauchement latérales.

Cette évolution latérale d'orientation a déjà été observée pour l'AMBT. La comparaison des cartes d'isohypsés de la BEMR (Figure IV.36a) et de l'AMBT (Figure IV.32a), déjà réalisée dans le chapitre précédent (Chapitre III.C ; Laurent et al., 2021a), a mis en évidence une superposition des zones de chevauchement frontales et latérales de l'AMBT et de la BEMR le long du Front Nord Varisque. Ce phénomène est particulièrement visible au sud-est de Douai où les deux zones de chevauchement latérales sont superposées, ainsi qu'au sud de Valenciennes où les deux zones de chevauchement frontales sont superposées. Ces deux chevauchements hors-séquences se sont développés selon les deux mêmes axes structuraux, N60-70° et N110-130°, caractéristiques du Front Nord Varisque dans le nord de la France.

Une géométrie particulière est visible à l'est de la zone d'étude entre Maubeuge et Mons. La BEMR est redressée au sud, le long de la ligne de troncature (« *cutoff* ») de l'AMBT et forme un synclinal orienté selon un axe N70°. Ce plissement de la BEMR a été observé et décrit sur le profil sismique M590 dans le chapitre précédent (§ III.D.1). Il a été relié à l'existence d'un duplex au sud de Mons, la BEMR constituant le toit du duplex.

- *Incertitudes et perspectives d'amélioration de la modélisation*

Dans le nord de la France, la géométrie de la BEMR est particulièrement bien contrainte. En effet, les données sont suffisamment denses pour contraindre avec une bonne précision la géométrie de l'objet. Ce n'est cependant pas le cas en Belgique, où seuls quelques forages ont permis de contraindre le modèle. De ce fait, les incertitudes liées à la modélisation géométrique de la BEMR, sont plus importantes dans la région de Mons où les données sont plus dispersées.

La définition de la géométrie de la BEMR pourrait être améliorée dans la partie belge, notamment grâce à l'ajout (1) de forages supplémentaires, (2) de données minières, (3) de cartes

structurales existantes (e.g., Delmer, 1977) et (4) des profils sismiques interprétés dans la région de Mons (Dupont, 2021).

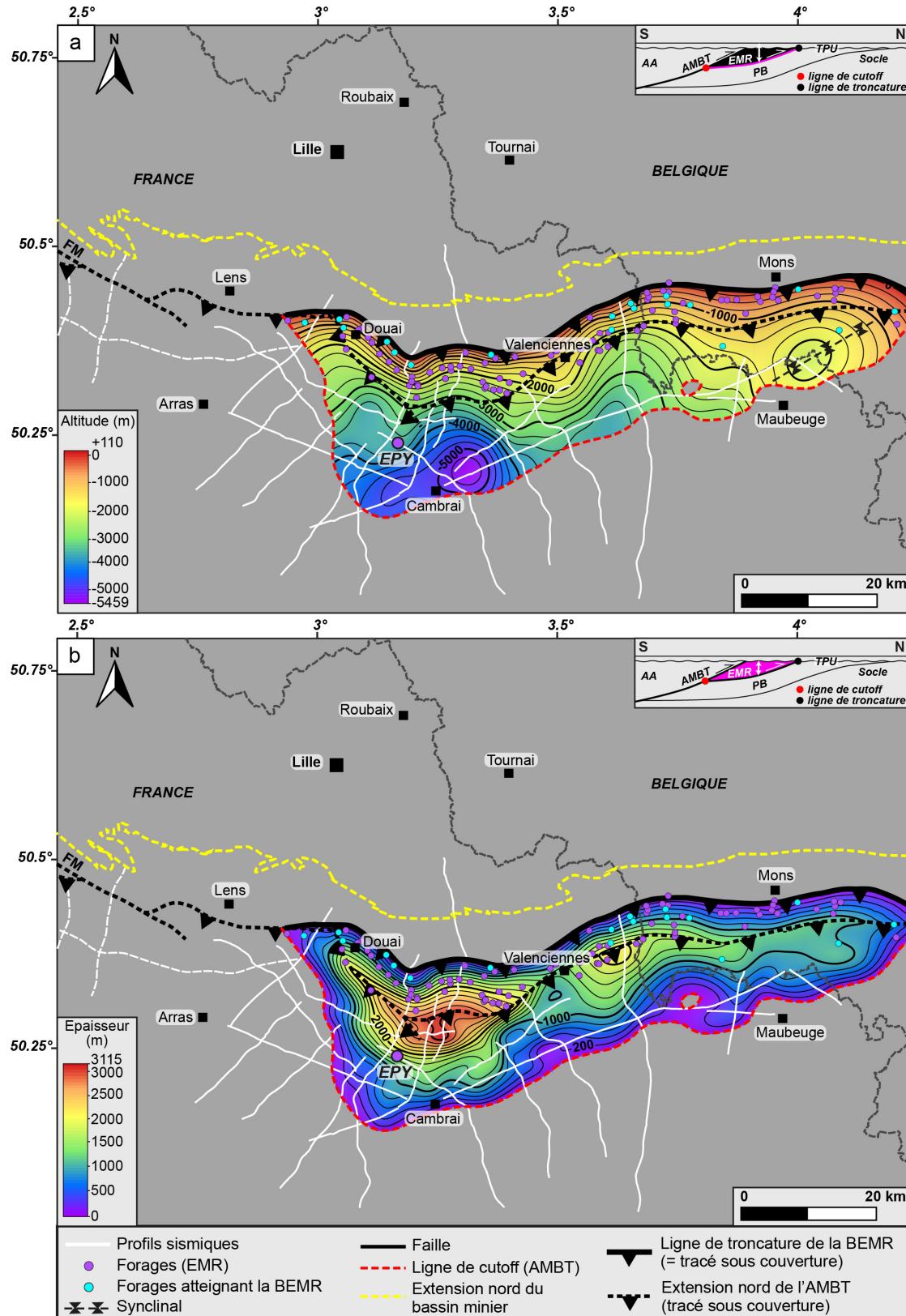


Figure IV.36 : **a.** Carte des isohypsines du chevauchement basal des Ecailles et Massifs Renversés (BEMR) et **b.** Carte isopaque des EMR, extraites du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 250 m. Légende : EPY : Epinoy.

6. Géométrie 3D du Parautochtone Brabançon : apports sur la connaissance des réservoirs géothermiques profonds

La géométrie 3D du Parautochtone Brabançon est présentée ci-dessous à travers l'analyse de la géométrie et des structures affectant les réservoirs géothermiques profonds du Dinantien et du Givétien-Frasnien. Les cartes d'isohypses et isopaques des surfaces et séries modélisées en 3D mais non présentées dans cette partie (Famennien, socle cambrien-silurien) sont disponibles en annexe (Annexe 13).

6.1. Géométrie 3D du réservoir géothermique dinantien

Dans le nord de la France et le sud de la Belgique, la géométrie du réservoir dinantien du parautochtone est modélisée à partir de l'ensemble des données intégrées au modèle, selon la méthodologie explicitée précédemment (§ C.1). Les données sismiques interprétées contraignent la géométrie du Dinantien au sud du bassin minier. Au nord du bassin minier, dans l'avant-pays brabançon, la géométrie du Dinantien est contrainte par les données gravimétriques, quelques affleurements (région de Tournai, Belgique) et par 389 forages atteignant le toit du Dinantien (Figure IV.38a). Parmi ces forages, seuls 14 atteignent la base du Dinantien (Figure IV.38b) et fournissent ainsi des informations sur son épaisseur.

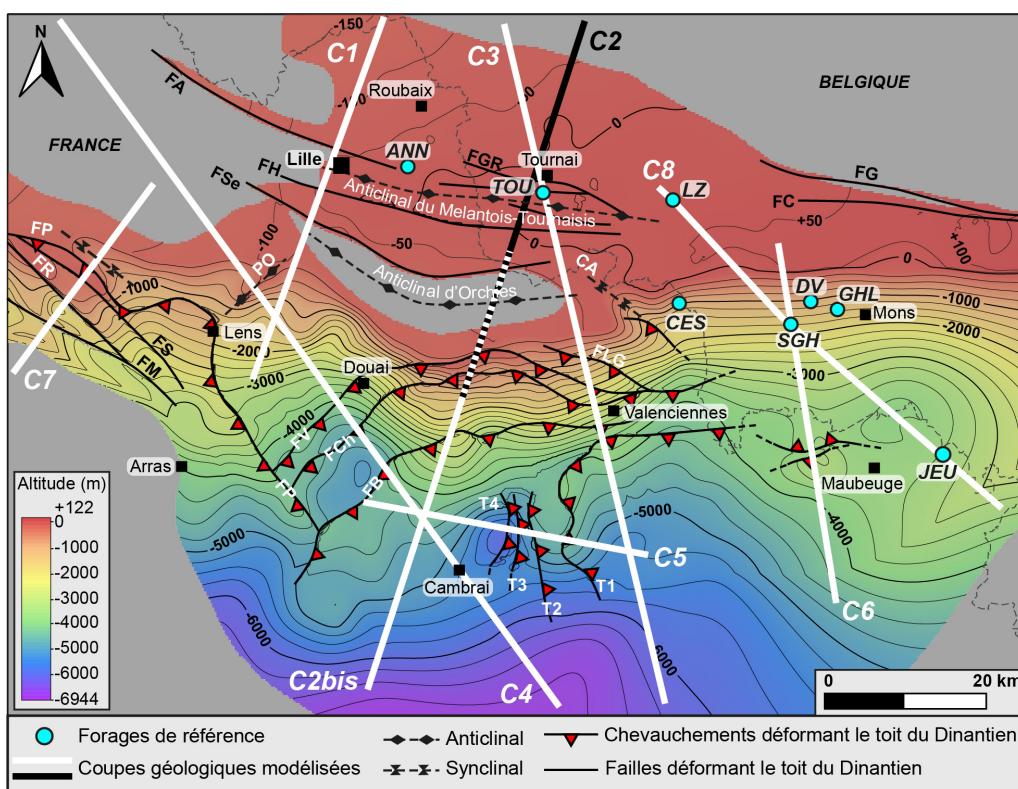


Figure IV.37: Carte des isohypses du toit du Dinantien avec localisation des coupes géologiques modélisées.
Résolution : 250 m. Equidistance : 250 m. Légende des failles et plis : CA : Synclinal de Château l'Abbaye ; FA : Faille d'Armentières ; FB : Faille Bouroz ; FC : Faille de Cambron-St-Vincent ; FCh : Faille Chalard ; FG : Faille de la Guélenne ; FGR : Faille de Gaurain-Ramecroix ; FH : Faille d'Haubourdin-Rumes ; FLG : Faille La Grange ; FM : Faille Marqueffles ; FP : Faille Pruvost ; FR : Faille de Ruitz ; FS : Faille de Sains ; FSe : Faille de Seclin ; FV : Faille Vicoigne ; PO : Anticinal de Poil d'Ours. Légende des forages : ANN : Annappes ; CES : Condé-sur-l'Escaut ; DV : Douvrain ; GHL : Ghlin ; JEU : Jeumont ; LZ : Leuze ; SGH : Saint-Ghislain ; TOU : Tournai.

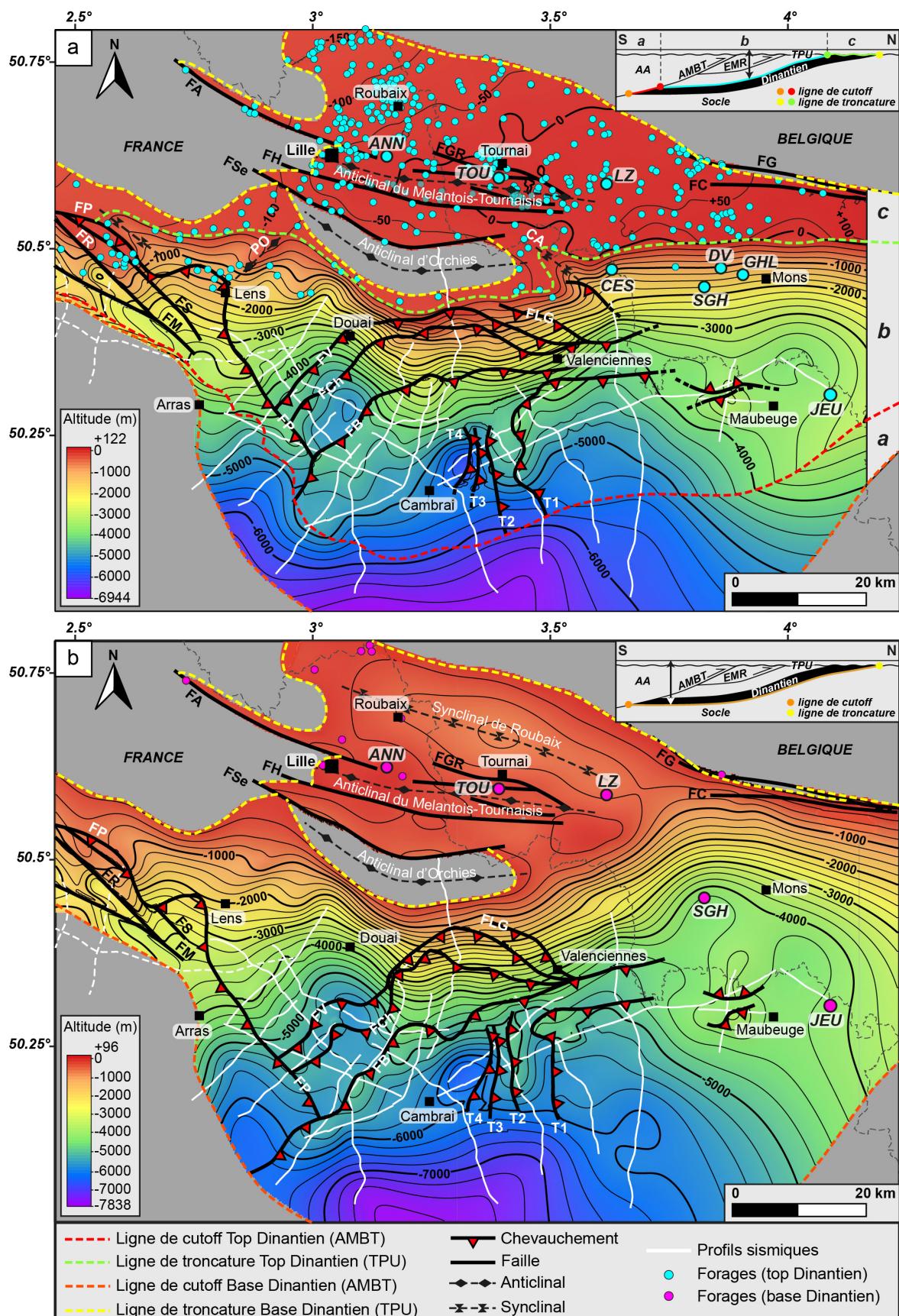


Figure IV.38 : Cartes des isohypses (a) du toit et (b) de la base du Dinantien extraits du modèle 3D.
Résolution : 250 m. Equidistance : 250 m. Légende des failles, des plis et des forages identique à la Figure IV.37. Les domaines a, b et c sont définis dans le corps du texte.

La géométrie du Dinantien est décrite à partir de vues 3D du réservoir modélisé, des cartes des isohypsés du toit et de la base du Dinantien (Figure IV.38), de la carte isopaque du Dinantien et de coupes extraites du modèle. Les coupes géologiques modélisées sont localisées sur la carte sur la Figure IV.37.

Il est important de noter que le toit du Dinantien de l'unité parautochtone a une nature géologique différente selon les secteurs considérés. Trois domaines ont été distingués et sont localisés sur la Figure IV.38a :

- Un domaine (a) au sud de la zone d'étude où le toit du Dinantien est tronqué par l'AMBt et correspond donc à cette surface de troncature ;
- Un domaine (b) au centre de la zone d'étude où le toit du Dinantien correspond au toit stratigraphique ;
- Un domaine (c) au nord de la zone d'étude où le toit du Dinantien est érodé et tronqué par la Couverture Méso-Cénozoïque et correspond ainsi à la discordance du toit du Paléozoïque.

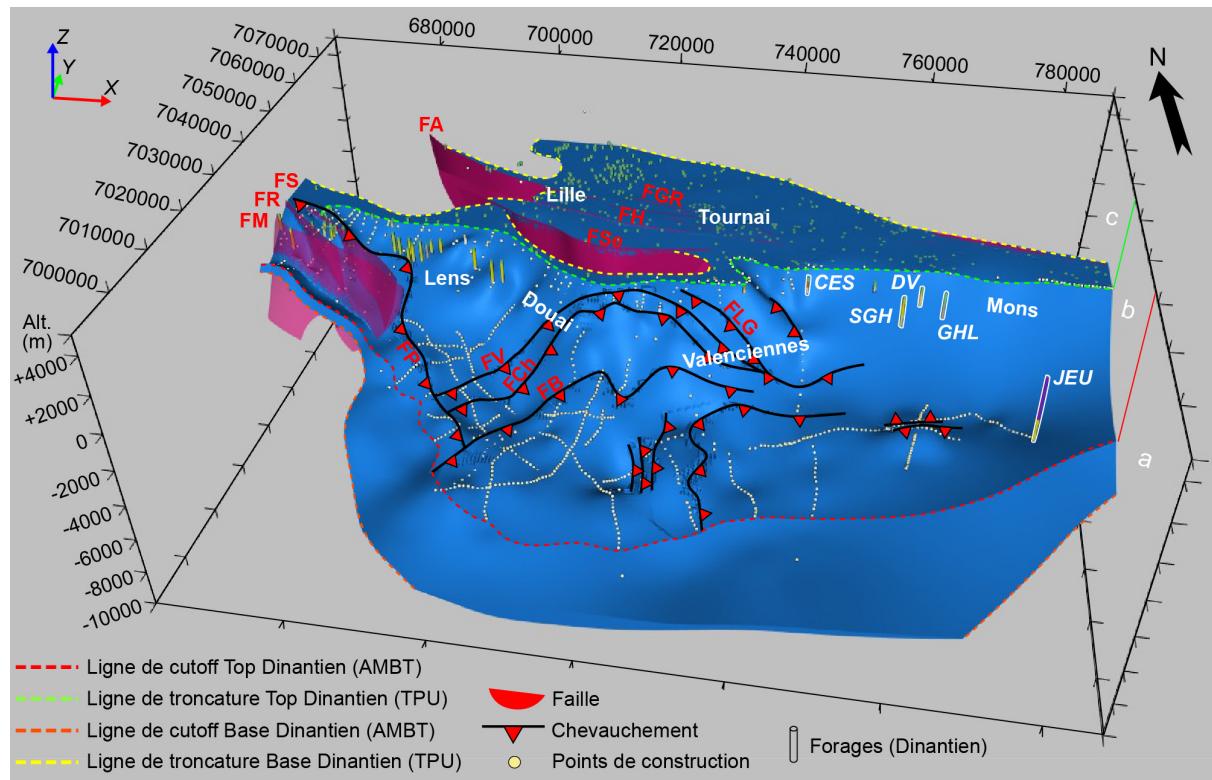
6.1.1. Extension du réservoir dinantien

Dans la zone d'étude, le Dinantien parautochtone s'étend sur une surface d'environ 7675 km². Il est présent jusqu'à 30-40 km au sud du bassin minier, témoignant du sous-charriage important du Parautochtone Brabançon sous l'Allochtone Ardennais. Le Dinantien est tronqué dans la partie sud et est (domaine c ; Figure IV.38a). Il disparaît également à l'ouest d'Arras dans l'Artois où il est tronqué par la rampe latérale majeure de l'AMBt selon une direction N115° à N160° (Figure IV.38). Cette troncature du Dinantien et plus généralement du Parautochtone Brabançon est à mettre en relation avec les pendages élevés de l'AMBt dans l'Artois (20-30°) (§ C.4) (Minguely, 2007). Au nord, le Dinantien érodé s'étend sous la Couverture Méso-Cénozoïque au-delà des villes de Roubaix et Tournai et borde le Massif du Brabant en Belgique. Au niveau de l'anticlinal d'Orchies orienté N90-120° au sud de la métropole de Lille-Tournai (Figure IV.38), il est érodé intégralement.

Le Dinantien s'approfondit généralement vers le sud. Il affleure ou est sub-affleurant en Belgique à des altitudes maximales de l'ordre de 120 m au nord-est de Mons. Plongeant vers le sud, il est atteint à des profondeurs maximales de près de 6950 m au sud de Cambrai (Figure IV.38a). La base du Dinantien est quant à elle atteinte à une altitude maximale de 96 m en Belgique et à une profondeur maximale d'environ 7840 m à l'extrémité sud de la zone d'étude (Figure IV.38b).

6.1.2. Géométrie du Dinantien dans l'avant-pays brabançon

Dans l'avant-pays brabançon au nord du bassin minier (domaine (a)), le toit du Dinantien modélisé apparaît plat en 3D à l'échelle régionale (Figure IV.38a ; Figure IV.39). Dans cette région, le réservoir dinantien est caractérisé par une géométrie sub-tabulaire (pendages inférieurs à 5-10°). La côte du toit varie très peu et ne dépasse pas 150-200 m (Figure IV.38a), tandis que la base atteint des profondeurs comprises entre 0 et 750 m environ (Figure IV.38b).



Dans la région de la métropole de Lille-Tournai, le réservoir dinantien forme un dôme anticinal orienté selon un axe N100-110° entre Lille et Tournai (Figure IV.38) : l'anticlinal du Mélantois-Tournaisis (e.g., Hennebert & Doremus, 1997a, b ; Hennebert, 1998). Sa structure dans les régions de Lille et Tournai est illustrée sur les coupes présentées sur la Figure IV.40. L'anticlinal du Mélantois-Tournaisis est structuré par des failles à faibles rejets, orientées N100 à N120°. Sa charnière est bordée au sud par la faille d'Haubourdin (se poursuivant par la faille de Rumes en Belgique) à pendage nord et rejet inverse (~70-170 m). Elle est limitée au nord par la faille de Gaurain-Ramecroix (pendage sud, rejet inverse d'environ 90-150 m) dans le Tournaisis et par la faille d'Armentières (pendage nord, rejet normal) dans la région de Lille. Les failles de Bruyelle et de la Dondaine, bien connues et cartographiées dans la région de Tournai ont également été modélisées.

Au nord de l'anticlinal faillé du Mélantois-Tournaisis, les terrains dinantiens s'approfondissent et sont caractérisés par une géométrie synclinale : le synclinal de Roubaix (Leuze en Belgique), orienté N110°.

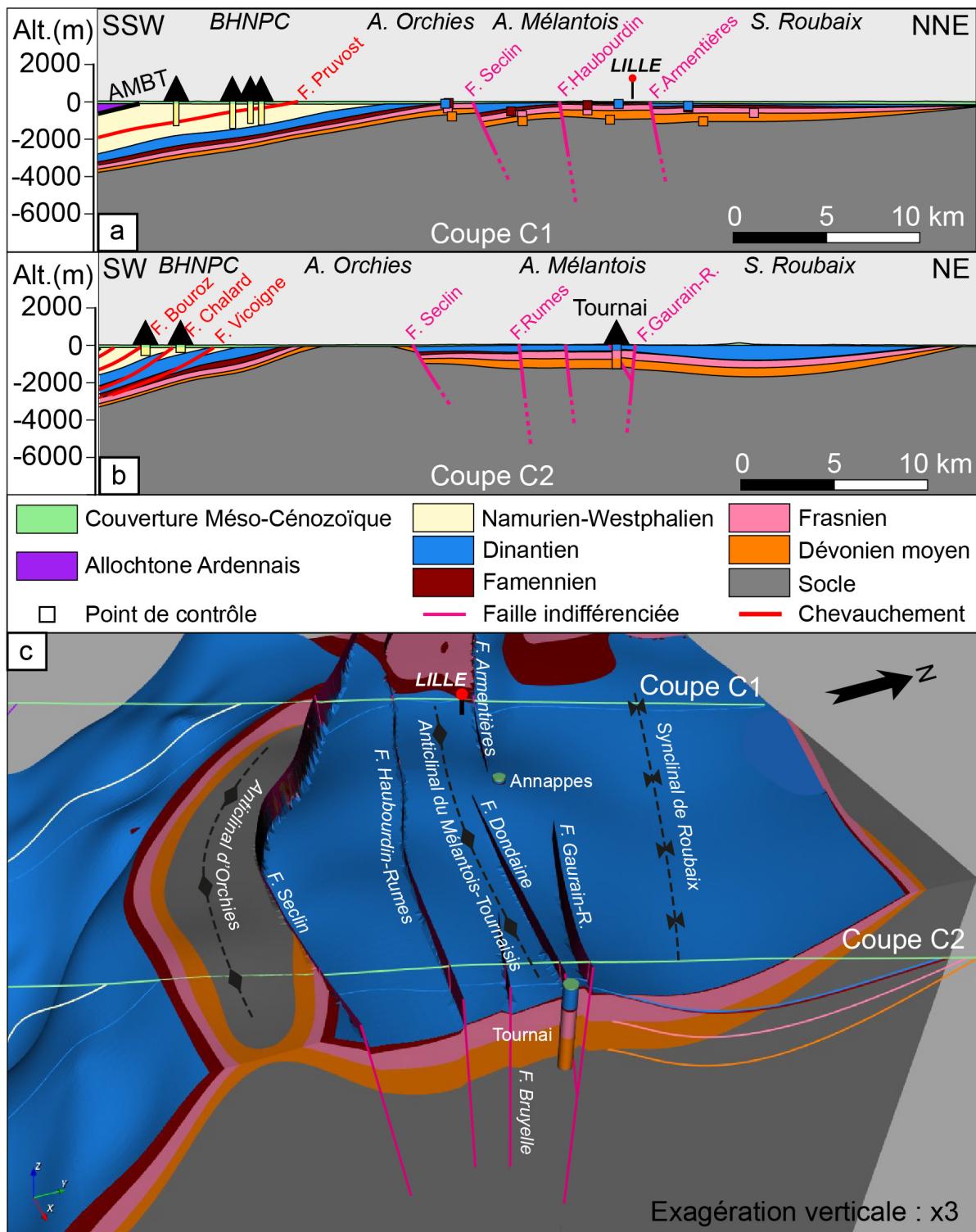


Figure IV.40 : Coupes géologiques SW-NE modélisées C1 et C2, illustrant la structure du Parautochtone Brabançon dans les régions de **a.** Lille et **b.** Tournai. Ces coupes sont localisées sur la Figure IV.37. **c.** Vue 3D de la géométrie des séries parautochtones et des failles modélisées dans l'avant-pays brabançon.

Résolution : 250 m. A. : Anticinal ; S. : synclinal.

6.1.3. Géométrie du Dinantien dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais

Dans la région du bassin minier (et de son prolongement en Belgique), le Dinantien est caractérisé par une géométrie monoclinale qui s'approfondit rapidement vers le sud sous le BHNPC (Figure IV.39). D'après les résultats de la modélisation, le toit du Dinantien atteint des côtes comprises entre 0 et -3000 m entre les limites nord et sud du bassin minier, tandis que la base du Dinantien est présente à des côtes comprises entre -1000 et -4000 m (Figure IV.38). Le calcaire est atteint à une profondeur d'environ 1750 m dans les régions de Lens et Mons, et à une profondeur d'environ 3000 m dans les régions de Douai et Valenciennes.

Cet approfondissement rapide est lié à une flexure majeure du Dinantien et plus généralement du Parautochtone Brabançon, dans la région du bassin minier. Cette flexure a déjà été mise en évidence dans le chapitre précédent (§ III.D.4). Les isohypsies resserrées du toit et de la base du Dinantien (Figure IV.38) témoignent de la forte pente du Parautochtone Brabançon sous le BHNPC. Des pendages vers le sud de l'ordre de 10-30°, beaucoup plus élevés que dans le reste de la zone d'étude (5-10°), ont été estimés à partir des cartes isohypsies. Des pendages maximums de 20-30° ont notamment été mis en évidence près de Douai et Valenciennes où le réservoir dinantien est plus profond. Une rupture de pente à l'extrémité nord du bassin minier est clairement visible en 3D (Figure IV.39).

Cette flexure majeure est associée à l'érosion du Dinantien (et des terrains sous-jacents) sous la Couverture Méso-Cénozoïque au nord du bassin minier, le long de l'anticlinal d'Orchies, orienté N90 à N120°. Cet anticlinal est bordé au nord par la faille de Seclin, orientée N90-120° également et modélisée avec un pendage nord et un rejet normal d'environ 850 m, selon le modèle cinématique retenu et explicité dans la partie méthodologie (§ C.2.3).

De manière générale, dans la région du bassin minier, le Dinantien est structuré selon deux directions principales : N60-80° dans les régions de Valenciennes et Mons (toit du Dinantien) et N110-130° dans l'Artois et dans les régions de Lens, Douai et Mons (base du Dinantien) (Figure IV.38).

Des plis localisés déformant le réservoir dinantien ont été mis en évidence lors de la modélisation, notamment l'anticlinal de Poil d'Ours, orienté N50°, au nord-est de Lens et le synclinal de Château l'Abbaye, orienté N120° au nord de Valenciennes (Figure IV.38a). La géométrie du Dinantien au niveau de l'anticlinal de Poil d'Ours et illustrée sur la coupe C4 (Figure IV.41).

Entre Douai et Valenciennes, le Dinantien est déformé par quatre chevauchements majeurs : du nord au sud, les failles de La Grange, Vicoigne, Chalard et Bouroz (respectivement FLG, FV, FCh et FB sur les cartes des isohypsies du toit et de la base du Dinantien). Ces chevauchements recoupent le toit et la base du Dinantien selon une orientation N50° dans la région de Douai et au sud de Douai, N70-80° entre Douai et Valenciennes et N110-120° dans la région de Valenciennes (Figure IV.38). La géométrie de ces chevauchements, leurs relations et leur chronologie de mise en place sont décrites et discutées dans la partie D. dédiée à la modélisation géométrique 3D du BHNPC et des chevauchements qui le structurent.

Les terrains dinantiens sont charriés vers le NW à NNW au toit de ces quatre chevauchements (Figure IV.38 ; Figure IV.41). Cette direction de transport est cohérente avec la direction de raccourcissement varisque principale vers le NNW.

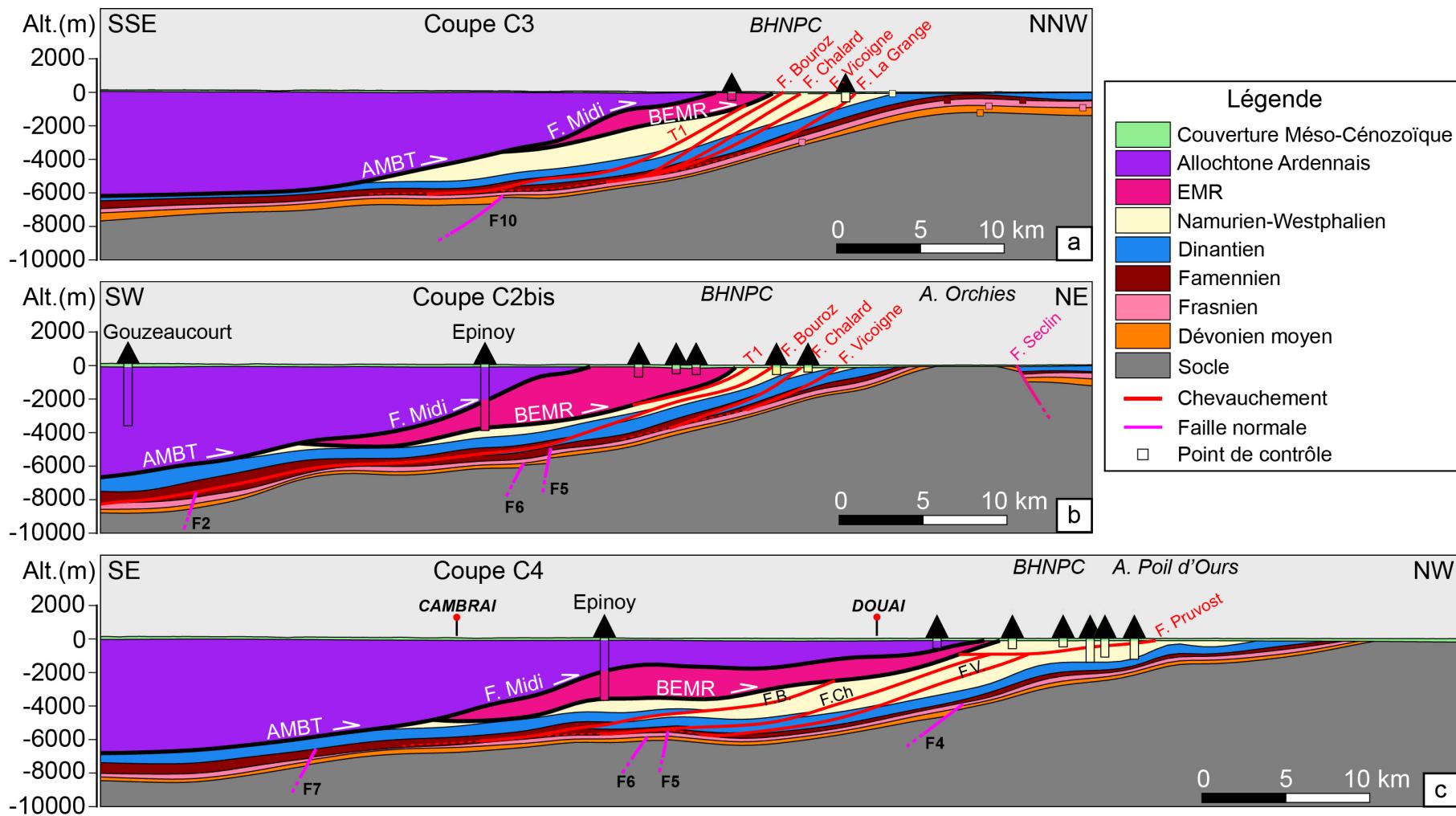


Figure IV.41 : Coupes géologiques modélisées C2bis, C3 et C4, mettant en évidence la géométrie des séries dévonniennes et dinantiennes parautochtones sous le BHNPC. Ces coupes sont localisées sur la Figure IV.37.

6.1.4. Structuration profonde du Dinantien au sud du bassin minier

Au sud du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais, le réservoir Dinantien atteint des côtes comprises entre -3000 et -6950 m et sa base est présente à des profondeurs de l'ordre de -4000 à -7850 m. Le Dinantien est structuré selon les mêmes directions que celles observées dans la région du bassin minier. Son toit et sa base sont orientés N60-70° près d'Arras et de Cambrai et N130° au sud-ouest de Maubeuge (Figure IV.38). La géométrie du Dinantien apparaît cependant plus complexe et irrégulière, notamment dans les régions de Cambrai et Maubeuge où l'interprétation des profils sismiques dans le chapitre précédent (§ III.D.3) met en évidence une intense déformation de la séquence dinantienne par des chevauchements varisques profonds (Laurent et al., 2021a).

A l'est de Cambrai, le réservoir est déformé par quatre chevauchements, T1, T2, T3 et T4 (Figure IV.42). Ces structures, localisées directement sous les rampes latérales du la BEMR et de l'AMBT ont été interprétées et décrites à partir des profils sismiques (Laurent et al., 2021a ; § III.C). Les chevauchements les moins profonds T1 et T2 ont un niveau de décollement au sein du Famennien et déforment les séries parautochtones sus-jacentes. Les chevauchements les plus profonds T3 et T4 ont un niveau de décollement au sein du Dévonien moyen et affectent toute l'unité parautochtone. La modélisation 3D a permis de définir l'orientation de ces quatre chevauchements, globalement N-S et oblique à la direction de raccourcissement varisque (Figure IV.38), ce qui diffère des autres structures interprétées et modélisées dans la zone d'étude (*i.e.*, N60-80° et N110-130°). Ces chevauchements sont responsables de l'écaillage du réservoir dinantien et de son charriage vers l'ouest (Figure IV.42). L'allochtonie du Dinantien associée à chacune de ces structures est généralement faible, de l'ordre de 1 à 2.5 km. Au toit de ces chevauchements, le Dinantien est déformé au sein de plis anticlinaux de rampes (Figure IV.42). Ce plissement se traduit par une remontée du Dinantien, présent à une profondeur minimale d'environ 4250 m.

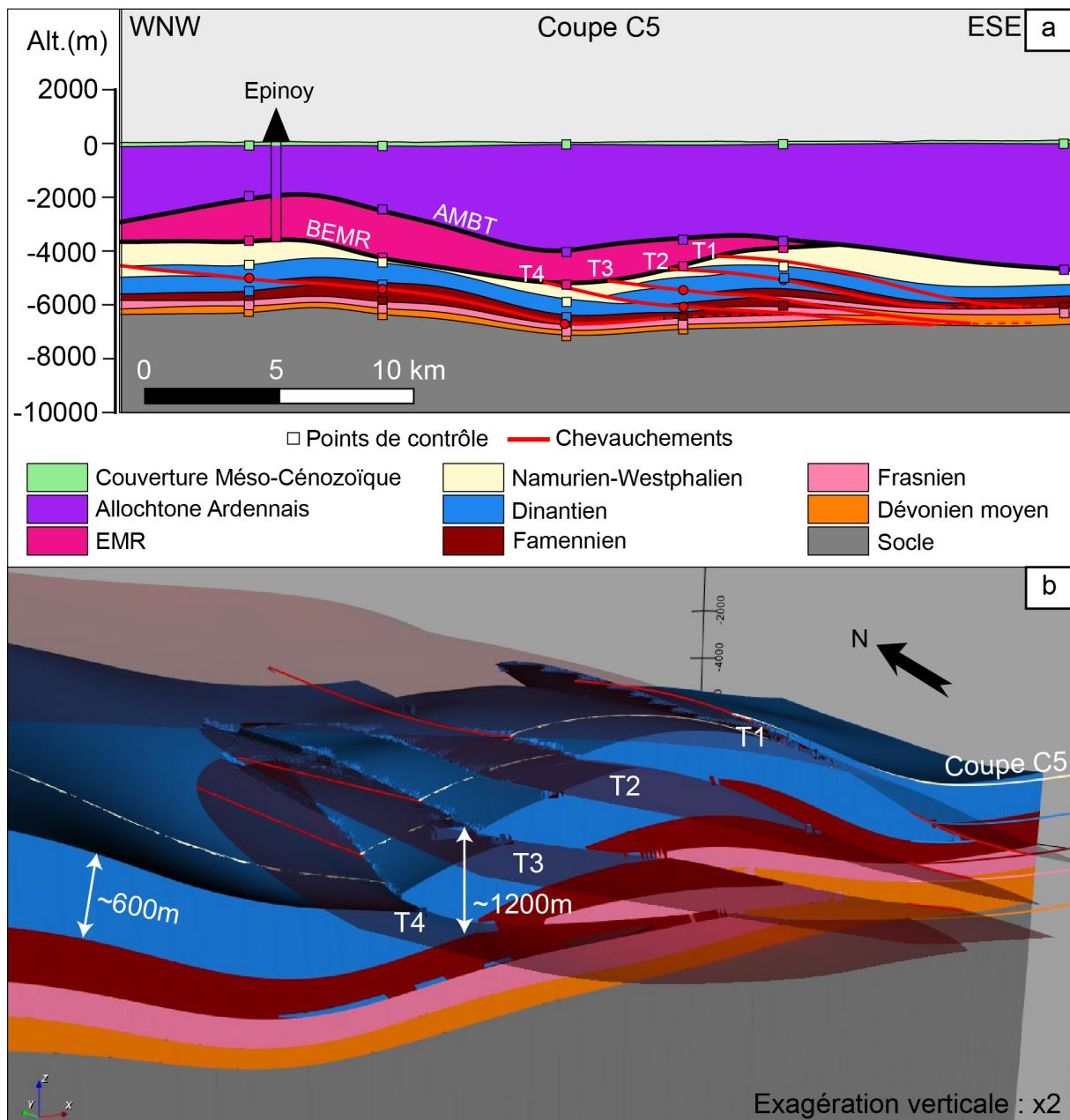


Figure IV.42 : a. Coupe géologique WNW-ESE modélisée C5, illustrant la structuration profonde du Parautochtone Brabançon dans la région de Cambrai. Cette coupe est localisée sur la Figure IV.37. b. Vue 3D de la géométrie des séries parautochtones et des failles modélisées à l'est de Cambrai. Résolution : 100 m.

Dans la région de Maubeuge, à l'est de la zone d'étude, le Dinantien est déformé localement par deux chevauchements orientés N70° (Figure IV.38), caractérisés par un niveau de décollement au sein du Famennien sous-jacent (Figure IV.43). Le chevauchement méridional a une vergence vers le NNW, similaire à celle de tous les chevauchements liés au raccourcissement varisque. Le chevauchement septentrional a une vergence vers le SSE opposée à celle de tous les chevauchements liés au raccourcissement varisque (Figure IV.38). Ce dernier correspond à un rétrochevauchement. L'interprétation des profils sismiques présentée dans le chapitre précédent a suggéré l'existence de rétrochevauchements et d'une zone triangulaire (§ III.D.2). Les résultats de la modélisation permettent ici de renforcer la cohérence de cette hypothèse. A noter que seul un des rétrochevauchements interprétés sur les profils sismiques a pu être modélisé, ce dernier étant le seul visible sur plusieurs profils. Au toit

du chevauchement méridional, le Dinantien est plissé et forme un anticinal de rampe (Figure IV.43) qui est charrié vers le NNW sur une distance d'environ 2 km.

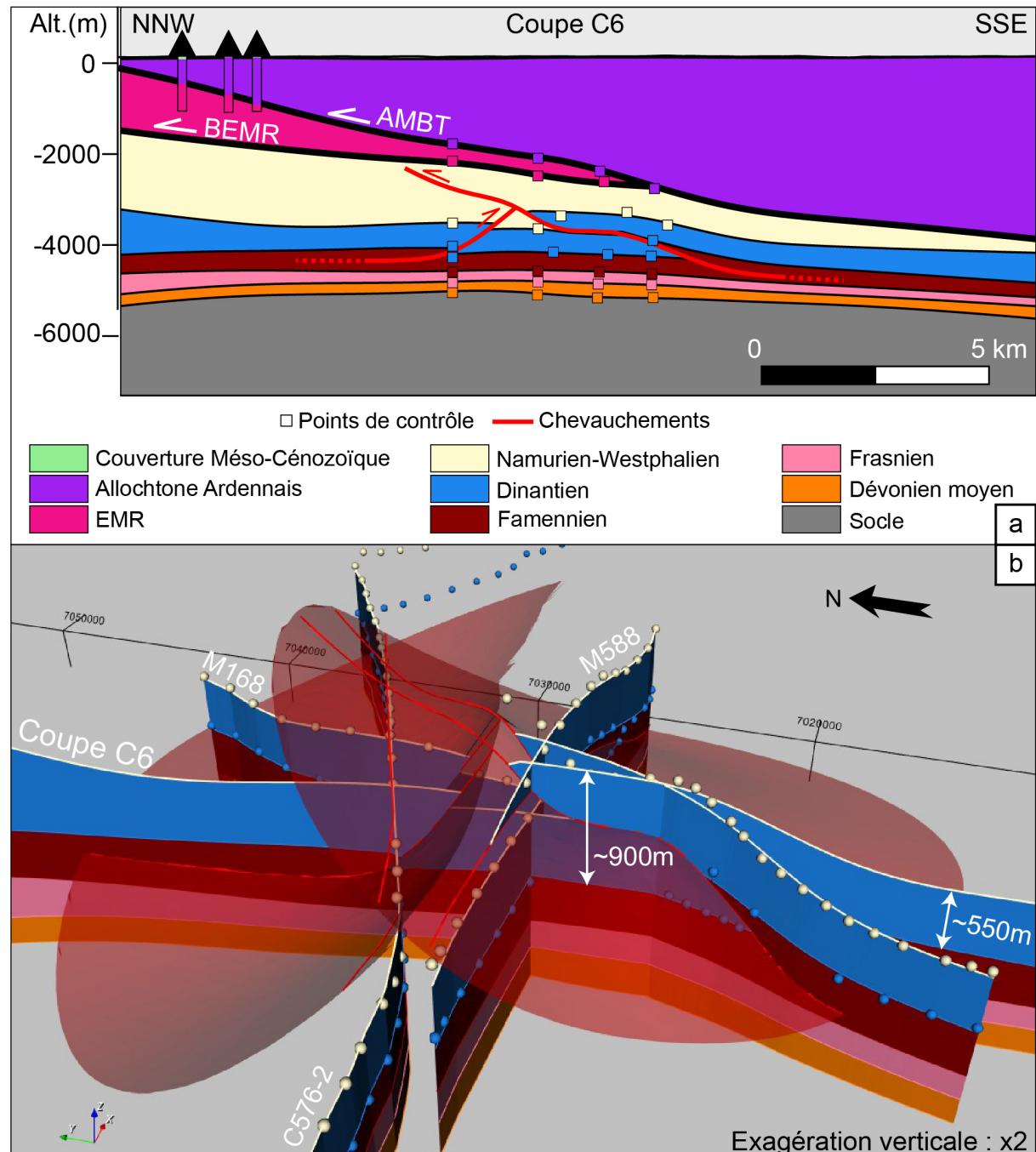


Figure IV.43 : a. Coupe géologique SSE-NNW modélisée C6, illustrant la structure du Front Nord Varisque et la zone triangulaire dans la région de Maubeuge. Cette coupe est localisée sur la Figure IV.37. b. Vue 3D de la géométrie du Dinantien paraautochtone et de la zone triangulaire à l'ouest de Maubeuge. Résolution : 250 m.

6.1.5. Géométrie du Dinantien dans l'Artois

Dans l'Artois, à l'extrême ouest de la zone d'étude, le Dinantien est structuré par les failles épicrétacées, du nord au sud, les failles de Sains, Ruitz et Marqueffles (Figure IV.38). Ces failles à pendage sud, orientées N130°, sont responsables de l'effondrement du réservoir Dinantien et plus généralement de l'unité parautochtone vers le sud, particulièrement bien illustré par la Figure IV.44 ci-dessous.

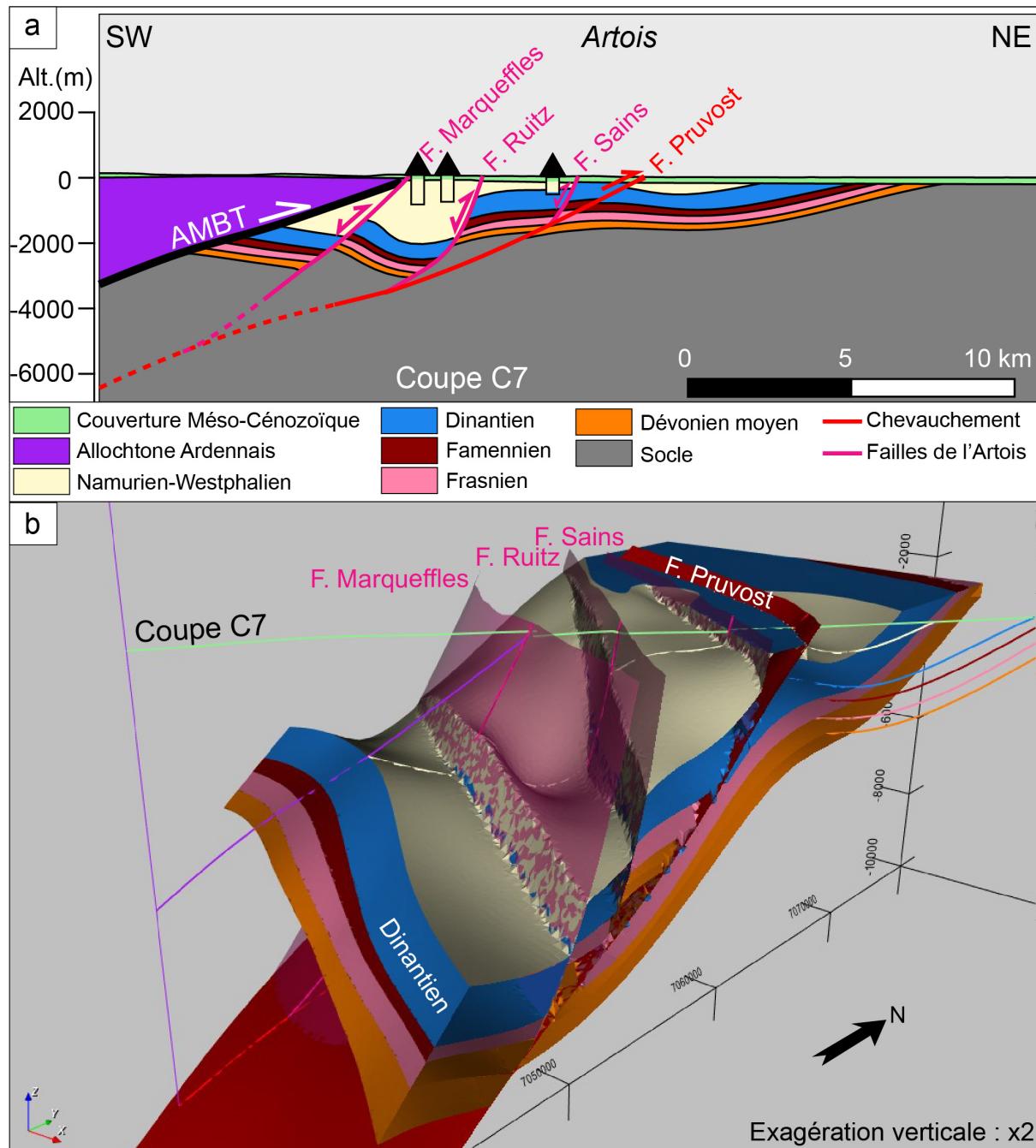


Figure IV.44 : a. Coupe géologique SW-NE modélisée C7, illustrant la structure du Front Nord Varisque dans l'Artois. Cette coupe est localisée sur la Figure IV.37. b. Vue 3D de la géométrie des séries parautochtones et des failles modélisées dans l'Artois. Résolution : 250 m.

Des rejets verticaux pouvant atteindre 200-300 m, 800-1100 m et 500-600 m ont été mis en évidence pour ces trois failles, respectivement. Le Dinantien atteint ainsi des profondeurs de

l'ordre de 1000 à 2500 m au toit des failles Marqueffles et Ruitz, où il a une géométrie en blocs basculés à pendage vers le N-NE (Figure IV.44). Il est tronqué au sud par l'AMBT. Les failles de l'Artois se branchent en profondeur sur le chevauchement de la Faille Pruvost, selon le modèle cinématique et structural défini et présenté précédemment (§ C.2.2.) (Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010). Ce chevauchement, globalement orienté N130° en profondeur (Figure IV.38), transporte les terrains dinantiens vers le nord-est et est à l'origine de leur exhumation sous la Couverture Méso-Cénozoïque dans l'Artois (Figure IV.44a).

6.1.6. Epaisseur du Dinantien

L'épaisseur du Dinantien est définie à partir de la différence entre toit et mur de la couche réservoir (Figure IV.45). Elle est contrainte par les interprétations sismiques converties en profondeurs, ainsi que par les 14 forages traversant toute la séquence dinantienne et atteignant la base du Dinantien (Figure IV.45). Les 375 autres forages atteignant le toit mais pas la base du réservoir (Figure IV.45) apportent des informations supplémentaires sur son épaisseur minimale.

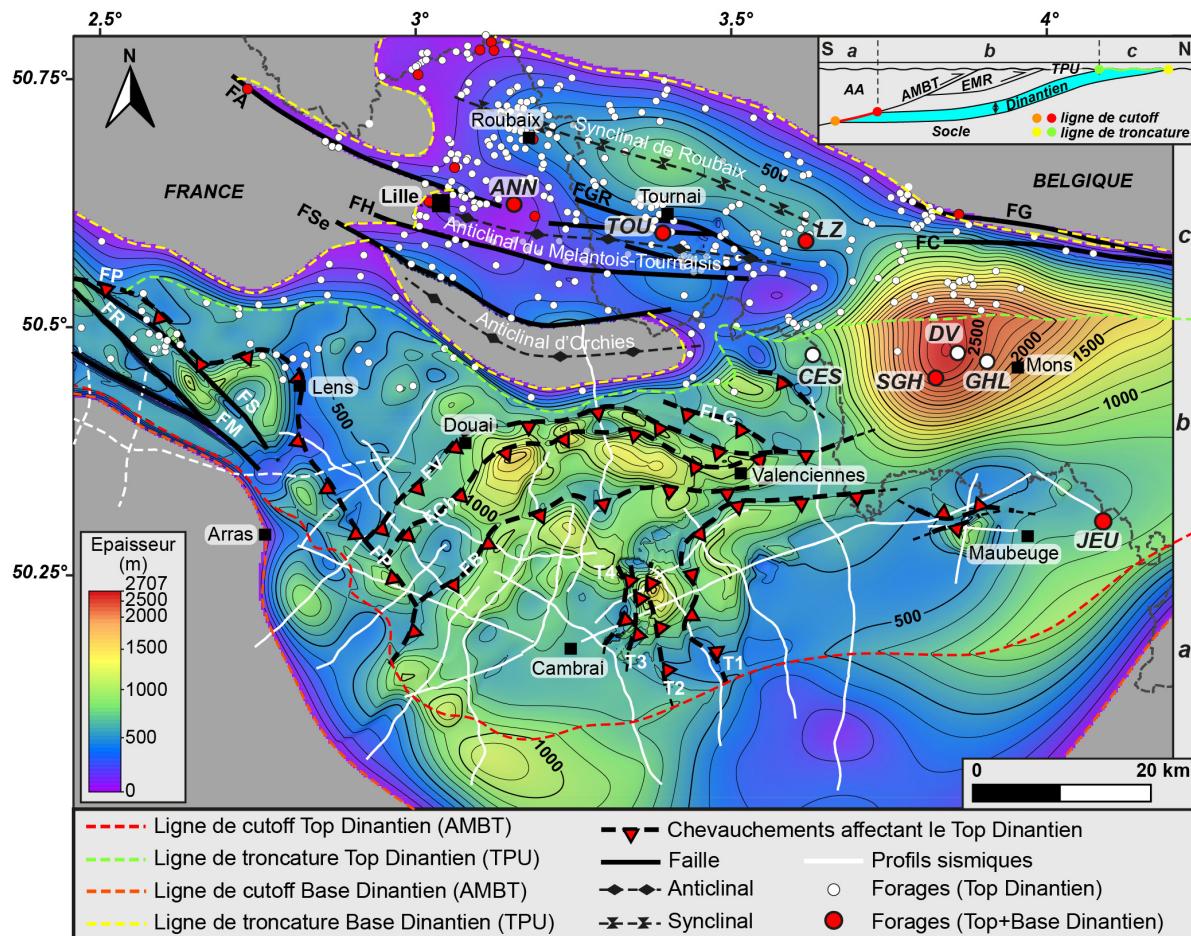


Figure IV.45 : Carte isophaque du Dinantien extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 100 m.
Légende des failles, plis et forages identique à celle de la Figure IV.37.

Dans le nord de la France-sud de la Belgique, le Dinantien est caractérisé par des épaisseurs comprises entre 0 et 2710 m environ. Son épaisseur stratigraphique réelle (domaine (b)) est généralement comprise entre 500 et 700 m.

Le Dinantien atteint une épaisseur maximale dans la région de Mons, au niveau des trois forages géothermiques de Douvrain, Ghlin et Saint-Ghislain (Figure IV.45 ; Figure IV.46). Le Dinantien a une épaisseur réelle connue de 675 m au sein du forage de Jeumont au sud, tandis qu'il atteint une épaisseur réelle de 2625 m au sein du forage de Saint-Ghislain, une vingtaine de kilomètres plus au nord. Les travaux d'interprétation sismique récents dans la région de Mons (Dupont, 2021) suggèrent que cet épaississement localisé est lié à l'existence d'un hémigraben structuré par des failles normales à pendage nord, orientées N90° à N130°. Ces failles synsédimentaires actives du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur, seraient à l'origine de l'approfondissement et de l'épaississement des séries parautochtones vers le nord (Dupont, 2021).

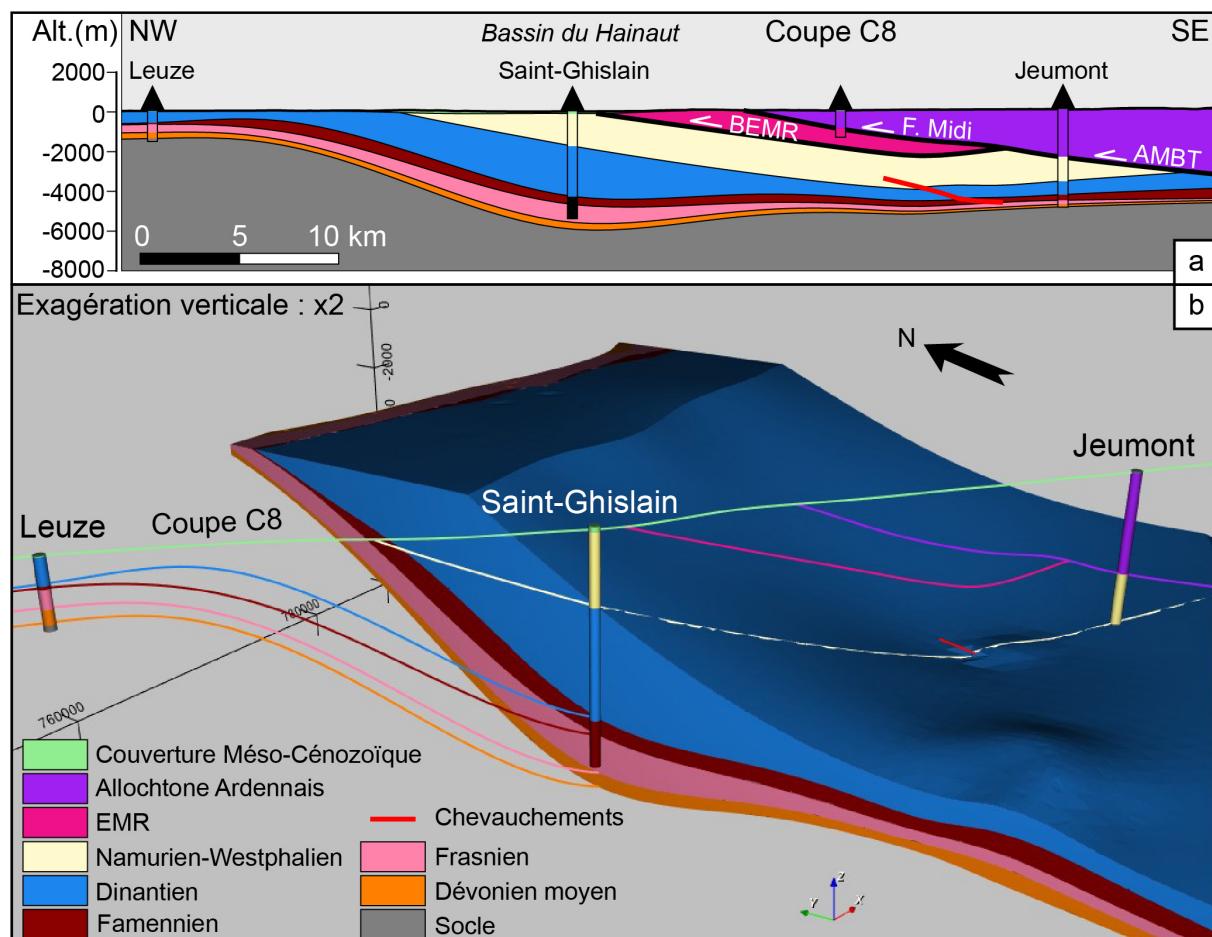


Figure IV.46 : **a.** Coupe géologique SE-NW C8 passant par les forages de Jeumont et Saint-Ghislain et **b.** Vue 3D (résolution : 1000 m), illustrant l'épaississement des séries dévoines et dinantiennes modélisées dans la région de Mons. Cette coupe est localisée sur la Figure IV.37.

La carte isopaque (Figure IV.45) met en évidence un épaississement du Dinantien dans les zones structurées par les chevauchements varisques. Cet épaississement est particulièrement important entre Douai et Valenciennes et au nord et nord-est de Cambrai, où des épaisseurs de 1000 à 1500 m ont été relevées. Cet épaississement a une origine structurale et résulte de la superposition d'écaillles tectoniques permettant de répéter la série dinantienne plusieurs fois. Ce phénomène est bien illustré sur la Figure IV.42 où l'empilement des écaillles de Dinantien à l'est de Cambrai est à l'origine de l'épaississement majeur du réservoir (épaisseur d'environ 1200 m). Un autre exemple est illustré sur la Figure IV.43 à l'ouest de Maubeuge, où le Dinantien est surépaisse suite à son écaillage (épaisseur de 900 m environ).

Dans l'avant-pays brabançon, la partie supérieure du Dinantien est tronquée car érodée sous la Couverture Méso-Cénozoïque (domaine (c) ; Figure IV.45), le Dinantien présente des épaisseurs plus faibles, inférieures à 500 m. Au niveau de l'anticlinal du Mélantois-Tournaïs, son épaisseur résiduelle est de 100 m au minimum (Figure IV.40a). Au cœur du synclinal de Roubaix l'épaisseur peut atteindre 1000 m au maximum (Figure IV.40b).

A l'extrême sud de la zone d'étude (domaine (a) ; Figure IV.45), l'épaisseur du Dinantien tronqué par l'AMBt diminue progressivement vers le sud. Des épaississements sont toutefois visibles au sud-ouest de Cambrai (1000-1100 m) et au sud-est de Maubeuge (900 m). Au sud-ouest de Cambrai, cet épaississement interprété sur les profils sismiques et visible sur la coupe modélisée C2bis (Figure IV.41b) semble avoir une origine sédimentaire. Au sud-est de Maubeuge, l'absence de données contrignant le modèle ne permet pas la production d'une interpolation de qualité, ce secteur restant très interprétatif.

6.1.7. Limites, incertitudes et perspectives d'amélioration

La géométrie du toit du Dinantien est généralement bien contrainte dans la zone d'étude, notamment grâce à la répartition régulière des profils sismiques interprétés dans la partie sud du modèle et au grand nombre de forages (389) le traversant dans l'avant-pays brabançon au nord du modèle. Ce n'est cependant pas le cas pour la base du Dinantien. Seulement 14 forages atteignent la base du Dinantien dans l'avant-pays brabançon. La base du Dinantien est modélisée grâce à l'ajout de points de construction, non contraints par les données mais nécessaires pour la modélisation d'une géométrie cohérente. Ces points supplémentaires, bien qu'indispensables, représentent une source d'incertitude influençant à la fois la géométrie de la base du Dinantien et donc l'épaisseur du réservoir, mais également la géométrie de toutes les séries sous-jacentes. L'acquisition de données profondes serait utile afin de mieux contraindre l'épaisseur du Dinantien et la géométrie de sa base dans l'avant-pays brabançon.

Au sud de la zone d'étude, le Dinantien est affecté par un certain nombre de chevauchements. Ces structures ont été modélisées uniquement où elles sont contraintes par les données sismiques (failles finies, § B.3.3.), bien qu'elles puissent s'étendre plus loin latéralement, ce qui constitue une autre limite de la modélisation liée aux données disponibles.

A l'issue de la modélisation, plusieurs pistes d'amélioration futures peuvent être retenues. L'objectif du modèle étant de définir la géométrie du Dinantien prioritairement dans le nord de la France, seules les failles déformant les séries parautochtones en France dans l'avant-pays brabançon ont été modélisées. D'autres failles existent en Belgique mais n'ont pas été intégrées. De même, dans la région du bassin minier, seuls les chevauchements majeurs présents dans la partie orientale du BHNPC entre Douai et Valenciennes ont pu être modélisés dans le temps imparti. La définition des structures affectant la géométrie profonde du Dinantien sous la partie occidentale du BHNPC n'a pas été approfondie et mériterait de l'être dans de futurs projets.

6.1.8. Modelling the 3D geometry of the Dinantian carbonate geothermal reservoir in northern France

La modélisation de la géométrie 3D du Dinantien dans le nord de la France a fait l'objet d'une publication scientifique en 2021 dans le journal allemand ZDGG ("Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften – Journal of Applied and Regional Geology") :

Laurent, A., Beccaletto, L., Averbuch, O., Gravéreau, F., Lacquement, F., Carigt, S., Marc, S. & Capar, L. (2021). Modelling the 3D geometry of the Dinantian carbonate geothermal reservoir in northern France. Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0284>

Cet article fait partie d'une publication spéciale, réalisée dans le cadre du projet européen Interreg DGE-Rollout North-West Europe. Cette dernière regroupe les travaux de modélisation de la géométrie du réservoir géothermique dinantien réalisés par les différents partenaires du projet, en Irlande (Pracht et al., 2021), en Angleterre (Pharaoh et al., 2021), en France (Laurent et al., 2021b), en Belgique (Broothaers et al., 2021) et en Allemagne (Arndt, 2021).

L'article publié est présenté ci-dessous. Il définit la géométrie du toit du réservoir géothermique dinantien à partir de la description d'une carte des isohypses et d'une vue 3D du réservoir modélisé. Les résultats présentés dans cet article correspondent à un état préliminaire de la modélisation. Seules les failles de l'Artois et les failles dans l'avant-pays Brabançon sont prises en compte. Cet article ne prend pas en compte la modélisation des chevauchements varisques affectant le Dinantien et ses conséquences sur la géométrie des couches sous-jacentes.



Modelling the 3D geometry of the Dinantian carbonate geothermal reservoir in northern France

Aurore Laurent¹, Laurent Beccaletto², Olivier Averbuch¹, Fabien Graveleau¹, Frédéric Lacquement², Séverine Caritg², Stéphane Marc² & Laure Capar^{2*}

Laurent, A., Beccaletto, L., Averbuch, O., Graveleau, F., Lacquement, F., Caritg, S., Marc, S. & Capar, L. (2021): Modelling the 3D geometry of the Dinantian carbonate geothermal reservoir in northern France. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 172: 293–305, Stuttgart.

Abstract: The current research project aims at better characterising the 3D geometry of the main deep geothermal reservoir in northern France: the Dinantian karstic and brecciated limestones (lower Carboniferous, Mississippian). The detailed 3D geometry of this buried reservoir in the region has been investigated here through the integration of a large database including 1,128 boreholes and 532 km of reprocessed and interpreted seismic reflection profiles. This geological information was then interpolated in a 3D structural model using the GeoModeller software. Despite residual uncertainties related to the time-depth conversion procedure of the seismic data as well as the interpolation process, it provides an image of the 3D geometry of the Dinantian sequence at depth with an unprecedented resolution.

The 3D modelling indicates that the Dinantian reservoir is rather continuous and extends over an area of approximately 7,675 km² in northern France-southwestern Belgium. Interestingly, we document that the Dinantian reservoir extends at least 30 to 40 km south or southwest of the coal basin area as indicated by the geometry of its cut-off line with the major frontal and lateral ramps of the Allochthon Main Basal Thrust of the Northern Variscan Front. From the Lille metropolitan area, where the Dinantian is rather shallow (depth lower than 200 m), the Dinantian reservoir strongly deepens southward as it reaches 1,000–3,000 m depth beneath the coal basin district and a maximum depth of about 7,000 m at the southern end of the study area.

Keywords: 3D structural modelling, Dinantian geothermal reservoir, Northern Variscan thrust front

1. Introduction

Over the last few decades, growing societal awareness regarding the need to turn to renewable energies has led to the implementation of new energy policies. Following the Paris Agreements for climate change in 2015, governments are committed to massively invest into and develop renewable energies in the coming decades. Among this renewable energy package, geothermal energy is probably one of the less known, although it is locally of major importance. Numerous projects for the development of deep geothermal energy have thus been launched recently both at the European level, such as the Interreg North-West Europe DGE-ROLLOUT project, and at the regional scale, e.g. the Hauts-de-France region in northern France.

In the Hauts-de-France region (northern France), the populated Nord-Pas-de-Calais (NPC) coal basin district (1.5 million inhabitants), located above the fossil deformation front of the Variscan Orogen, constitutes an interesting target for the

development of low-temperature deep geothermal energy. Such orogenic fronts have long been favoured targets for the exploration and exploitation of hydrocarbons and coal. It was particularly the case of the NPC Molasse foreland basin explored and exploited for coal production during the 19th–20th centuries. More recently, however, they have raised major interest for deep geothermal applications. Indeed, in such geological setting, potential rock reservoirs can be buried at a few kilometres depth beneath the foreland basin, thereby creating favourable conditions for the generation of high-temperature waters. This is, for example, the case in Bavaria, Germany, near Munich, where high-temperature geothermal fluids (80–140 °C) are extracted beneath the Alpine molassic basin (Farquharson et al. 2016).

In late Carboniferous times, the development of the Variscan NPC Molasse foreland basin led to the burial of the pre-orogenic sequence up to few kilometres depth in northern France; the region-wide Dinantian (Lower Carboniferous) carbonate units are part of this buried pre-orogenic se-

* Addresses of the authors:

¹Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187 – LOG – Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France (aurore.laurent@univ-lille.fr / olivier.averbuch@univ-lille.fr / fabien.graveleau@univ-lille.fr)

²BRGM, F-45060 Orléans, France (l.beccaletto@brgm.fr / f.lacquement@brgm.fr / s.caritg@brgm.fr / s.marc@brgm.fr / l.capar@brgm.fr)

quence. Due to their highly fractured and karstified character, they constitute the main target reservoir for the exploitation of deep geothermal energy in northern France. This reservoir is already exploited in Belgium in the Hainaut coal district area, that is the eastward prolongation of the NPC coal district area, where the water temperature in the three geothermal wells of Douvrain, Ghlin and Saint-Ghislain reaches 60–70 °C (e.g. [Delmer 1982; Licour 2012](#)). In northern France, the Dinantian reservoir has only been observed through boreholes and its geothermal potential is not well constrained. A few geothermal anomalies have been recorded in the NPC coal basin district at the source of Saint-Amand-les-Eaux (23 °C) and near Lens in the mining boreholes of Lens n°10 and Meurchin n°2 (40 °C at 240–335 metres depth; [Becq-Giraudon 1983](#)). During the 1980s, a geothermal exploration well was drilled at Condé-sur-l'Escaut, less than 20 kilometres from the Belgian productive geothermal wells, without finding any geothermal evidence. This highlighted the geographical variability of the geothermal potential in the region, most probably related to both the hydrodynamics within the Dinantian reservoir and the complex structure and fault network along the Northern Variscan Front.

In this general context, our study aims at defining the 3D geometry of the buried Dinantian carbonate reservoir in northern France. It is based on the 3D modelling of the structure of the Northern Variscan Front in northern France–southwestern Belgium, using the GeoModeller software. This 3D model integrates a large database, comprising 532 kilometres of reprocessed seismic reflection profiles, 1,128 boreholes as well as local structural data. A depth structural map of the top of the Dinantian reservoir in the study area has been generated as a result of the modelling process. This 3D modelling approach allows defining the extension and depth of the Dinantian carbonate reservoir with an unprecedented resolution and thereby represents the first step towards assessing the geothermal potential in the region.

2. Geological setting

2.1 The Dinantian carbonate sequence in northern France

In NW Europe, the Dinantian carbonate units (Lower–Middle Mississippian, 359–331 Ma) are known all around the lower Palaeozoic London-Brabant Massif. They extend from Ireland via England to the Netherlands and from northern France via Belgium to western Germany ([Arndt 2021; Broothaers et al. 2021; Pharaoh et al. 2021; Pracht et al. 2021](#)). In northern France, the Dinantian units and the entire Palaeozoic substratum are generally covered, unconformably, by a 100–200 metres thick Cretaceous-Tertiary sequence, deposited along the northern border of the Paris Basin (Fig. 1). The Dinantian sequence is thus mainly constrained through boreholes (see reference wells in Fig. 2a), and on a few outcrops localised in the Boulonnais (English

Channel borders) and Avesnois regions (western end of the Ardennes Massif) as well as in the Mons-Tournai area (southwestern Belgium) (Fig. 1).

In the NPC coal district area (northern France) and in the Hainaut region (southwestern Belgium), the known thickness of the complete Dinantian series varies between 600 m in the area of Jeumont ([COPESEP 1965](#)) and 2,600 m in the area of Saint-Ghislain ([Groessens et al. 1982](#)). The lower Dinantian or Tournaisian (Lower Mississippian, 359–347 Ma), is well documented in the boreholes Tournai, Vieux-Leuze ([Coen-Aubert et al. 1980](#)) and Saint-Ghislain ([Groessens et al. 1982](#)) (Fig. 2a). It consists of shales, calcareous shales with crinoidal beds and crinoidal limestones with argillaceous intervals and cherty layers ([Poty et al. 2001; Hance 2006a](#)) (Fig. 2c). At its base, the uppermost Devonian-lowermost Tournaisian is characterised by sandstones, dolomitic sandstones, shales, dolomitic limestones and sandy limestones. The upper Dinantian or Visean (Middle Mississippian, 347–331 Ma) consists mostly of bioclastic and crinoidal dolomites and limestones. It usually comprises thick intervals of brecciated limestones with stromatolitic levels ([Groessens et al. 1982; Poty et al. 2001; Hance et al. 2006b](#); Fig. 2c). The extensive brecciated character of the Visean limestones is attributed to the polyphased, long-term dissolution of interstratified evaporite sequences during the successive events of burial of the Dinantian rocks ([Rouchy et al. 1986, 1987; De Putter 1995; De Putter et al. 1994](#)). Thick residual levels of anhydrite are locally preserved in the Visean series of the Epinoy and Saint-Ghislain boreholes ([Delmer 1977; Rouchy et al. 1986, 1987; De Putter et al. 1991, 1994](#)); where anhydritic levels are present, brecciated limestones are more scarce ([Licour 2012](#)). The heterogeneity and fractured character of the Visean brecciated limestone sequence together with its higher tendency for local karstification make this unit the main geothermal target in the N France-Hainaut area.

From a palaeogeographical point of view, the Dinantian series of northern France (Lille and NPC coal district area) and southwestern Belgium (Mons-Tournai area) were deposited in a marine shallow-water carbonate environment at the southern margin of the Laurussian continental block. Overall, it evolved from a south-facing ramp in the early Tournaisian to a rimmed shelf during the late Tournaisian-early Visean ([Hance et al. 2001, 2006a; Poty et al. 2001](#)). During the mid–late Visean, this carbonate sequence deposited on a broad shelf of regional extent. A polarity inversion occurred in the middle Visean (Livian): facies characteristics of a more restricted marine environment (e.g. anhydrite, stromatolitic facies) deposited to the south while open marine facies deposited to the north ([Hance et al. 2001, 2006b; Poty et al. 2001](#)). This change reflects the first effects of the northward propagating uplift associated to the tectonic inversion of the Laurussian margin and the subsequent development of the Variscan thrust front.

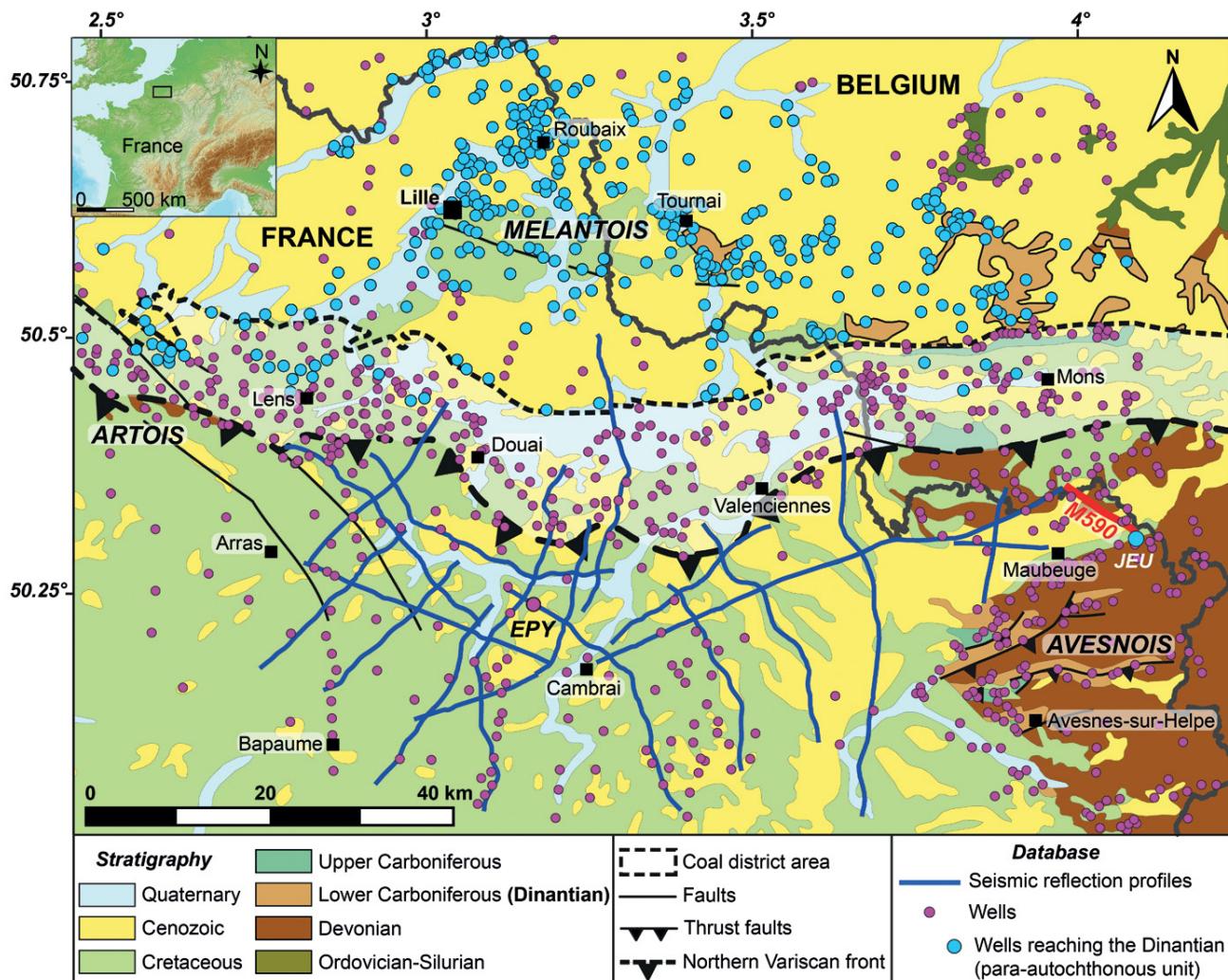


Fig. 1: Simplified geological map of the modelled area extracted from the geological map of France (Chantraine et al. 2003) reporting the location of the boreholes and seismic reflection profiles used to produce the 3D model. Dinantian outcrops in the Brabant Para-autochthonous Unit (Belgium) have been delimited by a thick black line. Borehole legend: EPY – Epinoy; JEU – Jeumont.

2.2 Structural framework

The Dinantian units developed as part of a large-scale post-rift transgressive carbonate platform onto the slowly subsiding southern Laurussian margin from the late Eifelian to the Visean (Meilliez et al. 1991; Mansy et al. 1999). This large platform recorded the long-term thermal subsidence of the proximal southern margin of the Laurussian continent following a major rifting phase that took place from Early (Lochkovian) to Middle Devonian (Eifelian) (Meilliez et al. 1991; Franke 2000; Shail & Leveridge 2009). This rifting event triggered the opening of the Rheno-Hercynian Ocean in between the northern Laurussian margin and the southern Armorica-Saxo-Thuringia continental blocks. The syn-rift subsidence of the Laurussian margin was marked by normal faulting oriented along two main directions: i.e. N50-70° and N110-130° (Meilliez et al. 1991).

From Late Devonian onward, tectonic kinematics changed and the subsequent N–S convergence between Avalonia and the Armorica-Gondwana accretion complex led to the progressive southward subduction and closure of the Rheno-Hercynian Ocean and to the collision of the surrounding margins during the middle Visean (ca. 340 Ma; Cazes et al. 1985; Averbuch & Piromallo 2012 ; Franke et al. 2017). This Variscan collision stage, characterised by an overall NNW–SSE shortening, lasted about 35 Ma until the Middle Pennsylvanian (ca. 305 Ma) and led to the gradual tectonic inversion of the southern Laurussian margin (e.g. Oncken et al. 1999, 2000; Averbuch et al. 2004; Averbuch & Piromallo 2012). It resulted in the development of a north-vergent thrust system extending in northern France from the Channel borders (Boulonnais) to the Avesnois region (Maubeuge area in Fig. 2; Cazes et al. 1985; Raoult & Meilliez 1987; Averbuch et al. 2004).

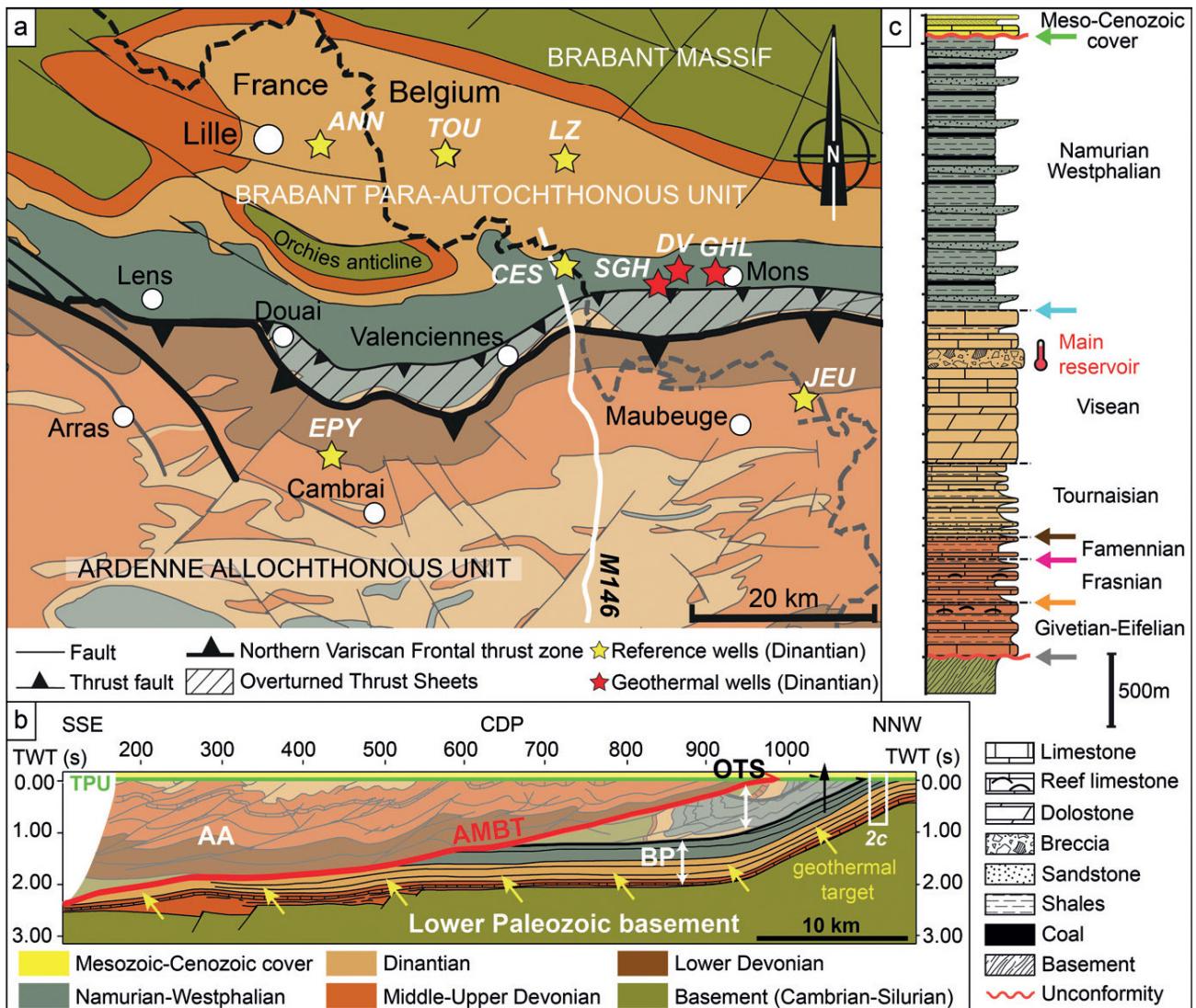


Fig. 2: (a) Structural map of the Variscan basement in the modelled area (modified from CFP et al. 1965 and Averbuch et al. 2004). Only the geological levels modelled in 3D are represented in full colours (i.e. Brabant Para-autochthonous Unit). The reference wells correspond to the deep boreholes used to define and describe the Dinantian in northern France-southwestern Belgium. Borehole legend: ANN – Annapes; CES – Condé-sur-l’Escaut; DV – Douvrain; EPY – Epinoy; GHL – Ghlin; JEU – Jeumont; LZ – Leuze; SGH – Saint-Ghislain; TOU – Tournai. (b) Interpretation of the M146 seismic profile (location in Fig. 2a), illustrating the structure of the Northern Variscan Front in the area of Valenciennes (modified from Lacquement et al. 1999 and Mansy & Lacquement 2006). AA – Ardenne Allochthonous Unit; AMBT – Allochthon Main Basal Thrust; BP – Brabant Para-autochthonous Unit; OTS – Overturned Thrust Sheets; TPU – Top Palaeozoic Unconformity. (c) Synthetic lithostratigraphic log of the Brabant Para-autochthonous Unit in northern France-southwestern Belgium. Indicated thicknesses have been defined based on the data of the reference boreholes in the region (Fig. 2a). The coloured arrows point at the geological surfaces interpreted in seismics (Fig. 3) and modelled in 3D. Main Dinantian geothermal reservoir is indicated.

The Dinantian carbonate units of northern France were primarily deformed during the Variscan orogenic cycle. Subsequent deformation events (i.e. the late Carboniferous-Permian and Late Jurassic-Early Cretaceous rifting episodes as well as the Tertiary inversion related to the far-field accommodation of the Alpine-Pyrenean shortening) produced only second-order structures, mostly localised along the Artois-

Boulonnais hills (western limit of the area under study) and the Mélantois dome (between Lille and Tournai) (e.g. Mansy et al. 2003; Minguez et al. 2010 and references therein). Beneath the Mesozoic-Cenozoic cover, the Dinantian series are incorporated within three major structural units involved in the northern Variscan thrust front (from north to south): the Brabant Para-autochthonous Unit, the Overturned Thrust

Sheets and the Ardennes Allochthonous Unit (Fig. 2a; [Meilliez & Mansy 1990](#); [Mansy et al. 1997, 1999](#); [Lacquement et al. 1999](#)).

The Brabant Para-autochthonous Unit corresponds to the slightly deformed part of the Laurussian continental margin. It is formed by the Middle Devonian to lower Carboniferous (late Eifelian–Visean) post-rift transgressive cover of the Brabant lower Palaeozoic basement and by the overlying synorogenic molasse (Fig. 2c), deposited along the Northern Variscan foredeep during the Late Mississippian–Middle Pennsylvanian (Namurian–Westphalian, 325–305 Ma; Fig. 2a). In northern France, this basin, known as the NPC coal basin, involves an up to 3.5 km thick molasse sequence made of an alternation of fluvio-deltaic and paralic deposits ([Bouroz 1969](#); [Becq-Giraudon 1983](#); [Delmer et al. 2001](#)). This structural unit displays an overall monoclinal geometry with a general gentle southward dip (5–10°; Fig. 2b) due to the flexural response of the foreland to thrust loading. North of the emergence of the frontal thrust zone, it displays however a major flexure allowing for the exhumation of the Palaeozoic substratum directly below the Mesozoic–Cenozoic cover (the Orchies anticline in Fig. 2a).

To the south, the Brabant Para-autochthonous Unit is overthrust by the Ardenne Allochthonous Unit along a major crustal-scale thrust zone (Figs. 2a, b; [Raoult 1986](#); [Meilliez & Mansy 1990](#); [Mansy et al. 1997](#); [Lacquement et al. 1999](#)). The latter is referred to, in this paper, as the Allochthon Main Basal Thrust (AMBT). Its emerging part, which delimits the southern extension of the coal district area, is usually known as the Midi Fault ([Meilliez 2019](#) and references herein). The Ardenne Allochthonous Unit is composed of a more complete and thicker Lower Devonian to Dinantian sequence than the Brabant Para-autochthonous Unit due to its more distal palaeogeographic position on the southern Laurussian margin. The allochthonous unit forms part of a typical fold-and-thrust belt with an overall E–W to ENE–WSW trend in the area under study ([Khatir et al. 1988](#); [Meilliez & Mansy 1990](#); [Mansy & Meilliez 1993](#); [Lacquement 2001](#); [Moulouel 2008](#)). In northern France, restoration of the margin geometry before compression suggests that the Ardenne Allochthonous Unit was displaced over at least 60–70 km northward along the main frontal thrust zone ([Raoult & Meilliez 1987](#); [Lacquement et al. 1999](#); [Mansy et al. 1999](#); [Laurent et al. 2021](#)). This intense deformation is emphasised by the existence of thrust sheets characterised by a complex and overall overturned geometry between the Brabant Para-autochthonous Unit and the Ardenne Allochthonous Unit ([Bouroz et al. 1961](#); [Delmer 1997, 2003](#); [Mansy et al. 1997](#); [Lacquement et al. 1999](#); Fig. 2b). These so-called “Overturned Thrust Sheets” (OTS) consist of a folded Silurian to upper Carboniferous sequence affected by a series of second-order NNW-vergent forelimb thrusts ([Bouroz 1950](#); [Le Gall 1994](#); [Meilliez 2019](#)). This typical structural style is depicted in the N–S cross-section of Fig. 2b, based on the interpretation of the reference M146 seismic profile in the Valenciennes area ([Mansy et al. 1997](#); [Lacquement et al. 1999](#); [Laurent et al. 2021](#)).

3. Data and methodology

3.1 Selection of the seismic and well data

The 3D geometry of the Dinantian carbonate reservoir in the NPC coal district area and its southward extension below the Ardenne Allochthonous Unit has been investigated by modelling the 3D structure of the Northern Variscan Front in northern France and southwestern Belgium (Hainaut area). The study area extends over 125 km E–W, from the Hainaut coal basin district in the east to the Artois region in the west, and over 86 km N–S, from the northerly Roubaix–Tourcoing cities to the southern limit of the Nord-Pas-de-Calais region (Fig. 1). It represents a surface area of 10 750 km².

A large database including mainly seismic reflection and well data was compiled prior to the 3D modelling process. 21 seismic reflection profiles, acquired during the onshore oil exploration of the northern Paris Basin (France) in the 1980s, have been reprocessed by the BRGM–French Geological Survey (static corrections, velocity analysis, noise attenuation, pre-stack time migration) and interpreted within the scope of this study (Fig. 1). Given the acquisition parameters used in the surveys (recording length up to 5 seconds two-way-time), the estimated depth of investigation is around 7 to 8 km and the vertical resolution of seismic imaging is approximately 25–30 metres. Seismic lines represent a total length of 532 km and cover an area of approximately 5,130 km² over the allochthonous and para-autochthonous units (Fig. 1). The seismic profiles cross the region along various orientations allowing their interpretation to provide an updated image of the 3D structure of the Dinantian carbonate platform in the investigated area. The seismic interpretation was carried out using the IHS Kingdom Software. The targeted geological surfaces have been identified in seismics by calibrating and tying seismic and well data. Synthetic seismograms have been produced using the velocity data from the Epinoy and Jeumont boreholes (Fig. 1), which are the only wells of sufficient depth in the vicinity of the seismic lines to cross the targeted geological levels (see the example of the seismic-well tie between the Jeumont borehole and the M590 seismic profile in Fig. 3a). Several geological horizons and faults have been interpreted (Fig. 2c), with a special focus on the Dinantian carbonates and the regional structural pattern (see [Laurent et al. 2021](#) for further details).

In addition to the seismic data, 1,128 boreholes reaching the Palaeozoic basement have been selected in northern France and southwestern Belgium and included in the database (Fig. 1). A methodical screening process limited to one borehole in a 500 m radius was applied in order to collect as much relevant well data as possible, while avoiding redundant and excessive information. Among the 1,128 selected boreholes, 389 reach the Dinantian in the Brabant Para-autochthonous Unit (Fig. 1). All but one (Jeumont) of these boreholes are located north of the Variscan front. South of the Variscan front, where the underthrust Dinantian units deepen below the thick Ardenne Allochthonous Unit, only the seismic data provides information at

depth, thus reflecting the complementarity of seismic and well data (Fig. 1).

Finally, our database was completed with structural data from the geological maps of France (1: 1,000,000; Chantaine et al. 2003) and Wallonia (Belgium) (1: 25,000, "Carte géologique de Wallonie", Programme de révision de la Carte géologique de Wallonie), such as azimuth and dip values and stratigraphic contacts (see the Dinantian outcrops highlighted in Fig. 1). A digital elevation model (DEM) with a resolution of 25 metres (EU-DEM v1.1 from the Copernicus Land Monitoring Service), provided the required topographic information (Fig. 4).

3.2 Time-depth conversion of the seismic data

Seismic horizons interpreted in time (Fig. 3a) have been converted to depth before being integrated into the 3D model. To do so, several time-depth (TD) conversion methods have been tested: (1) time-depth conversion using the seismic stacking velocities, obtained from the reprocessing of the seismic profiles in time; (2) time-depth conversion based on the migration velocities used for the pre-stack depth migration (PSDM) of six seismic profiles, carried out as part of the

Interreg North-West Europe DGE-Rollout project; and (3) layer-cake time-depth conversion using interval velocities obtained from well data.

The accuracy of the different methods could only be checked and compared at the very few wells located in the vicinity of the seismic lines and deep enough to cross the geological surfaces of interest, particularly the Epinoy and Jeumont boreholes (Fig. 1). This relatively limited well control constitutes the main limitation of this procedure.

After comparing the results of all three methods, the layer-cake TD conversion was chosen to maintain 3D consistency between the profiles and the well data. This method is based on the principle that a constant velocity is attributed to each layer displaying similar velocity behaviour (Marsden 1989). The velocity behaviour is defined by lithologies and rock properties and the interval velocity of a given layer corresponds to the mean velocity within this layer:

$$V_{int} = \frac{Z_{base} - Z_{top}}{OWT_{base} - OWT_{top}} \quad \text{Eq. 1}$$

with OWT = one-way time, Z = depth.

We therefore considered every geological level of the stratigraphic pile of the model (see 3.1) as a distinct layer with a constant interval velocity in the entire study area (Fig.

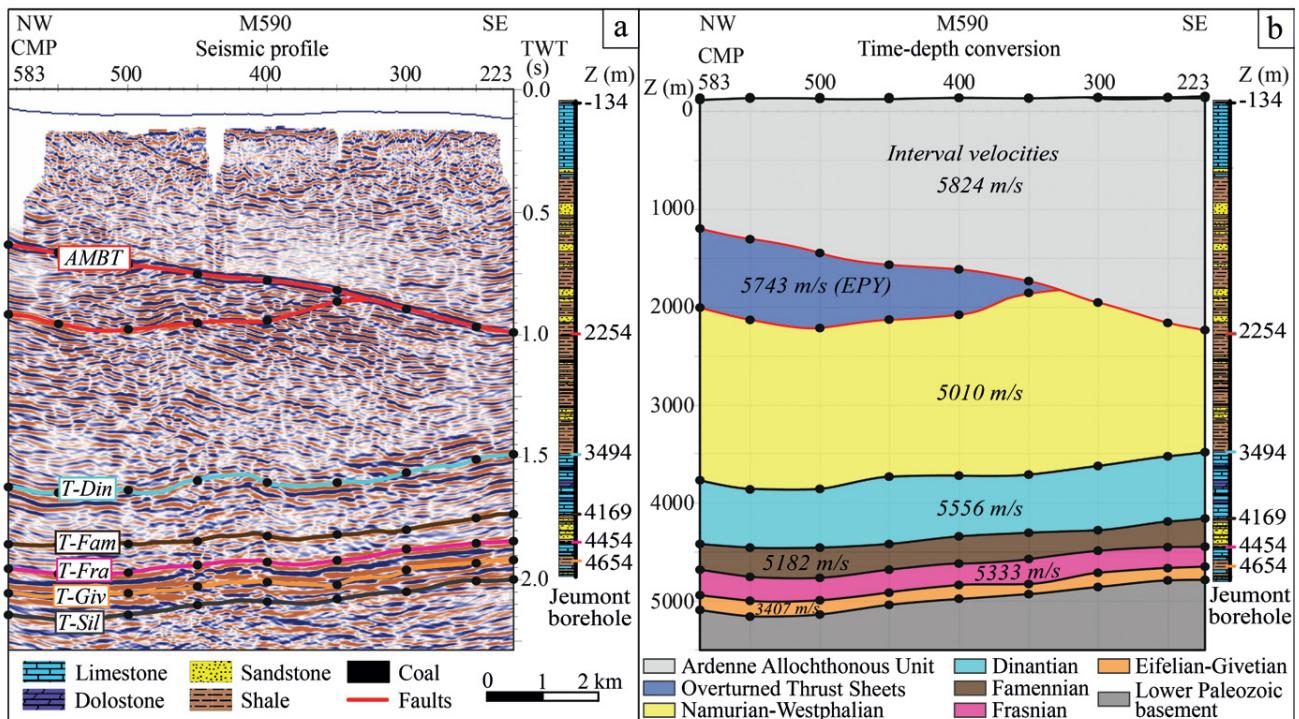


Fig. 3: (a) Geological interpretation of the M590 seismic reflection profile. The profile is highlighted in red in Fig. 1. The Jeumont borehole has been tied to the seismic line by generating a synthetic seismogram using well log data (Sonic log). The black dots show the time data points converted in depth using the interval velocities. AMBT – Allochthon Main Basal Thrust; T-Din – Top Dinantian; T-Fam – Top Famennian; T-Fra – Top Frasnian; T-Giv – Top Givetian; T-Sil – Top Silurian. (b) Time to depth conversion of the M590 seismic reflection profile using the interval velocities of the Jeumont borehole. Note that the interval velocity of the Overturned Thrust Sheets comes from the Epinoy borehole (EPY).

3b). The interval velocities in the Brabant Para-autochthonous Unit and in the Overturned Thrust Sheets have been computed from the data of the only two wells crossing these units, respectively the Jeumont and Epinoy boreholes (Fig. 1). The interval velocity in the Ardenne Allochthonous Unit corresponds to a mean value calculated from the data of both wells. Finally, to ensure a better geological consistency, a different interval velocity in the Mesozoic-Cenozoic cover has been computed for each line, using the data from nearby boreholes. The interpreted seismic horizons have then been converted to depth step by step from the shallowest (base of the Meso-Cenozoic cover) to the deepest one (top of the lower Palaeozoic basement), using a sampling rate of 50 CMP (common midpoint) (i.e. every 1,250 metres) along each seismic profile. Fig. 3b illustrates an example of TD conversion of the M590 profile, close to the Jeumont borehole.

Like any other TD conversion method, the layer-cake TD conversion has some limitation. First, because the interval velocities are computed based on the data of only two boreholes, the TD conversion of the seismic profiles does not take into account the potential lateral variations of lithologies and rock properties. Therefore, uncertainties increase as distance from the reference boreholes increases. However, considering the lithologies described in the boreholes, the facies variations are very likely not significant enough at the regional scale to have a major impact on the velocity behaviour of the different units.

3.3 3D modelling workflow

The 3D modelling of the Dinantian carbonate reservoir was carried out using the GeoModeller software developed by the French Geological Survey (BRGM) and Intrepid Geophysics Company (www.intrepid-geophysics.com). The modelling method used in this software, referred to as the “potential-field method” (Lajaunie et al. 1997), was specifically designed to compute the geological surfaces and volumes based on both stratigraphic contact points and orientation points (azimuth, dip and polarity values) from geophysical, structural and well data (Fig. 4). It uses a cokriging algorithm to interpolate a 3D potential-field scalar function describing the geology of the study area (Lajaunie et al. 1997; Chilès et al. 2004; Aug et al. 2005; McInerney et al. 2005; Calcagno et al. 2008; Maxelon et al. 2009).

A stratigraphic pile incorporating the main regional geological levels has been established in order to best define the 3D structure of the Northern Variscan Front. Each geological formation of the stratigraphic pile has been assigned to a rule, either “Erode” or “Onlap”, defining its relationship with older formations. The stratigraphic column includes from base to top: The lower Palaeozoic basement (onlap), the Middle Devonian (erode), the Frasnian (onlap), the Famennian (onlap), the Dinantian (onlap), the Namurian-Westphalian (onlap), the OTS (erode), the Ardenne Allochthonous Unit (erode) and the discordant Mesozoic-Cenozoic cover (erode) (see Figs. 2b, c). By defining the stratigraphic pile and the relationship

rules, the geological history of the study area is automatically taken into account during the modelling process, making it easy to try out different interpretations.

Once the stratigraphic pile of the model was created, the input database described above (3.1) was integrated to the GeoModeller Software (Fig. 4). The fault network and the fault interactions with the different series have been established using the specific features of the GeoModeller software. Stratigraphic horizons and faults were then modelled step by step so that they match structural, seismic and well data. In areas where the geometry of the modelled surfaces was geologically inconsistent, especially in areas with no or insufficient data, 3D construction points were added to the dataset on horizontal and vertical cross-sections. This ensured the 3D structural consistency of the model. At the end of the modelling process, depth structural maps have been extracted from the model using a grid cell size of 250 m (Fig. 4).

4. 3D geometry of the top of the Dinantian carbonate reservoir: results and discussion

The 3D geometry of the Dinantian carbonate reservoir in northern France-southwestern Belgium is presented in this paper through the detailed analysis of the 2D depth structural map of the top of the Dinantian limestones (Fig. 5). It is important to notice that the top of the Dinantian unit is of variable geological nature (domains [a], [b] and [c] in Fig. 5 inset) from south to north. The top Dinantian corresponds to the stratigraphic Dinantian-Namurian boundary in domain [b], it is a truncation limit southward in domain [a] and an erosive limit northward in domain [c]. To the south, the truncation limit corresponds to the tectonic contact between the Dinantian and the overthrusting Ardennes Allochthonous Unit, i.e. the AMBT. To the north, the top limit of the Dinantian series is eroded and truncated by the discordant Mesozoic-Cenozoic cover. Thereby, north of the truncation line (domain [c] in Fig. 5), the modelled geological surface represents the Dinantian-Cretaceous unconformity or Top Palaeozoic Unconformity (TPU).

In the study area, the Dinantian sequence extends over a surface area of approximately 7,675 km² (Fig. 5). Interestingly, it extends at least 30 to 40 kilometres south of the coal district area beneath the Ardenne Allochthonous Unit. Additionally, the Dinantian sequence is absent west of Arras, because it is truncated in the Artois region by the lateral ramp of the AMBT. The few tightened contour lines south of the cutoff line indicate a stronger dip of the truncated top of the Dinantian unit and therefore of the AMBT. These observations corroborate previous studies (Minguely 2007), showing that the main frontal thrust is steeper in the Artois region (20°) than in the NPC coal basin area (5–10°). To the north, beneath the unconformable Mesozoic-Cenozoic cover (area [c] in Fig. 5), the Dinantian extends beyond the Roubaix and Tournai cities and edges the Brabant Massif in Belgium.

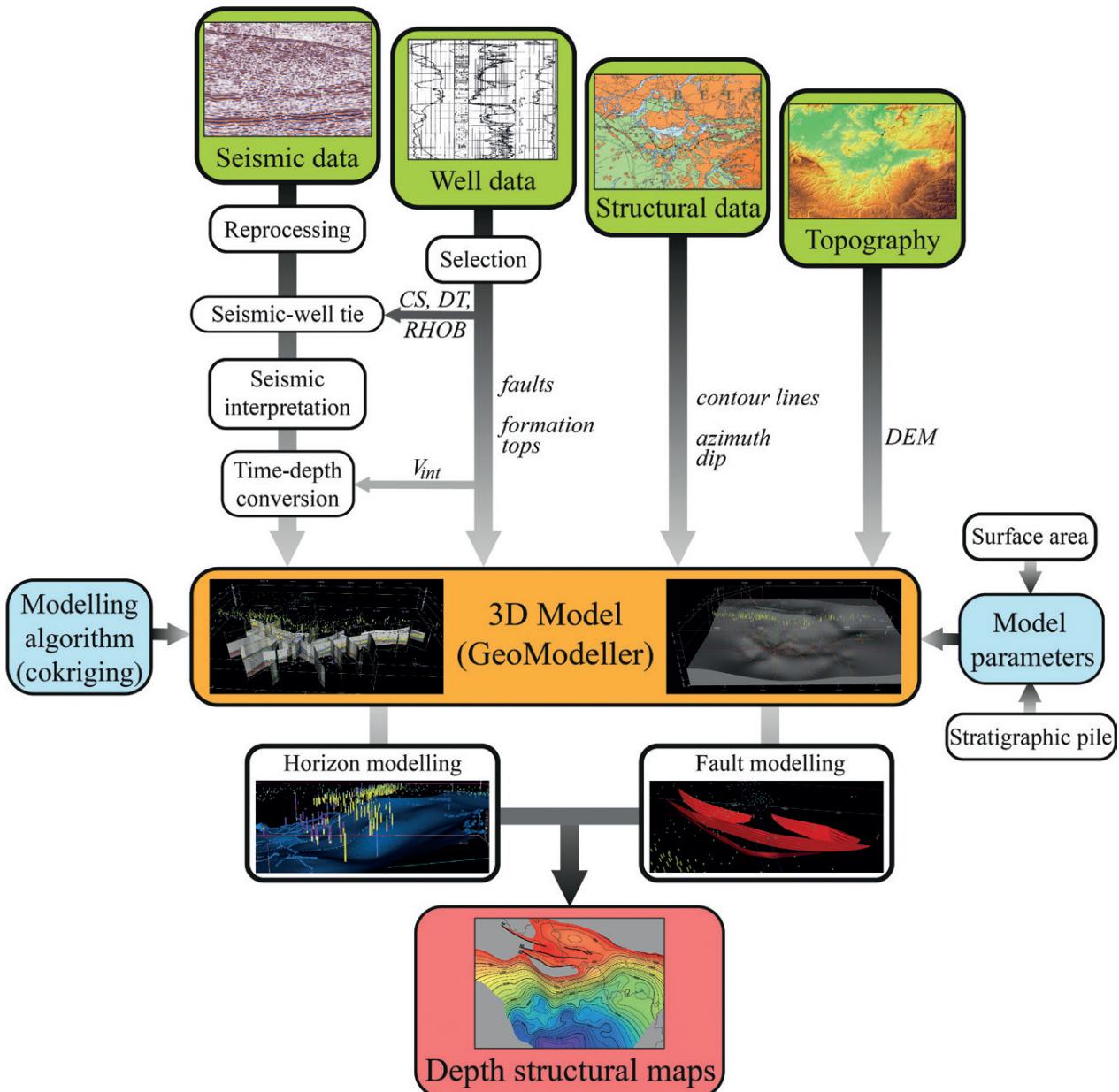


Fig. 4: Flow chart of the methodology implemented to model the 3D structure of the Dinantian reservoir. CS – checkshots; DEM – Digital Elevation Model; DT – sonic log; RHOB – density log; Vint – interval velocities.

Overall, the Dinantian series deepens southward. The modelled top-Dinantian surface has a maximum elevation of 122 metres in Belgium, northeast of Mons, and reaches a maximum depth of ~7,000 metres at the southern end of the study area. In the Lille-Tournai metropolitan area, where the Dinantian reservoir is exploited for its natural water resources, the structure of the Dinantian is well constrained by numerous wells (Fig. 5) and some localised outcrops (Tournai area, Belgium). Reservoir depth varies slightly and does not exceed 150 metres, which is related to the sub-tabular character of Dinantian layers (dips below 10°). Due to the shallow depth and slight dip variations, the modelled surface

appears flat in 3D at the regional scale (Fig. 6). In this area, the top of the Dinantian, as well as the entire Palaeozoic substratum and the Mesozoic-Cenozoic cover, forms a gentle dome (the Melantois-Tournaisis anticline) oriented along a N100-110° axis between Lille and Tournai (Fig. 5) (e.g. Hennebert & Doremus 1997a, b; Hennebert 1998). The Melantois-Tournaisis anticline is affected by two reverse faults of limited offset, oriented along a N100-110° direction: from north to south, the Gaurain-Ramecroix Fault (GRF) and the Haubourdin Fault (HF) (or Rumes Fault in Belgium). According to previous studies (e.g. Hennebert 1998; Minguely 2007), these faults initiated during a transtensive late Var-

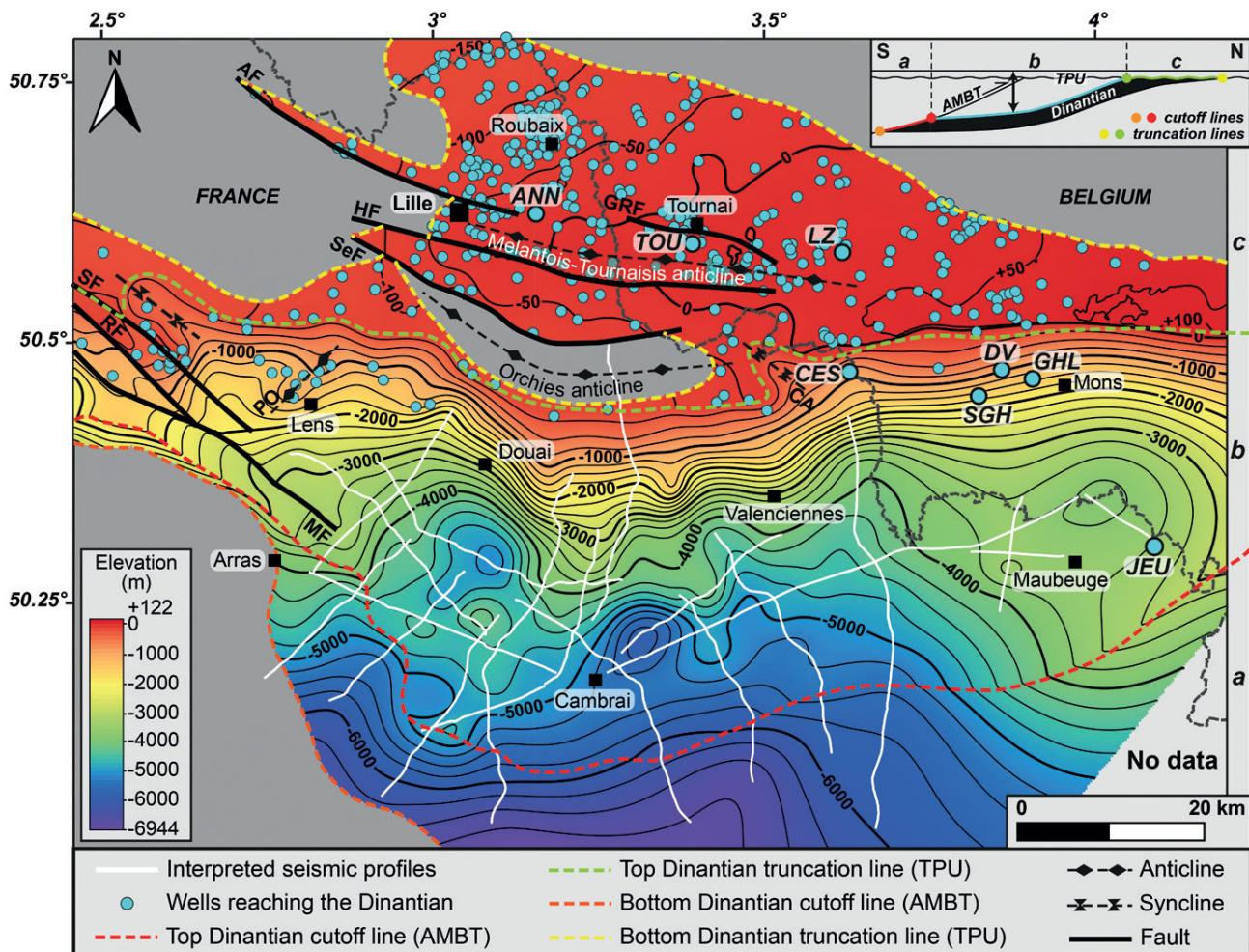


Fig. 5: Depth structural map of the top of the Dinantian, extracted from the 3D model. Grid cell size: 250 m. Faults and folds legend: AF – Armentieres Fault; CA – Chateau L’Abbaye syncline; GRF – Gaurain-Ramecroix Fault; HF – Haubourdin Fault; MF – Marqueffles Fault; PO – Poil d’Ours anticline; RF – Ruitz Fault; SF – Sains Fault; SeF – Seclin Fault. Borehole legend: same as Fig. 2a.

scan event and were reactivated as reverse faults during the Cenozoic as a result of the far-field accommodation of the Alpine-Pyrenean shortening. The general antiform would have developed as the result of this late shortening phase.

South of the Lille-Tournai metropolitan area, the monoclinal geometry of the Dinantian series rapidly deepens beneath the coal basin. According to our model, its depth ranges from 0 to approximately 3,000 metres between the northern and southern boundaries of the NPC coal district area. A major flexure is visible in the area of the NPC coal district, where the slope is steeper (10–30°) than in the rest of the region (5–10°), as shown by the tightened contour lines (Fig. 5). A slope break at the northern edge of the coal basin district is clearly apparent in 3D (top Dinantian truncation line in Fig. 6). Maximum dips ranging between 20 and 30° have been recorded near Douai and Valenciennes. This major flexure is associated to the exhumation of the Dinantian and Palaeozoic substratum directly below the Mesozoic-Cenozoic cover along the N90–120° striking Orchies anticline. This

anticline is bounded to the north by the north-dipping Seclin normal fault (SeF) having a similar orientation. It is suggested that this uplift of the Brabant foreland may have been caused by the Variscan reactivation as back-thrusts of deep south-vergent Caledonian thrusts in the basement (Minguely et al. 2008).

Localised folds are noticeable in some parts of the coal basin district, such as the Chateau L’Abbaye syncline (striking N120°) and the Poil d’Ours anticline (striking N50°) (Fig. 5). At the western end of the coal district area in the Artois region (west of Lens), the Dinantian carbonate reservoir is segmented by several steeply south-dipping faults striking N130°, from north to south: the Sains Fault (SF), the Ruitz Fault (RF) and the Marqueffles Fault (MF). Seismic studies in the Artois region (Minguely 2007; Minguely et al. 2010) suggested that these faults are rooting down onto Variscan thrusts at depth and that they were formed during the late Carboniferous-Permian extensional period by negative tectonic inversion of these Variscan thrusts. A second defor-

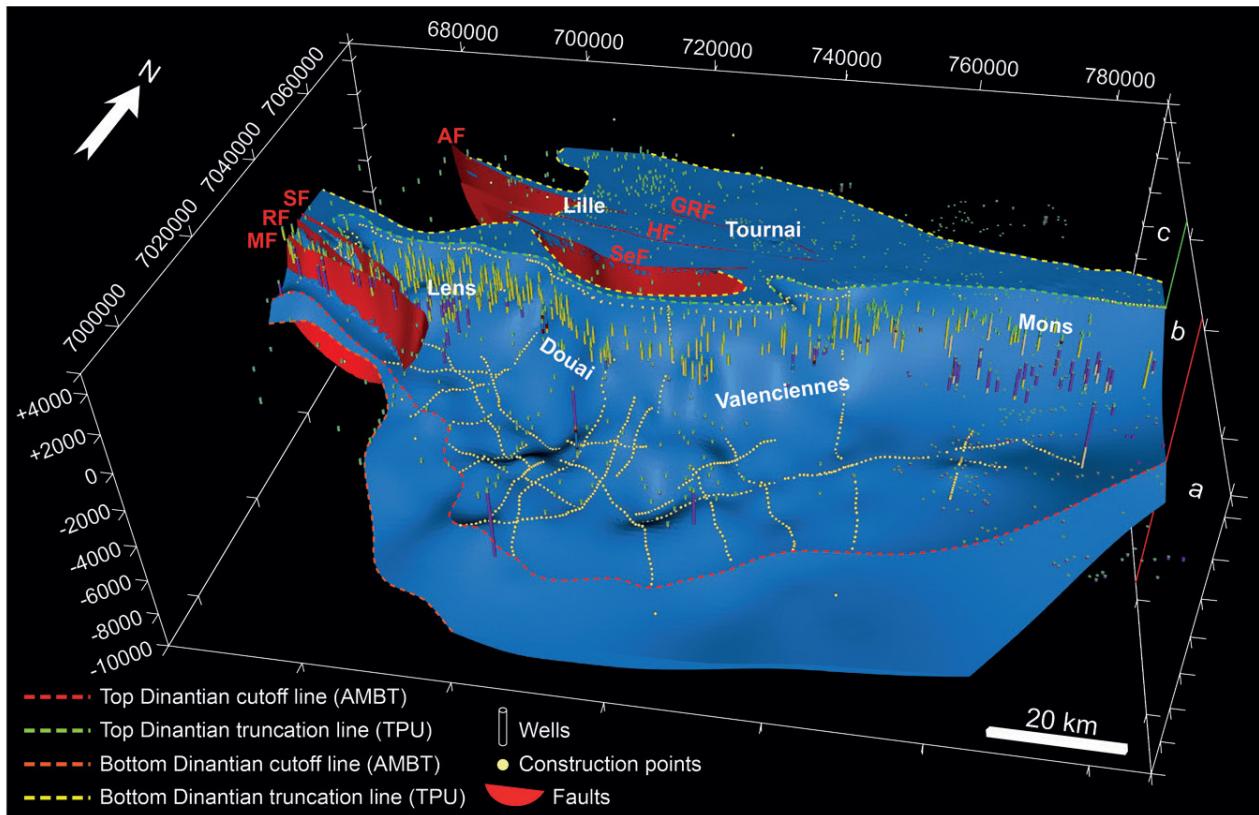


Fig. 6: 3D view of the top of the Dinantian modelled in the GeoModeller Software (grid cell size: 1,000 m, vertical exaggeration: x3). Coordinates are in French Lambert 93 and elevation values are in metres. Areas (a), (b) and (c) as well as the fault legend are defined in Fig. 5.

mation phase related to the far-field accommodation of the Alpine-Pyrenean shortening during the Tertiary would have resulted in the positive tectonic inversion of those faults as evidenced by the uplift of the Artois hills.

South of the coal district area, the Dinantian reservoir reaches depths approximately ranging from 3,000 to about 7,000 metres. The modelled geometry appears complex and irregular, especially in the Cambrai and Maubeuge areas. There, the interpretation of the deep seismic profiles revealed an intense deformation of the Dinantian series by deep Variscan thrusts. These thrusts would have a “décollement” level within the underlying Famennian shales and affected the entire para-autochthonous sequence (Laurent et al. 2021). At present-day, only the ramp-related fold structures at the hanging wall of those thrusts have been taken into account in our model, thus explaining the irregular geometry of the Dinantian series (the 3D modelling of the thrusts themselves and their implementation in the 3D model is still in progress).

Overall, in the study area, the top-Dinantian surface is structured along two main directions: N70-80° (e.g. the areas of Mons, Valenciennes, and Cambrai) and N110-130° (e.g. the area of Douai and SW of Maubeuge). Interestingly, our previous work based on the interpretation of the seismic data showed that the underlying southern Laurussian margin was

structured along the same structural axes in the study area (Laurent et al. 2021), which suggests that the Devonian synrift prestructure of the southern Laurussian margin had a major influence on the 3D configuration of the Variscan thrusts and of the resulting flexural behaviour of the under-thrust foreland.

The 3D modelling of the base of the Dinantian reservoir shows a similar geometry and structural trends. Preliminary results suggest major thickness variations of the Dinantian reservoir in the study area. Their origin, whether sedimentary or tectonic, remains difficult to identify before the final completion of the 3D model, and are not discussed in the present paper.

Further improvements are needed to produce a final representation of the 3D geometry of the Dinantian reservoir in northern France. They will include the 3D modelling of (1) deep Variscan thrusts interpreted in seismics that are affecting the Dinantian reservoir south of the coal district area, and (2) second-order faults known in the Brabant foreland. Particular attention will be paid to the modelling of the internal structure of the coal basin, whose deformations directly affect the underlying para-autochthonous sequence, especially the Dinantian reservoir. Finally, an in-depth assessment of the uncertainties associated with the 3D modelling of the Dinantian reservoir will be carried out. A combined qualitative

and quantitative approach will help to evaluate the impact that each source of uncertainty can have on the output of the 3D modelling, whether they are associated to the borehole data (measured depth, trajectory, well logs, etc.), the seismic data (acquisition, reprocessing, resolution, horizons and faults picking, geological understanding, etc.), the time-depth conversion (velocity model, structural complexity, etc.) or the 3D modelling process itself (algorithm, resolution, data spatial distribution, geological understanding, etc.).

5. Conclusions

The 3D structural modelling of the Northern Variscan Front in northern France-southwestern Belgium, based on the integration and interpolation of data from 1,128 boreholes and 532 km of interpreted seismic reflection profiles, provides an unprecedented image of the 3D geometry of the buried Dinantian carbonate reservoir in the region. Our 3D approach highlights the main structural features of the reservoir at the regional scale and offers a first interpretation of its typical depth across the study area.

Overall, our results illustrate that the Dinantian carbonate reservoir has a general monoclonal geometry due to the flexural response of the Variscan foreland to thrust-loading. It displays an overall south- to southwestward dip underneath the NPC coal basin. We document the unprecedently appreciated subsurface presence of the reservoir across the territory as it extends over an area of approximately 7,675 km² and at least 30–40 km south of the coal district area, beneath the Ardenne Allochthonous Unit of the Northern Variscan Front. The southern limit of extension is defined by the cut-off surface of the Dinantian sequence at some major frontal and lateral ramps of the AMBT. The Dinantian reservoir is generally less than 200 m deep in the Lille metropolitan area but it reaches 1,000–3,000 m depth beneath the coal basin district and finally a maximum depth of approximately 7,000 m at the southern end of the study area. Our results document that the Dinantian reservoir is deformed along two main directions striking N70–80° and N110–130°. This structural pattern is the main result of Variscan thrusts moulded on the initial syn-rift configuration of the Laurussian margin. Subsequent deformation events (i.e. the late Carboniferous–Permian rifting as well as the Tertiary inversion phase related to the far-field accommodation of the Alpine-Pyrenean shortening) produced only localised second-order structures (i.e. Boulonnais-Artois and Melantois-Tournaisis anticlines).

The model still needs some improvements, for instance regarding the geometry of both the deep Variscan thrusts and the coal basin. Anyway, this 3D structural model provides an unprecedented representation of the regional 3D geometry of the Dinantian reservoir in northern France. Once completed, it may ultimately be used in hydrodynamic modelling studies and/or help to target specific areas of geothermal interest, prefiguring local investigations to determine the in-depth geothermal potential of the Dinantian reservoir.

6. Acknowledgements

This work is part of the PhD thesis of AL, granted by the BRGM (French Geological Survey) and the Hauts-de-France region. It also benefitted from a financial support from the TelluS Program of the CNRS/INSU. The reprocessing of the seismic profiles integrated in the database was supported by the RGF (Référentiel Géologique de la France) program of the BRGM. IHS Markit is greatly acknowledged for the permission to use the Kingdom Suite software through an academic grant to the University of Lille. The authors also thank the BRGM for providing the working licence of the Geo-Modeller software.

This study was also supported by the Interreg NWE Programme through the Roll-out of Deep Geothermal Energy in North-West Europe (DGE-ROLLOUT) Project (www.nweurope.eu/DGE-Rollout). The Interreg NWE Programme is part of the European Cohesion Policy and is financed by the European Regional Development Fund (ERDF).

The authors gratefully acknowledge the associate editor M. Arndt as well as the reviewers, E. Poty and an anonymous reviewer for their constructive comments on the preliminary version of this article.

7. References

- Arndt, M. (2021, this issue). 3D modelling of the Lower Carboniferous (Dinantian) as an indicator for the deep geothermal potential in North Rhine-Westphalia (NRW, Germany). [Journal of Applied and Regional Geology]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 172(3), 307–324. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0279>
- Aug, C., Chilès, J. P., Courrioux, G., & Lajaunie, C. (2005). 3D geological modelling and uncertainty: The potential-field method. In O. Leuangthong & C. V. Deutsch (Eds.), *Geostatistics Banff 2004* (pp. 145–154). Dordrecht: Springer. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-3610-1_15
- Averbuch, O., & Piromallo, C. (2012). Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics*, 558–559, 70–83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.032>
- 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. <https://doi.org/10.3166/ga.17.163-178>
- Becq-Giraudon, J.-F. (1983). Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 123, 1–67.
- Bouroz, A. (1950). Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 70(1), 2–55.
- Bouroz, A. (1969). Le Carbonifère du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 89(1), 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*, 81(1), 173–218.

- Broothaers, M., Lagrou, D., Laenen, B., Harcouët-Menou, V., & Vos, D. (2021, this issue). Deep geothermal energy in the Lower Carboniferous carbonates of the Campine Basin, northern Belgium: An overview from the 1950's to 2020. [Journal of Applied and Regional Geology]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 172(3), 211–225. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0285>
- Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G., & Guillen, A. (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 147–157. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.013>
- Cazes, M., Torrelles, G., Bois, C., Damotte, B., Galdeano, A., Hirn, A., . . . Raoult, J.-F. (1985). Structure de la croute hercynienne du Nord de la France: Premiers résultats du profil ECORS. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 106(6), 925–941. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.1.6.925>
- CFP – Compagnie Française de Pétrole, COPESEP – Compagnie des Pétroles du Sud-Est Parisien, RAP – Régie Autonome des Pétroles, & SNPA – Société Nationale des Pétroles d’Aquitaine. (1965). Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 85(1), 273–281.
- Charntraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barféty, J.-C., Cecca, F., . . . Ternet, Y. (2003). *Carte géologique de la France à l'échelle du millionième*. Orléans: BRGM.
- Chilès, J. P., Aug, C., Guillen, A., & Lees, T. (2004). Modelling the geometry of geological units and its uncertainty in 3D from structural data: The potential-field method. In R. Dimitrakopoulos, & S. Ramazan (Eds.), *Orebody Modelling and Strategic Mine Planning* (pp. 313–320). Spectrum Series, 14. Carlton, Victoria: Australasian Institute of Mining and Metallurgy.
- Coen-Aubert, M., Groessens, E., & Legrand, R. (1980). Les formations paléozoïques des sondages de Tournai et de Leuze. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 89(4), 241–275.
- COPESEP (1965). *Rapport de fin de sondage Jeumont-Marpent n°1 – “JEU. 1”. N°14.3037* (23 pp.).
- Delmer, A. (1977). Le bassin du Hainaut et le sondage de St-Ghislain. *Geological Survey of Belgium. Professional Paper*, 6(143), 1–12.
- Delmer, A. (1982). Recherches géothermiques en Belgique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 102, 87–88.
- Delmer, A. (1997). Structure tectonique du bassin houiller du Hainaut. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5(2), 7–15.
- Delmer, A. (2003). La structure tectonique transfrontalière entre les bassins houillers de Valenciennes (France) et du Hainaut belge. *Geologica Belgica*, 6(3–4), 171–180.
- Delmer, A., Dusar, M., & Delambre, B. (2001). Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 95–103.
- De Putter, T. (1995). Etude sédimentologique de la Grande brèche viséenne (“V3a”) du bassin de Namur-Dinant. *Mémoires pour Servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 40, 1–272.
- De Putter, T., Groessens, E., & Herbosch, A. (1991). Le “V3a” anhydritique du sondage de Saint-Ghislain (150E387, Province du Hainaut, Belgique): Description macroscopique et structures sédimentaires. *Geological Survey of Belgium. Professional Paper*, 6(250), 1–22.
- De Putter, T., Rouchy, J.-M., Herbosch, A., Keppens, E., Pierre, C., & Groessens, E. (1994). Sedimentology and palaeo-environment of the Upper Visean anhydrite of the Franco-Belgian Carboniferous basin (Saint-Ghislain borehole, southern Belgium). *Sedimentary Geology*, 90(1–2), 77–93. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90018-3)
- Farquharson, N., Schubert, A., & Steiner, U. (2016). Geothermal energy in Munich (and beyond). A geothermal city case study. *Geothermal Resources Council. Transactions*, 40, 189–196.
- Franke, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Special Publication – Geological Society of London*, 179(1), 35–61. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.05>
- Franke, W., Cocks, L. R. M., & Torsvik, T. H. (2017). The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research*, 48, 257–284. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005>
- Groessens, E., Conil, R., & Hennebert, M. (1982). Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. *Mémoires pour Servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 22, 1–137.
- Hance, L., Poty, E., & Devuyst, F.-X. (2001). Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172(4), 411–426. <https://doi.org/10.2113/172.4.411>
- Hance, L., Poty, E., & Devuyst, F.-X. (2006a). Tournaisian. In L. Dejonghe (Ed.), *Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas*. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 47–53.
- Hance, L., Poty, E., & Devuyst, F.-X. (2006b). Viséan. In L. Dejonghe (Ed.), *Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas*. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 55–62.
- Hennebert, M. (1998). L’anticlinal faille du Mélantois-Tournaisis fait partie d’une “structure en fleur positive” tardi-varisque. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 6(2), 65–78.
- Hennebert, M., & Doremus, P. (1997a). Antoing-Leuze. Carte géologique de Wallonie. Echelle 1/25.000. *Notice Explicative*, 37(7–8), 1–74.
- Hennebert, M., & Doremus, P. (1997b). Hertain-Tournai. Carte géologique de Wallonie. Echelle 1/25.000. *Notice Explicative*, 37(5–6), 1–66.
- Khatir, A., Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1988). Structures et déformation dans l’allochtone ardennais en Avesnois (Nord). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 108(2–3), 73–83.
- 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*, 29, 1–285.
- Lacquement, F., Mansy, J.-L., Hanot, F., & Meilliez, F. (1999). Re-traitement 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 Paris. Sciences de la Terre et des Planètes*, 329(7), 471–477.
- Lajaunie, C., Courrioux, G., & Manuel, L. (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, 29(4), 571–584. <https://doi.org/10.1007/BF02775087>
- Laurent, A., Averbuch, O., Beccaletto, L., Gravéreau, F., Lacquement, F., Capar, L., . . . Marc, S. (2021). 3-D structure of the Variscan Thrust Front in northern France: New insights from seismic reflection profiles. *Tectonics*, 40(7), e2020TC006642. <https://doi.org/10.1029/2020TC006642>
- Le Gall, B. (1994). Deformation of the Nord-Pas-de-Calais Carboniferous coalfield (France) in the Variscan frontal tectonic pattern. In A. Mascle (Ed.), *Hydrocarbon and petroleum geol-*

- ogy of France. *Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists*, 4, 379–398.
- Licour, L. (2012). Relations entre la géologie profonde et le comportement hydrogéologique du réservoir géothermique du Hainaut (Belgique) – Caractérisation de l'aquifère dans la région de Saint-Ghislain. *Doctoral dissertation Université de Mons (Belgium)* (372 pp.).
- Mansy, J.-L., & Lacquement, F. (2006). Contexte géologique régional: L'Ardenne paléozoïque (Nord de la France et Sud de la Belgique). *Géologie de la France*, 1–2, 7–13.
- Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1993). Éléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne-Avesnois. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2(2), 45–60.
- Mansy, J.-L., Lacquement, F., Meilliez, F., Hanot, F., & Everaerts, M. (1997). Interprétation d'un profil sismique pétrolier, sur le méridien de Valenciennes (Nord de la France). *Aardkundige Mededelingen*, 8, 127–129.
- Mansy, J.-L., Everaerts, M., & De Vos, W. (1999). Structural analysis of the adjacent Acadian and Variscan fold belts in Belgium and northern France from geophysical and geological evidence. *Tectonophysics*, 309(1–4), 99–116. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00134-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00134-1)
- Mansy, J.-L., Manby, G. M., Averbuch, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoe, B., . . . Vandycke, S. (2003). Dynamics and inversion of the Mesozoic basin of the Weald–Boulonnais area: Role of basement reactivation. *Tectonophysics*, 373(1–4), 161–179. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00289-0)
- Marsden, D. (1989). Layer cake depth conversion, Part I. *The Leading Edge*, 8(1), 10–14. <https://doi.org/10.1190/1.1439561>
- Maxelon, M., Renard, P., Courrioux, G., Brändli, M., & Mancktelow, N. (2009). A workflow to facilitate three-dimensional geometrical modelling of complex poly-deformed geological units. *Computers & Geosciences*, 35(3), 644–658. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.06.005>
- McInerney, P., Guillen, A., Courrioux, G., Calcagno, P., & Lees, T. (2005). Building 3D geological models directly from the data? A new approach applied to Broken Hill, Australia. *Digital Mapping Techniques, 2005*, 119–130.
- Meilliez, F. (2019). La Faille du Midi, mythe et réalités. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 26(2), 13–32.
- Meilliez, F., & Mansy, J.-L. (1990). Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène: Le Dévon-Carbonifère de l'Ardenne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VI(1), 177–188. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.VI.1.177>
- Meilliez, F., André, L., Blieck, A., Fielitz, W., Goffette, O., Hance, L., . . . Verniers, J. (1991). Ardenne-Brabant. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 44(1–2), 3–29. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1864>
- Minguely, B. (2007). Caractérisation géométrique 3-D de la couverture sédimentaire méso-cénozoïque et du substratum varisque dans le Nord de la France: Apports des données de sondages et des données géophysiques. *Doctoral dissertation Université de Lille* (231 pp.).
- Minguely, B., Folens, L., Averbuch, O., & Vendeville, B. C. (2008). Formation of deep-seated triangle zones by interaction between two orogenic thrust fronts having opposite vergence: Structural evidence from the Caledonian-Variscan system in Northern France and preliminary analogue modelling. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 49(2), 242–246.
- Minguely, B., Averbuch, O., Patin, M., Rolin, D., Hanot, F., & Bergerat, F. (2010). Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (northern France): New evidence from seismic profiles and boreholes interpolation in the Artois area. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(5), 429–442. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.181.5.429>
- Moulouel, H. (2008). Caractérisation cartographique d'une différenciation verticale et horizontale de la déformation: Application à la couverture sédimentaire de la plate-forme ardennaise. *Doctoral dissertation Université de Lille* (205 pp.).
- Oncken, O., von Winterfeld, C., & Dittmar, U. (1999). Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). *Tectonics*, 18(1), 75–91. <https://doi.org/10.1029/98TC02763>
- Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., & Schrader, S. (2000). Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). *Special Publication – Geological Society of London*, 179(1), 199–216. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.13>
- Pharaoh, T., Jones, D., Kearsey, T., Newell, A., Abesser, C., Randles, T., . . . Kendall, R. (2021, this issue). Early Carboniferous limestones of southern and central Britain: Characterisation and preliminary assessment of deep geothermal prospectivity. [Journal of Applied and Regional Geology]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 172(3), 227–249. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0282>
- Poty, E., Hance, L., Lees, A., & Hennebert, M. (2001). Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 69–94.
- Pracht, M., Rogers, R., & McConnell, B. J. (2021, this issue). Mississippian (Dinantian) of Ireland and its geothermal potential. [Journal of Applied and Regional Geology]. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 172(3), 267–292. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0280>
- 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., & Meilliez, F. (1987). The Variscan Front and the Mid-Fault between the Channel and the Meuse river. *Journal of Structural Geology*, 9(4), 473–479. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90122-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90122-2)
- Rouchy, J. M., Pierre, C., Groessens, E., Monty, C., Laumondais, A., & Moine, B. (1986). Les évaporites pré-permiennes du segment varisque franco-belge: Aspects paléogéographiques et structuraux. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 95(2–3), 139–149.
- Rouchy, J. M., Laumondais, A., & Groessens, E. (1987). The Lower Carboniferous (Visean) evaporites in northern France and Belgium: Depositional, diagenetic and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporitic basin. In T. M. Peryt (Ed.), *Evaporite basins. Lecture Notes in Earth Sciences*, 13(1), 31–67. <https://doi.org/10.1007/BFb0010099>
- Shail, R. K., & Leveridge, B. E. (2009). The Rhenohercynian passive margin of SW England: Development, inversion and extensional reactivation. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 140–155. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.002>

Manuscript received: 02.03.2021

Revisions required: 21.04.2021

Revised version received: 14.05.2021

Accepted for publication: 18.08.2021

6.2. Géométrie 3D du Givétien et du Frasnien (réservoir géothermique profond potentiel)

La géométrie des dépôts givétiens-frasniens parautochtones est modélisée à partir des données sismiques interprétées au sud du bassin minier, des données gravimétriques, des forages et de quelques affleurements (bordures du Massif du Brabant). Au total, 20 forages ont permis de contraindre le toit du Frasnien (Figure IV.47), 13 forages ont permis de contraindre le toit du Givétien (*i.e.*, toit du Dévonien moyen) (Figure IV.48) et 4 forages seulement ont permis de contraindre la base du Dévonien moyen (Figure IV.49). Pour rappel, seul le Dévonien moyen dans son ensemble (Eifélien et Givétien) a été modélisé en 3D.

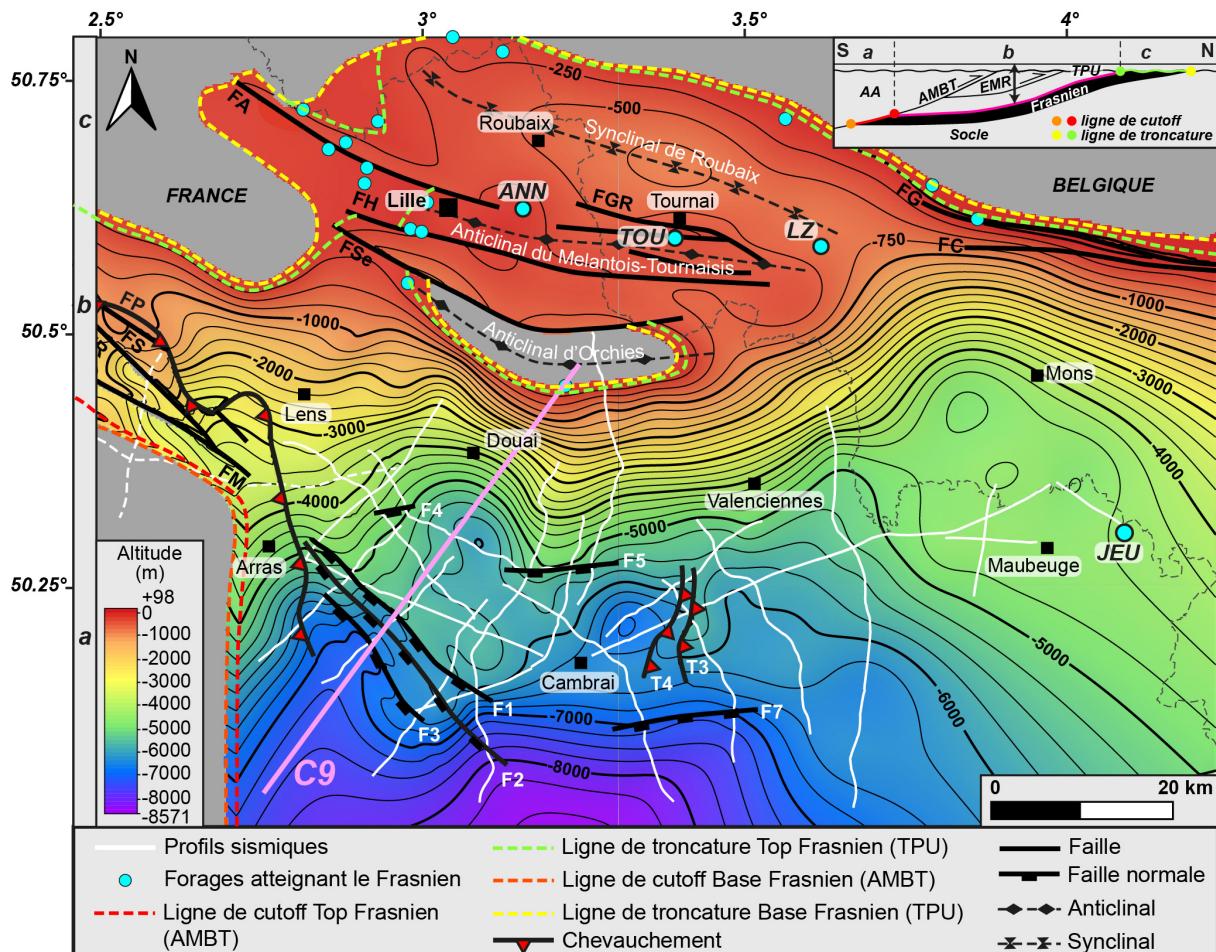


Figure IV.47 : Cartes des isohypses du toit du Frasnien (Dévonien supérieur) extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 250 m. Légende des failles : FA : Faille d'Armentières ; FC : Faille de Cambron-St-Vincent ; FG : Faille de la Guélenne ; FGR : Faille de Gaurain-Ramecroix ; FH : Faille d'Haubourdin-Rumes ; FM : Faille Marqueffles ; FP : Faille Pruvost ; FR : Faille de Ruitz ; FS : Faille de Sains ; FSe : Faille de Seclin. Légende des forages : ANN : Annappes ; JEU : Jeumont ; LZ : Leuze ; TOU : Tournai. La coupe C9 est illustrée dans la Figure IV.51.

La géométrie du Dévonien moyen et du Frasnien est décrite à partir de vues 3D du réservoir modélisé, des cartes des isohypses du toit et de la base du Frasnien et du Dévonien moyen (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49), des cartes isopaques du Frasnien et du Dévonien moyen (Figure IV.52, Figure IV.53) et de coupes extraites du modèle.

Les toits du Frasnien et du Givétien de l'unité parautochtone ont une nature géologique différente selon la région. De la même manière que pour le réservoir dinantien, trois domaines ont été distingués (Figure IV.48) :

- Un domaine (a) au sud-ouest de la zone d'étude où les toits du Givétien et Frasnien sont tronqués par l'AMBT ;
- Un domaine (b) dans la plus grande partie de la zone d'étude où les toits du Givétien et Frasnien correspondent aux toits stratigraphiques ;
- Un domaine (c) à l'extrême nord de la zone d'étude où les toits du Givétien et Frasnien sont érodés.

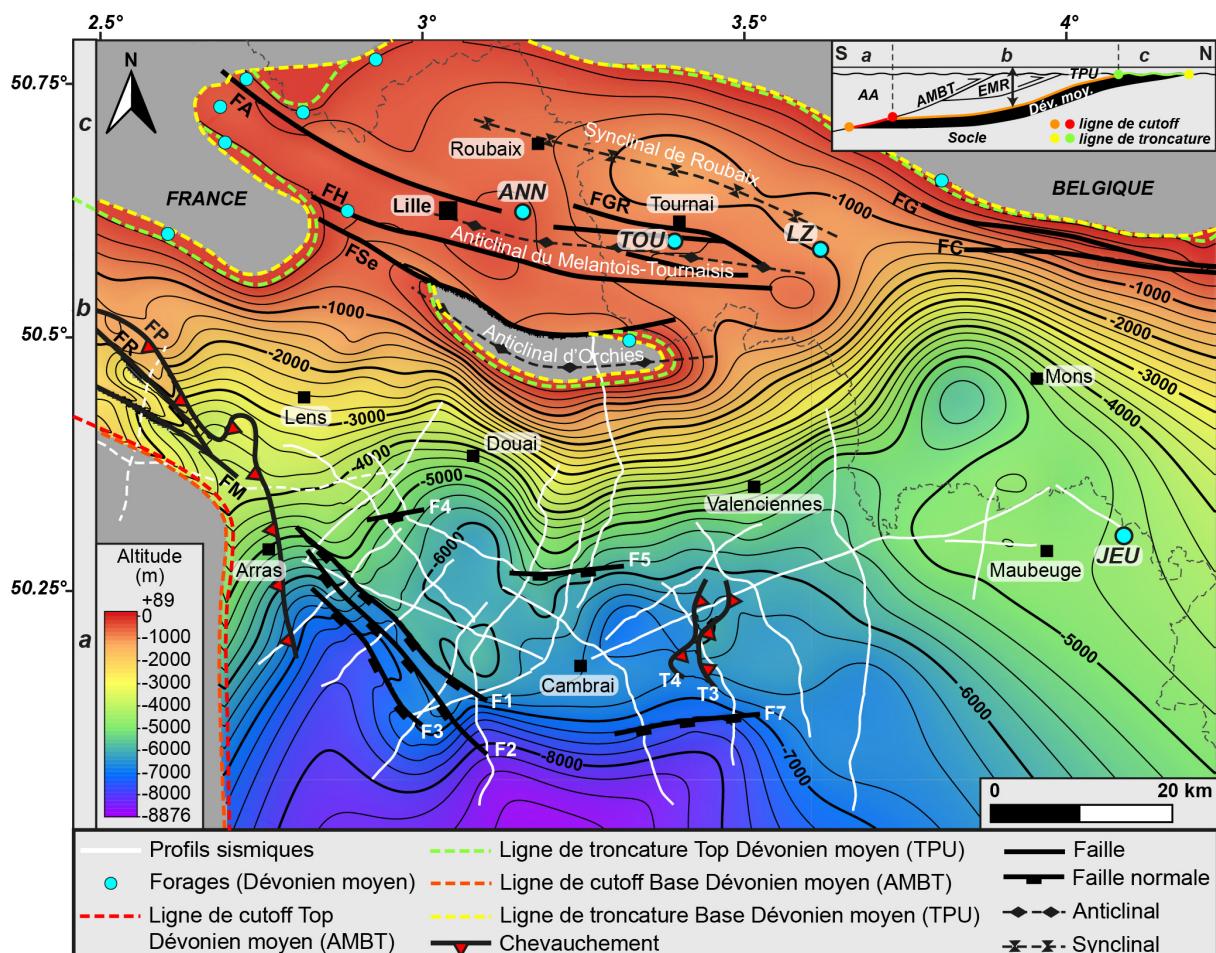


Figure IV.48 : Cartes des isohypses du toit du Givétien (Dévonien moyen) extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 250 m. Légende des failles et forages identique à la Figure IV.47.

6.2.1. Extension du réservoir givétien-frasnien

Les terrains dévoniens moyens et frasnien s'étendent sur presque toute la zone d'étude. Ils sont tronqués à l'ouest d'Arras et dans l'Artois par l'AMBT selon une direction N120° puis N180° (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49). Cette troncature est à mettre en relation avec les pendages élevés et l'approfondissement rapide de l'AMBT dans l'Artois (20-30°). Au nord, les terrains givétiens-frasnien s'étendent sous la Couverture Méso-Cénozoïque au-delà des villes de Roubaix et Tournai et bordent le Massif du Brabant en Belgique. Ils sont érodés sous

la couverture au niveau de l'anticlinal d'Orchies orienté N90-120° au sud de la métropole de Lille, ainsi qu'à l'extrême nord-ouest de la zone d'étude.

Les séries dévonniennes givétien-frasnien affleurent le long de la bordure sud du Massif du Brabant en Belgique. Elles s'approfondissent généralement vers le sud. Les toits du Frasnien, du Dévonien moyen (Givétien) et du socle paléozoïque inférieur (base du Dévonien moyen) atteignent des côtes maximales d'environ -8570 m, -8875 m et -9020 m, respectivement, au sud de Cambrai (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49).

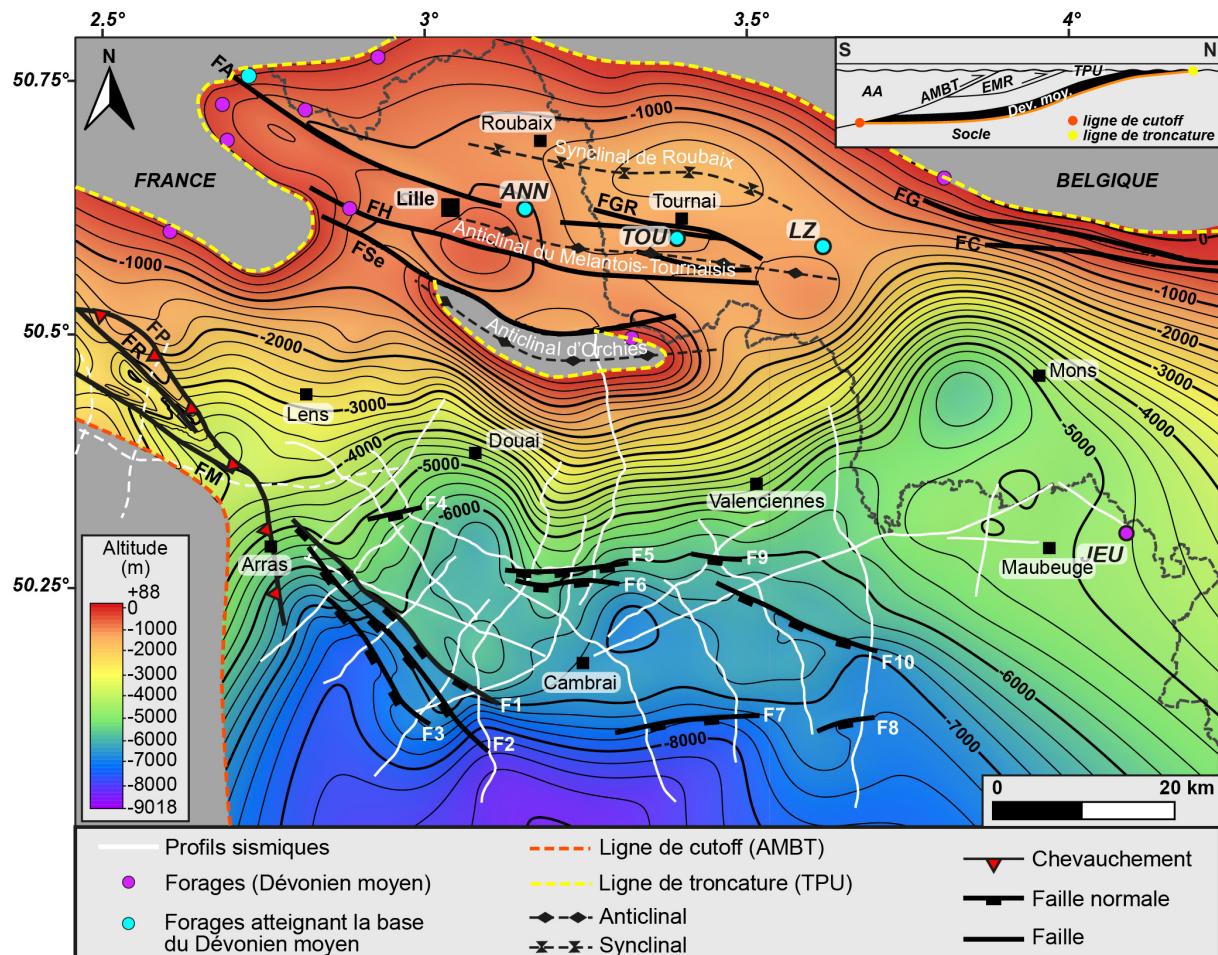


Figure IV.49 : Cartes des isohypses de la base du Dévonien moyen extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 250 m. Légende des failles et forages identique à la Figure IV.47.

6.2.2. Géométrie du réservoir givétien-frasnien dans l'avant-pays brabançon

Dans l'avant-pays brabançon au nord de la zone d'étude, les séries du Givétien-Frasnien sont caractérisées par une géométrie sub-tabulaire, comparable à celle du réservoir dinantien. Les pendages sont inférieurs à 10° et les surfaces modélisées apparaissent généralement plates en 3D, à l'échelle régionale (Figure IV.50).

Les terrains dévonniens s'approfondissent au nord au sein du synclinal de Roubaix orienté N110°, où le toit du Frasnien et le toit et la base du Dévonien moyen atteignent des côtes de l'ordre de -500 à -750 m, -750 à -1000 m et -1000 à -1500 m respectivement. Ils sont présents à des profondeurs plus superficielles dans la région de la métropole de Lille, où le toit du Frasnien et le toit et la base du Dévonien moyen atteignent des côtes de l'ordre de -250 à -

500 m, -500 à -750 m et -750 à -1250 m respectivement (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49). Dans cette région, le Dévonien moyen et le Frasnien sont plissés et remontent au sein de l'anticlinal faillé du Mélantois-Tournaisis orienté N100-110°. Ils sont affectés par les failles inverses de Haubourdin-Rumes, de Gaurain-Ramecroix et de la Dondaine, ainsi que par les failles normales d'Armentières et de Bruyelle (Figure IV.40).

6.2.3. Géométrie des séries du Givétien-Frasnien dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais

Dans la région du bassin minier (et de son prolongement en Belgique), le Dévonien moyen et le Frasnien sont caractérisés par une géométrie monoclinale caractéristique de l'unité parautochtone qui s'approfondit rapidement vers le sud sous le BHNPC (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49). Le toit du Frasnien atteint des côtes comprises entre -1000 et -4000 m entre les limites nord et sud du bassin minier, tandis que le toit et la base du Dévonien moyen sous-jacent sont présents à des côtes comprises entre -1000 et -5000 m. D'après les résultats de la modélisation, le toit du réservoir potentiel givétien-frasnien est atteint à des côtes d'environ -2250 m dans la région de Lens et -4000 m dans les régions de Douai, Valenciennes et Mons.

La forte flexuration du réservoir est mise en évidence par les isohypsies resserrées des surfaces modélisées (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49) et elle est particulièrement bien visible en 3D (Figure IV.50). Des pendages vers le sud de l'ordre de 10 à 30°, comparables à ceux observés pour le réservoir dinantien sus-jacent, ont été estimés. Cette flexure majeure est associée à l'exhumation des terrains dévoniens sous la Couverture Méso-Cénozoïque au nord du bassin minier, le long de l'anticlinal d'Orchies, orienté N90 à N120°. Cet anticlinal est bordé au nord par la faille normale de Seclin de même orientation et responsable de l'effondrement des séries parautochtones vers le nord.

Dans la région du bassin minier, le Dévonien moyen et le Frasnien sont structurés selon deux directions principales : N60-80° dans la région de Valenciennes et N110-130° dans l'Artois et dans les régions de Lens, Douai et Mons (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49).

6.2.4. Géométrie du réservoir givétien-frasnien dans l'Artois

Dans l'Artois, le Dévonien moyen et le Frasnien sont affectés par les failles épocrétacées de l'Artois (failles de Sains, Ruitz et Marqueffles) (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49). Ces failles à pendage sud orientées N130°, sont responsables de l'effondrement des séries parautochtones vers le sud-ouest (Figure IV.44). Au toit de ces failles, le réservoir potentiel givétien-frasnien est caractérisé par une géométrie en blocs basculés à pendages vers le N-NE (Figure IV.44). Il atteint des profondeurs de l'ordre de 2000-3000 m. Les failles de l'Artois se branchent en profondeur sur le chevauchement de la Faille Pruvost, selon le modèle cinématique et structural défini et présenté précédemment (§ C.2.2) (Minguely, 2007 ; Minguely et al., 2010). Ce chevauchement, globalement orienté N130° en profondeur (Figure IV.38), transporte les terrains dévoniens moyen-frasnien parautochtones vers le nord-est.

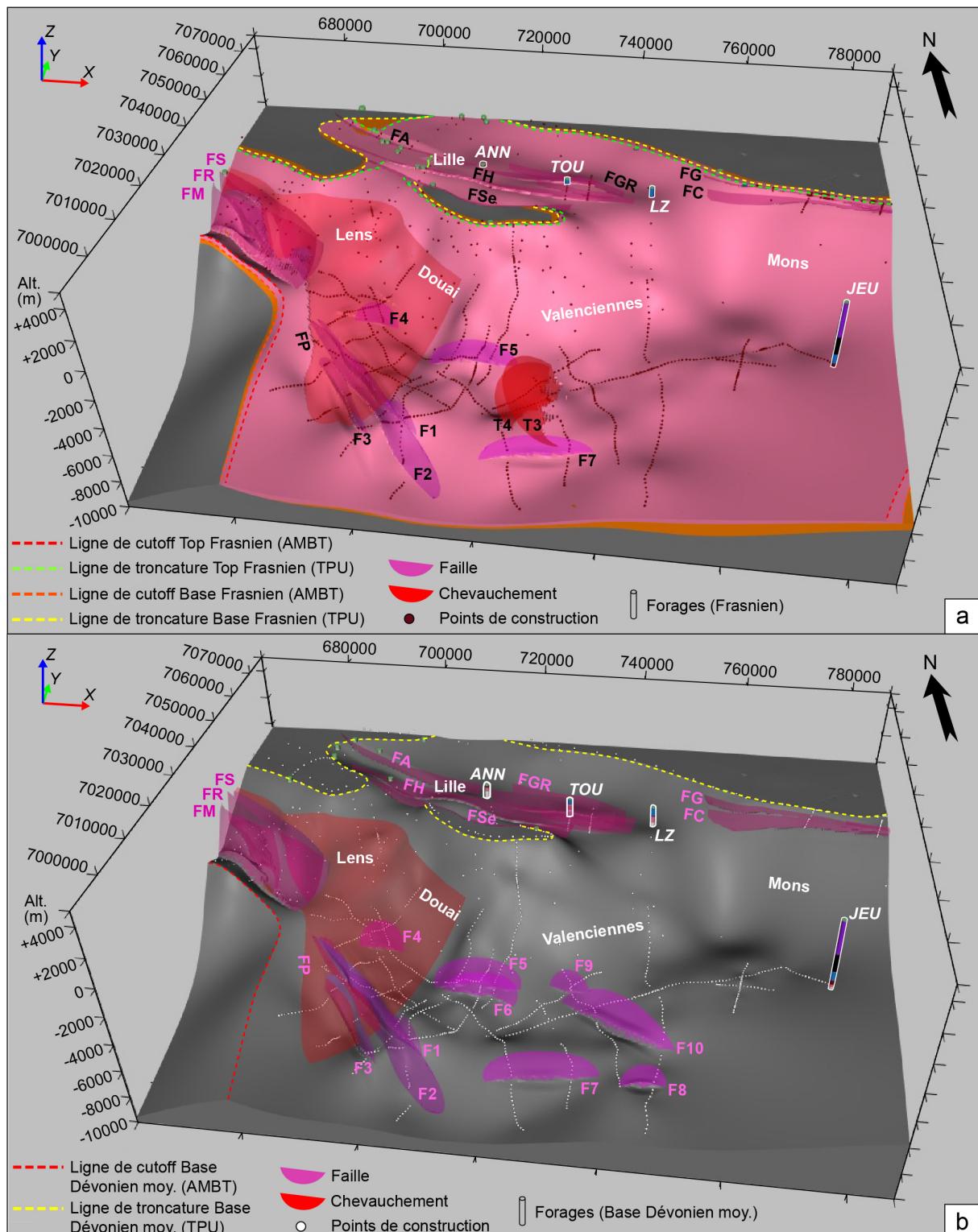


Figure IV.50 : Vues 3D a. du Frasnien et b. du Socle paléozoïque inférieur (base du Dévonien moyen) modélisés dans le GeoModeller (résolution : 1000 m, exagération verticale : x3). La légende des failles et des forages est définie dans la Figure IV.47.

6.2.5. Structuration profonde du réservoir givétien-frasnien

Au sud du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais, le réservoir givétien-frasnien est structuré selon les mêmes directions que celles observées dans la région du bassin minier. Le toit du Frasnien et le toit et la base du Dévonien moyen sont orientés N60-70° entre Lens et Cambrai et N130° au sud-ouest de Maubeuge (Figure IV.47, Figure IV.48, Figure IV.49).

- *Chevauchements varisques*

Au nord-est de Cambrai, les séries du Dévonien moyen-Frasnien sont déformées par les deux chevauchements T3 et T4 à vergence vers l'WNW, orientés N20° (Figure IV.47, Figure IV.48). Ces structures sont illustrées sur la Figure IV.42 et ont été décrites dans la section C.6.1.4. Elles s'initient au sein d'un niveau de décollement dévonien moyen et affectent toute la séquence parautochtone. Au toit de ces chevauchements, les séries dévonniennes sont plissées et forment des anticlinaux de rampes. Elles sont charriées vers l'WNW sur une distance de l'ordre de 1 à 2 km.

- *Failles normales synsédimentaires*

Dans le chapitre précédent, l'interprétation des profils sismiques a mis en évidence la structuration des séries du Dévonien moyen-supérieur et plus généralement de la marge sud-lauruissienne par un ensemble de failles normales synsédimentaires à pendage vers le sud à sud-ouest (Laurent et al., 2021a). Ces failles ont été modélisées (Figure IV.50) et sont présentées ci-dessous.

Les failles normales F1, F2 et F3 au sud-est d'Arras sont orientées N130°. Elles sont illustrées sur la Figure IV.51. Elles déforment le socle paléozoïque inférieur ainsi que les séries du Dévonien moyen-Frasnien et s'amortissent au sein du Famennien sus-jacent. Ces failles localisent les rampes des chevauchements profonds et notamment la rampe latérale principale de l'AMBT au sud de Douai (Laurent et al., 2021a) (Figure IV.51a). Des rejets verticaux maximums de l'ordre de 725 m, 150 m et 500 m ont été mesurés respectivement pour les failles F1, F2 et F3 modélisées. Ces dernières sont responsables de l'approfondissement brutal des séries dévonniennes vers le sud-ouest (Figure IV.51), la côte du toit du Frasnien étant d'environ - 5500 à - 6000 m au mur de la faille F1 septentrionale et de -7000 à -7500 m au toit de la faille F3 méridionale.

Les failles normales F4 à F8, définies selon une diagonale NW-SE entre Lens et Cambrai, sont orientées N70-80° (Figure IV.49). Les failles F4, F5 et F7 déforment le socle paléozoïque inférieur et les séries du Dévonien moyen et Frasnien. Elles s'amortissent au sein du Famennien. Les failles F6 et F8 affectent le socle paléozoïque inférieur et la base du Dévonien moyen. Elles s'amortissent au sein du Givétien. Des rejets verticaux maximaux de l'ordre de 200 m (F4, F6, F7, F8) à 350 m (F5) ont été mesurés. Les failles F4, F5, F6 et F7 sont illustrées sur les coupes C2bis et C4 (Figure IV.41b-c).

Enfin, au sud de Valenciennes, les failles normales F9 et F10, orientées N110-120°, déforment le socle paléozoïque et la base du Dévonien moyen. Elles s'amortissent au sein des terrains du Dévonien moyen et ne déforment pas le toit du Givétien. Elles sont responsables de l'approfondissement plus rapide vers les sud-ouest du Dévonien moyen. Des rejets verticaux maximaux de l'ordre de 120 (F9) à 350 m (F10) ont été mesurés. La faille F10 est illustrée sur la coupe C3 (Figure IV.41a).

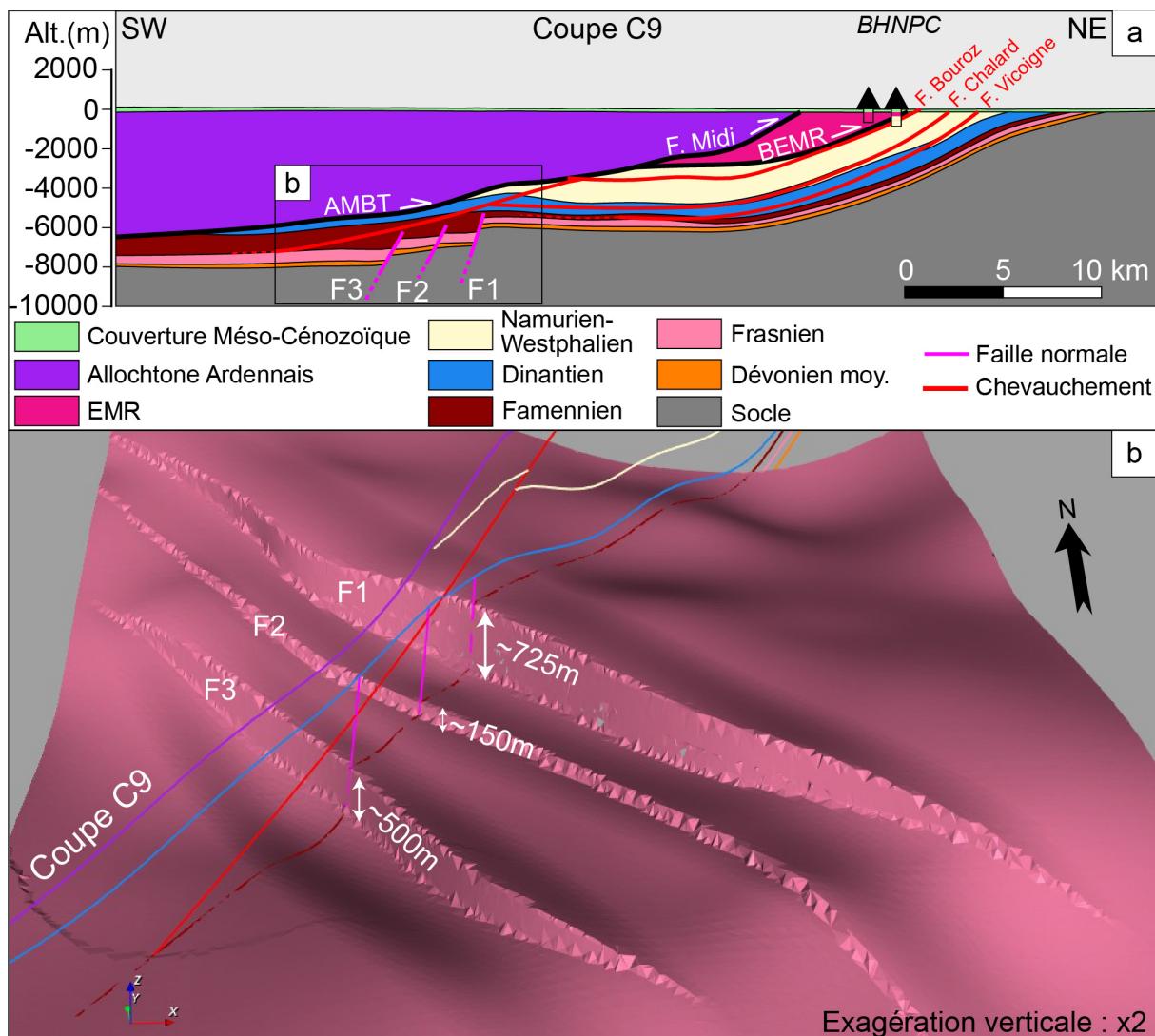


Figure IV.51 : a. Coupe géologique SW-NE modélisée C9 et b. Vue 3D (résolution : 500 m) du toit du Frasnien au sud-est d'Arras, illustrant la structuration des séries dévoiennes par les failles normales synsédimentaires F1, F2 et F3. Cette coupe est localisée sur la Figure IV.47.

6.2.6. Epaisseur du Dévonien moyen et du Frasnien

- *Frasnien*

La carte d'isopaque du Frasnien (Figure IV.52) est contrainte par les interprétations sismiques converties en profondeurs, ainsi que par les 5 forages traversant toute la séquence frasnienne et atteignant la base du Frasnien (Figure IV.52). Les 15 autres forages atteignant le toit mais pas la base du réservoir (Figure IV.52) apportent des informations supplémentaires sur son épaisseur minimale.

Dans le nord de la France-sud de la Belgique, le Frasnien est caractérisé par des épaisseurs comprises entre 0 et 925 m environ. Son épaisseur stratigraphique réelle est généralement comprise entre 200 et 300 m dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais et entre 200 et 400 m dans l'avant-pays brabançon au nord (Figure IV.52). Le Frasnien est particulièrement épais (400 m) au niveau de l'anticlinal du Mélantois-Tournaisis dans les régions de Lille et de Tournai.

Le Frasnien atteint une épaisseur maximale de 926 m à l'ouest de Mons dans la région de Saint-Ghislain (Figure IV.52), où le Dinantien est également caractérisé par un épaississement majeur (§ C.6.1.6). Comme évoqué précédemment, cet épaississement localisé, illustré sur la Figure IV.46, serait lié à l'existence d'un hémigraben structuré par des failles normales synsédimentaires à pendage nord, actives du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur et responsables de l'approfondissement et de l'épaississement des séries parautochtones vers le nord (Dupont, 2021).

L'analyse de la carte isophaque (Figure IV.52) a mis en évidence un épaississement du Frasnien dans les zones structurées par les chevauchements profonds décrits précédemment (T3, T4, Faille Pruvost). Des épaisseurs de 400 à 600 m ont été relevées. Cet épaississement a une origine structurale et résulte de la superposition des écailles tectoniques et nappes chevauchantes frasniennes au toit et au mur des chevauchements (Figure IV.42).

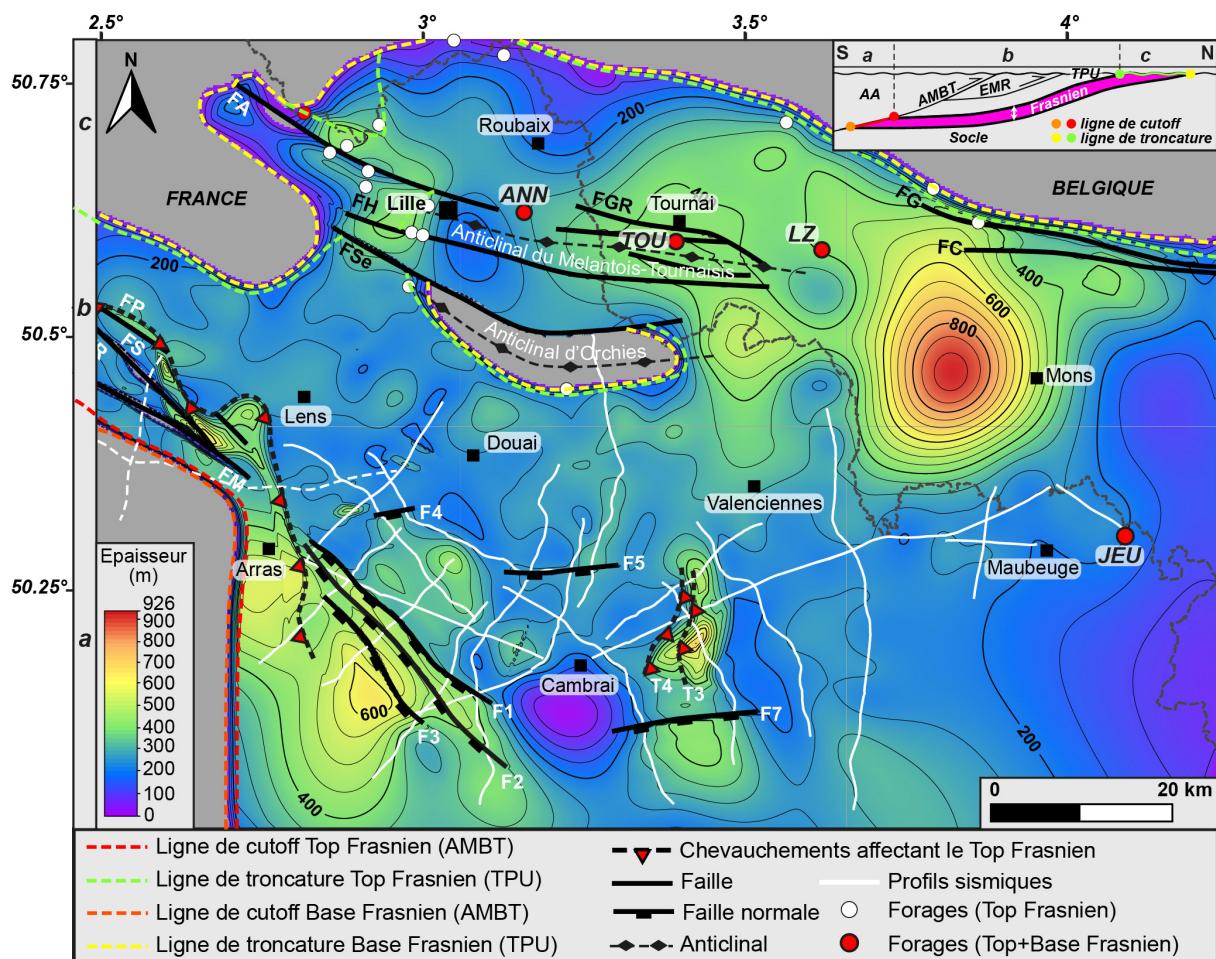


Figure IV.52 : Carte isophaque du Frasnien extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 50 m.
Légende des failles, plis et forages identique à celle de la Figure IV.47.

Au sud et au sud-ouest de la zone d'étude, le Frasnien s'épaissit fortement au toit des failles normales décrites précédemment (Figure IV.52). Cet épaississement est particulièrement important au toit des failles normales F1, F2 et F3, caractérisées par les rejets les plus importants (Figure IV.51). En effet, le Frasnien atteint 400 à 600 m d'épaisseur au toit de ces failles, alors qu'il a une épaisseur de seulement 300 m au mur de ces failles. L'épaississement de la séquence frasnienne au toit des failles normales témoigne de la nature synsédimentaire de ces failles.

- *Dévonien moyen (Eifélien-Givétien)*

L'épaisseur du Dévonien moyen est analysée à partir de la carte d'isophaque illustrée sur la Figure IV.53. Elle est contrainte par les interprétations sismiques converties en profondeurs, ainsi que par les 4 forages traversant toute la séquence du Dévonien moyen et atteignant le socle paléozoïque inférieur (Figure IV.53). Les 9 autres forages atteignant le toit mais pas la base du réservoir (Figure IV.53) apportent des informations supplémentaires sur son épaisseur minimale.

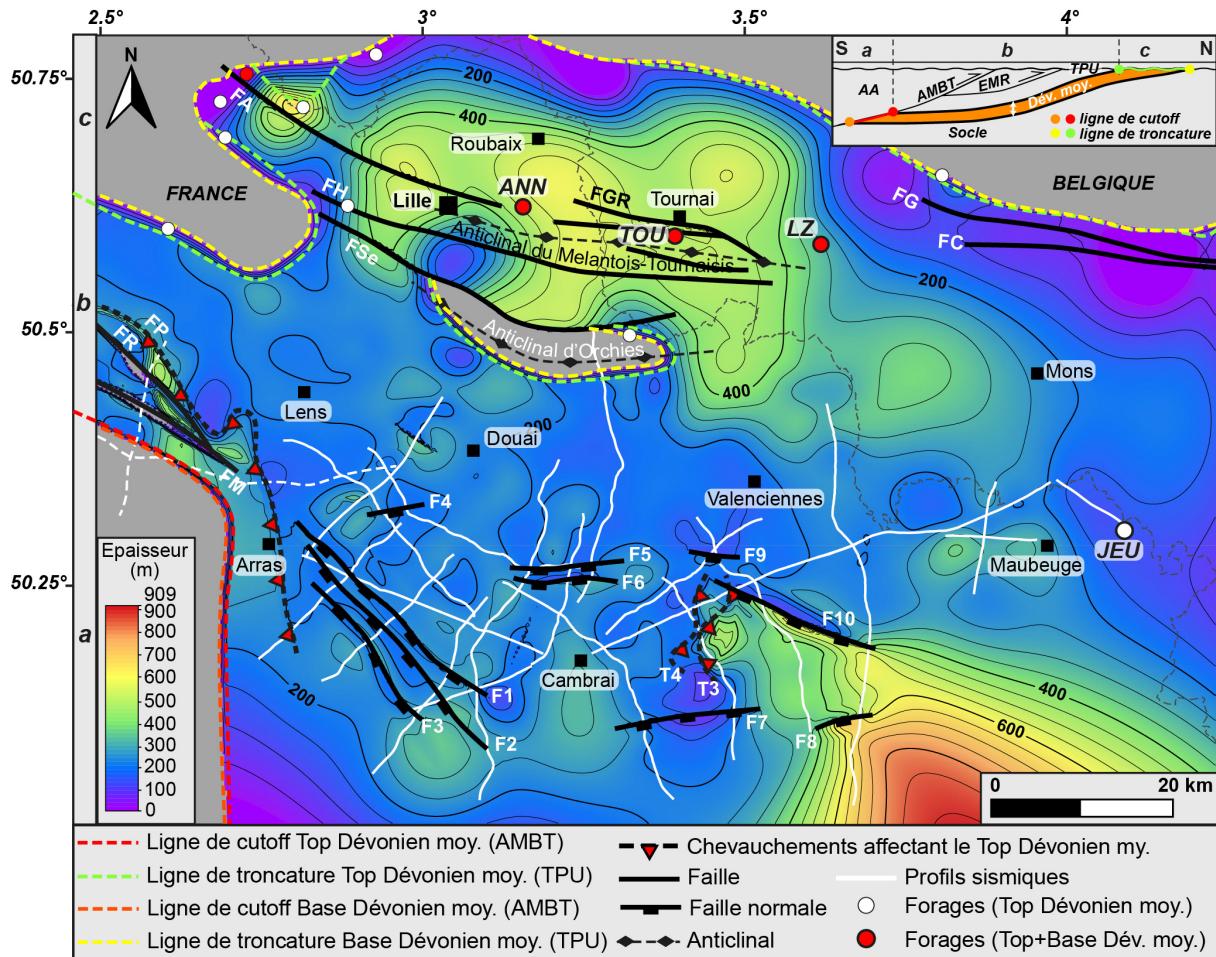


Figure IV.53 : Carte isopaque du Dévonien moyen (Eifélien-Givétien) extraite du modèle 3D. Résolution : 250 m. Equidistance : 50 m. Légende des failles, plis et forages identique à celle de la Figure IV.47.

Dans le nord de la France-sud de la Belgique, le Dévonien moyen est caractérisé par des épaisseurs comprises entre 0 et 910 m environ. Son épaisseur stratigraphique réelle est généralement comprise entre 150 et 250 m dans la région et au sud du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais. Le Dévonien moyen a une épaisseur plus élevée dans la région de la métropole de Lille-Tournai au nord, de l'ordre de 400-500 m (Figure IV.53). Il atteint une épaisseur maximale (910 m) à l'extrême sud-est de la zone d'étude (Figure IV.53). Ce fort épaississement est localisé au toit des failles normales F8 et F10, témoignant de la nature synsédimentaire de ces failles. Il est important de noter que les épaisseurs maximales observées au sud-est des failles F8 et F10 (à l'est du profil M146) ne sont pas contraintes par aucune données. Elles doivent donc être considérées avec prudence.

Comme dans le cas du Dinantien et du Frasnien, l'analyse de la carte isopaque (Figure IV.53) a mis en évidence un épaisseissement du Dévonien moyen dans les zones structurées par les chevauchements profonds (T3, T4, Faille Pruvost). Des épaisseurs maximales de 400 m ont été relevées. Cet épaisseissement résulte de la superposition des écailles tectoniques et nappes chevauchantes dévonniennes au toit et au mur des chevauchements (Figure IV.42).

6.2.7. Limites, incertitudes et perspectives d'amélioration

La géométrie du réservoir givétien-frasnien est généralement bien contrainte dans la partie sud du modèle grâce aux profils sismiques interprétés répartis sur la majorité de la zone (à l'exception des extrémités sud-est et sud-ouest). Ce n'est cependant pas le cas dans la partie nord du modèle, dans l'avant-pays brabançon, où très peu de forages permettent de contraindre la position des séries du Dévonien moyen et du Frasnien en profondeur. Ce manque de données profondes représente une limite et une source d'incertitude majeure pour la modélisation de la géométrie du réservoir givétien-frasnien de la partie nord du modèle.

Dans l'avant-pays brabançon, les séries dévonniennes ont été modélisées en profondeur grâce à l'ajout de points de construction, non contraints par les données mais nécessaires à la modélisation d'une géométrie cohérente (§ C.1.2). Ces points supplémentaires, bien qu'indispensables et positionnés selon une logique structurale cohérente en 3D, représentent une source d'incertitude non négligeable.

Au sud de la zone d'étude, le réservoir dévonien moyen-frasnien est structuré par une dizaine de failles normales et par quelques chevauchements. Ces structures ont été modélisées uniquement où elles sont contraintes par les données sismiques. Leur extension latérale réelle n'a pas pu être déterminée, les données disponibles étant insuffisantes, ce qui constitue une autre limite de la modélisation.

De manière générale, l'acquisition de nouvelles données est nécessaire afin d'améliorer le modèle géométrique du réservoir givétien-frasnien. D'autres pistes d'amélioration peuvent également être envisagées, notamment la modélisation d'autres failles connues dans l'avant-pays belge et qui n'ont pas pu être intégrées au modèle dans le temps imparti.

D. Modélisation géométrique 3D du BHNPC

1. Méthodologie

Dans le cadre de la thèse, la géométrie de premier et second ordre du BHNPC a été modélisée entre Douai et la Belgique, dans le prolongement nord des profils sismiques interprétés et présentés dans le chapitre précédent. La modélisation géométrique 3D du BHNPC est basée sur la réinterprétation des données minières récupérées et intégrées au GeoModeller (puits, coupes géologiques, cartes géologiques et plans de travaux) (§ B.2.4), et sur leur corrélation avec les données sismiques interprétées. Les méthodologies utilisées pour modéliser la géométrie des chevauchements et des assises houillères sont décrites ci-dessous.

1.1. Modélisation des chevauchements

La géométrie des chevauchements structurant le BHNPC est modélisée à partir des données sismiques interprétées et des données minières intégrées dans la base de données : puits, coupes géologiques, cartes géologiques, points 3D (contacts stratigraphiques, pendages) issus des plans de travaux. Les données minières permettent de définir la géométrie des chevauchements au nord du BHNPC à des profondeurs superficielles (inférieures à 1000 m) tandis que les données sismiques définissent leur géométrie en profondeur en direction du sud. La corrélation de l'ensemble de ces données permet de modéliser une géométrie des chevauchements cohérente en 3D, l'enjeu principal étant d'établir des correspondances entre les chevauchements observés dans le bassin minier et les chevauchements interprétés sur les profils sismiques. Il est important de préciser que seules les observations minières *in situ* (puits, galeries) sont considérées dans le cadre de la modélisation des chevauchements, afin de s'émanciper des différentes interprétations réalisées au cours de l'exploitation minière (*e.g.*, Bouroz et al., 1963) et d'en proposer une nouvelle. La méthodologie suivante a été appliquée :

(1) Dans un premier temps, des points de contrainte sont ajoutés sur la carte géologique de Bouroz et al. (1963) (section 2D à la côte -300m) et sur l'ensemble des coupes minières (sections verticales 2D dans le GeoModeller) aux endroits où des chevauchements majeurs ont été observés *in situ*. Ces points sont intégrés au sein d'une même formation « test » afin de visualiser l'ensemble des observations (Figure IV.54a-b). Aucun point n'a été ajouté sur les autres cartes géologiques du BHNPC importées dans le modèle, les données *in situ* (veines) n'étant pas représentées.

(2) Dans un second temps, les chevauchements modélisés précédemment à partir des interprétations sismiques (§ C.1.1.) sont affichés sur les sections minières 2D et leur tracé est confronté aux points d'observations des chevauchements majeurs répertoriés au sein de la formation « test » (Figure IV.54b).

(3) Les chevauchements modélisés à partir des interprétations sismiques sont ensuite associés aux chevauchements majeurs observés dans le BHNPC, en leur affectant les points de contrainte (formation « test ») du chevauchement le plus proche observé dans le BHNPC (Figure IV.54c-d). Cette association est réalisée progressivement section par section en commençant avec celles à proximité des profils sismiques, où la géométrie des chevauchements est la mieux contrainte par les données sismiques, puis en s'éloignant progressivement des profils sismiques. Sur chaque section, une fois les points de contrainte issus des données

minières intégrés, les chevauchements sont de nouveau modélisés et le maintien de leur cohérence géométrique latéralement sur les autres sections est vérifié. Plusieurs possibilités de correspondance des chevauchements interprétés sur les profils sismiques et des chevauchements observés dans le BHNPC sont testées avant d'obtenir une géométrie 3D cohérente sur les différentes coupes et avec les données.

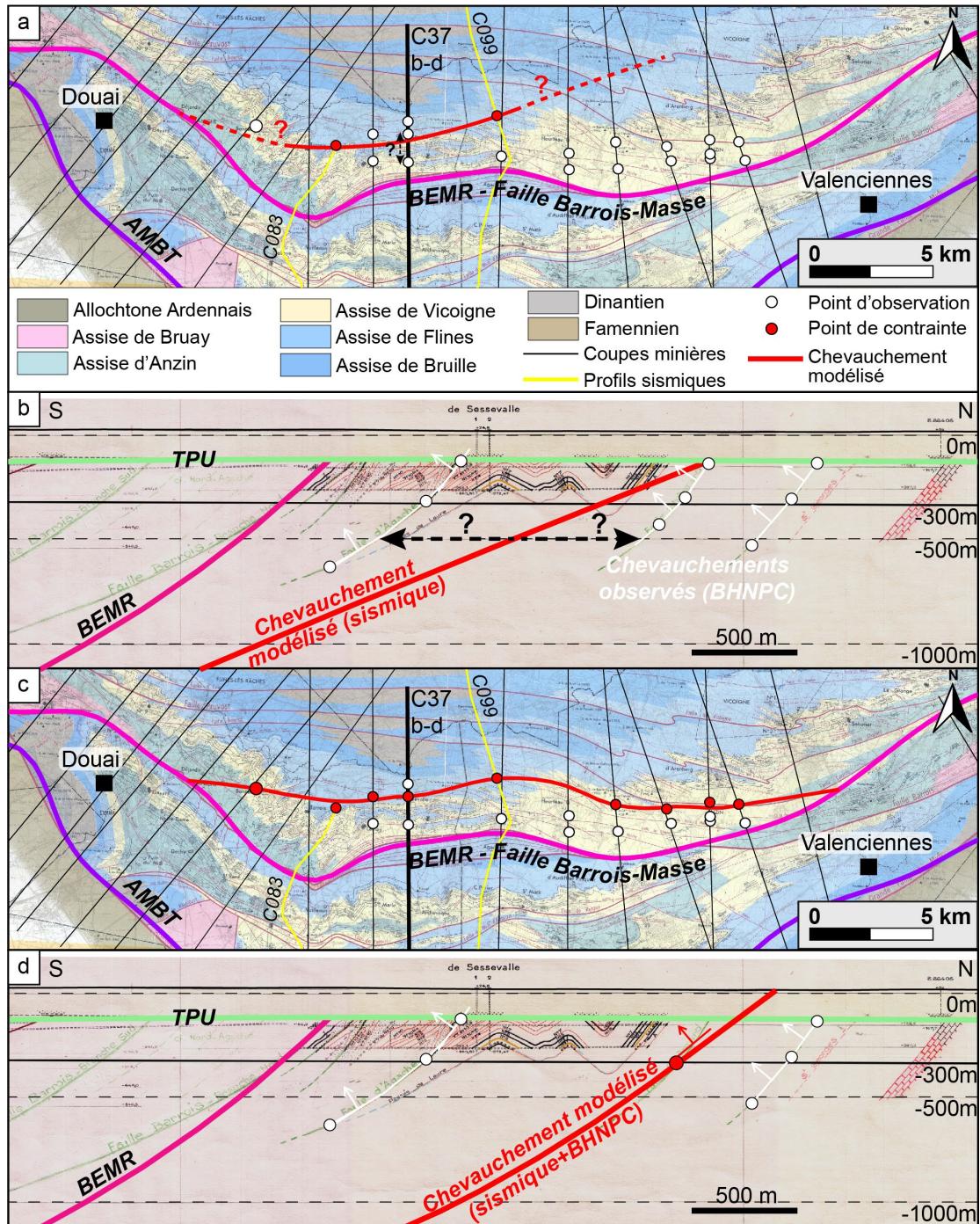


Figure IV.54 : Etapes de modélisation d'un chevauchement dans le BHNPC. **a.** Projection du chevauchement modélisé à partir des données sismiques sur la carte de Bouroz et al. (1963) et localisation des points d'observation de chevauchements dans le BHNPC. **b.** Modélisation du chevauchement sur la coupe minière C37 à partir des interprétations sismiques et comparaison avec les chevauchements observés dans le BHNPC. **c.** Projection du chevauchement modélisé suite à l'intégration des données sismiques et des observations minières sur la carte de Bouroz et al. (1963). **d.** Modélisation du chevauchement sur la coupe minière C37 après intégration des interprétations sismiques et des observations minières.

(4) Une fois la corrélation des données sismiques et minières effectuée, la géométrie des chevauchements est ajustée en profondeur, grâce à l'ajout de points de contrôle et de pendage. La géométrie des chevauchements et leur séquence de recouplement en profondeur sont définies afin d'être en accord avec le modèle géométrique et cinématique décrit dans la partie C.2.4 (système de chevauchement développé « en séquence » vers l'avant-pays et recoupé par la BEMR et l'AMBT selon une cinématique « hors-séquence »).

Certains chevauchements connus au nord du BHNPC n'ont pas été observés sur les profils sismiques pour différentes raisons possibles : (1) les profils sismiques atteignent rarement la partie nord du bassin minier, à l'exception du profil C099 ; (2) la résolution verticale des données sismiques (25-30 m) peut ne pas être suffisante pour observer ces chevauchements ; (3) la qualité des données sismiques dans le BHNPC est généralement assez faible (faciès sismique chaotique) (§ Chapitre III.C ; Laurent et al., 2021a). Certains de ces chevauchements (Faille Amaury, Faille de La Grange) ont tout de même été modélisés, uniquement à partir des données minières. Des points de contrôle et de pendages sont ajoutés dans un premier temps sur les sections minières, aux endroits où ces chevauchements ont été observés *in situ*. Des points de contrôle sont ensuite ajoutés où les chevauchements sont peu contraints (en profondeur et sur les sections ne présentant aucune observation *in situ* de ces structures), afin de définir une géométrie 3D cohérente avec les autres chevauchements modélisés dans la partie orientale du BHNPC. À chaque ajout d'un nouveau point de contrainte sur une section particulière, le maintien de la cohérence géométrique de ces chevauchements est vérifié en 2D sur cette section et en 3D sur les autres sections. En cas d'incohérence, les points de contrainte problématiques sont modifiés jusqu'à l'obtention d'une géométrie structuralement acceptable.

1.2. Modélisation des assises houillères

Les assises houillères correspondent aux formations du Namurién et du Westphalien définies dans le BHNPC. Leur stratigraphie est détaillée dans la Figure IV.3. La modélisation des assises houillères est réalisée exclusivement à partir des données minières intégrées au GeoModeller : les puits, les coupes géologiques, les cartes géologiques et les données 3D (contacts stratigraphiques, pendages) issues des plans de travaux. De la même façon que lors de la modélisation des chevauchements, seuls les observations *in situ* (puits, galeries) des assises sont prises en compte lors de la modélisation afin de s'émanciper des interprétations établies lors de l'exploitation minière. À noter que les séries houillères présentes au sein des EMR ne sont pas modélisées, les EMR étant considérés comme une formation unique (§ B.1.2.).

Les assises houillères paraautochtones sont modélisées progressivement de la frontière belge à la région de Douai, grâce à l'ajout de points de contacts stratigraphiques et de pendages sur les sections 2D minières intégrées au modèle (Figure IV.55a). Dans un premier temps, des points de contrôle sont ajoutés sur la carte géologique du BHNPC de Bouroz et al. (1963) (section horizontale à la côte -300 m), uniquement où la position des limites d'assises (niveaux marins) est contrainte par des observations (veines) dans le bassin. Des points de contrôle sont ensuite ajoutés dans la partie supérieure des coupes géologiques du BHNPC, où les limites d'assises (niveaux marins) et les veines ont été observées et sont représentées (Figure IV.55b). Les points de contrôle 3D issus des plans de travaux (§ B.2.4.2) et intégrés dans la base de données du modèle sont également projetés sur ces sections 2D.

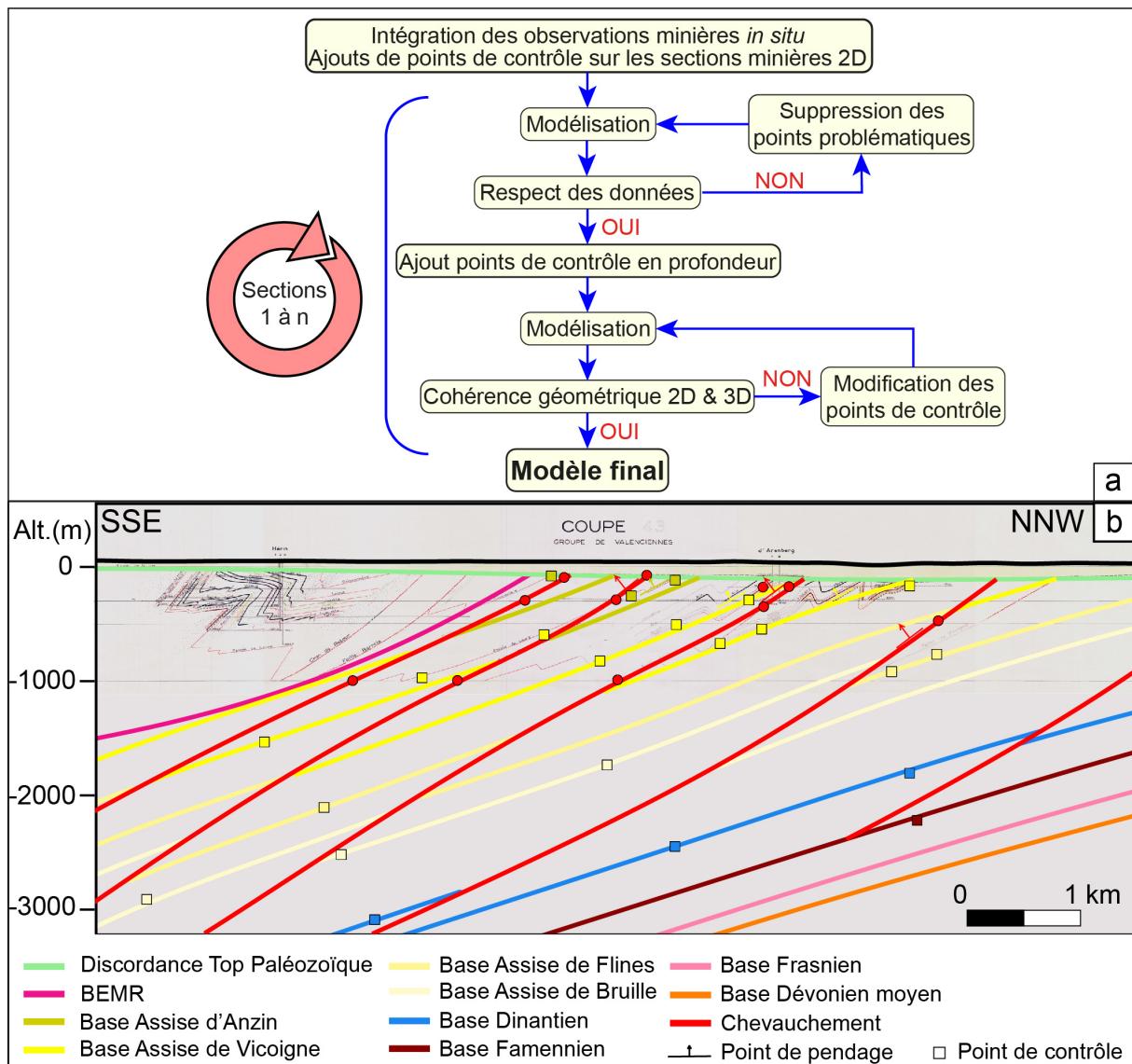


Figure IV.55 : a. Organigramme synthétisant la méthodologie utilisée pour modéliser la géométrie des assises dans le BHNPC. b. Exemple de modélisation des assises houillères sur une section minière 2D.

Une fois les observations minières intégrées au modèle, la géométrie des assises est modélisée progressivement section par section, de l'extrême est du BHNPC à la région de Douai. Pour chaque section, les étapes suivantes ont été réalisées :

(1) La cohérence géométrique des surfaces modélisées avec les données minières, notamment les puits, est vérifiée dans un premier temps (Figure IV.55a). La géométrie étant contrainte par ces observations minières, peu d'incohérences ont été observées. Un problème particulier s'est cependant posé dans les zones où la géométrie des assises est localement complexe. En effet, dans certaines régions du BHNPC, les séries houillères sont déformées par un certain nombre de failles et de plis de faible longueur d'onde, observés localement et contraints par des points de contrôle intégrés au GeoModeller. Le modèle étant réalisé à une échelle régionale, seule la géométrie générale du BHNPC a été définie. Les structures locales n'ont donc pas été modélisées, bien que les données les contraignant soient intégrées au modèle. Dans ce cas, des incohérences ont été constatées entre les surfaces modélisées avec une géométrie simplifiée et les points de contrôle contraignant une géométrie plus complexe. Le

choix a donc été fait de supprimer ces points de contraintes apportant trop d'informations localement et inutiles à l'échelle de modélisation considérée.

(2) Une fois la géométrie des assises contrainte et modélisée dans la partie superficielle du BHNPC (profondeurs inférieures à 1000 m) grâce aux données minières, des points de contrôle sont ajoutés en profondeur au toit et au mur des différents chevauchements modélisés précédemment (§ D.1.1) (Figure IV.55b), afin de définir une géométrie cohérente des assises à l'échelle du BHNPC. Dans certains cas, la géométrie des chevauchements doit être ajustée localement grâce à l'ajout de points de contrôle supplémentaires, afin de garantir la cohérence géométrique 2D et 3D des assises à leur toit et leur mur.

(3) A chaque ajout d'un nouveau point de contrainte sur une section particulière, le maintien de la cohérence géométrique des assises modélisées est vérifié en 2D sur cette section et en 3D sur les autres sections. En cas d'incohérence, les points de contrainte problématiques sont modifiés jusqu'à l'obtention d'une géométrie acceptable (Figure IV.55a).

Ces étapes sont répétées pour chaque section et permettent d'aboutir à une géométrie 3D cohérente des assises houillères à l'échelle de la partie orientale du BHNPC.

- *Limites, incertitudes et perspectives d'amélioration*

Outre les problèmes associés aux données contraignant des structures locales dans le BHNPC, plusieurs limites et sources d'erreurs, liées aux données minières intégrées et aux spécificités de modélisation du GeoModeller, ont été identifiées au cours de la modélisation. Il est tout d'abord important de préciser que les structures modélisées sont isotropes. L'anisotropie de certaines structures observées dans le BHNPC n'a pas été inclue dans le cadre de cette étude, le but étant ici de définir la géométrie générale du BHNPC. La prise en compte de cette anisotropie pourrait constituer une piste d'amélioration future.

Un problème majeur lié aux données des forages intégrés dans la région du BHNPC a été rencontré au cours de la modélisation. Lors de la constitution de la base de données, la stratigraphie des assises houillères a été détaillée dans l'ensemble des forages intégrés au GeoModeller, que cela soit dans la région orientale ou occidentale du BHNPC, les séries houillères étant moins épaisses à l'ouest qu'à l'est du BHNPC. Lors de la modélisation de la partie est du BHNPC, l'ensemble des données et donc des forages présents dans la zone d'étude (y compris à l'ouest du bassin) a été pris en compte. Il s'est avéré que la plus faible épaisseur des assises houillères définie dans la partie occidentale du BHNPC à partir des puits avait une influence majeure sur les épaisseurs des séries modélisées à l'est. En effet, ces dernières étaient toujours plus faibles que les épaisseurs réelles observées au sein des forages et des galeries. La géométrie n'était donc pas cohérente avec les données et les points de contraintes ajoutés dans la partie est du BHNPC. Afin de remédier à ce problème, la stratigraphie des séries houillères au sein des forages dans la région occidentale du bassin minier a été simplifiée et définie selon une unique formation « Houiller ». Cette formation n'est pas incluse dans la pile stratigraphique et n'a donc eu aucune influence lors de la modélisation de la partie orientale du BHNPC, réglant ainsi le problème rencontré. Ce dernier témoigne des conséquences d'une base de données trop fournie et donc de l'importance d'une sélection cohérente des données avec l'objectif et l'échelle de modélisation fixés.

2. Résultats et discussion

2.1. Géométrie de la partie orientale du BHNPC (Douai-Valenciennes)

La réinterprétation des données minières et leur mise en cohérence avec les données sismiques ont permis de modéliser la géométrie 3D du BHNPC entre Douai et la frontière belge (Figure IV.56).

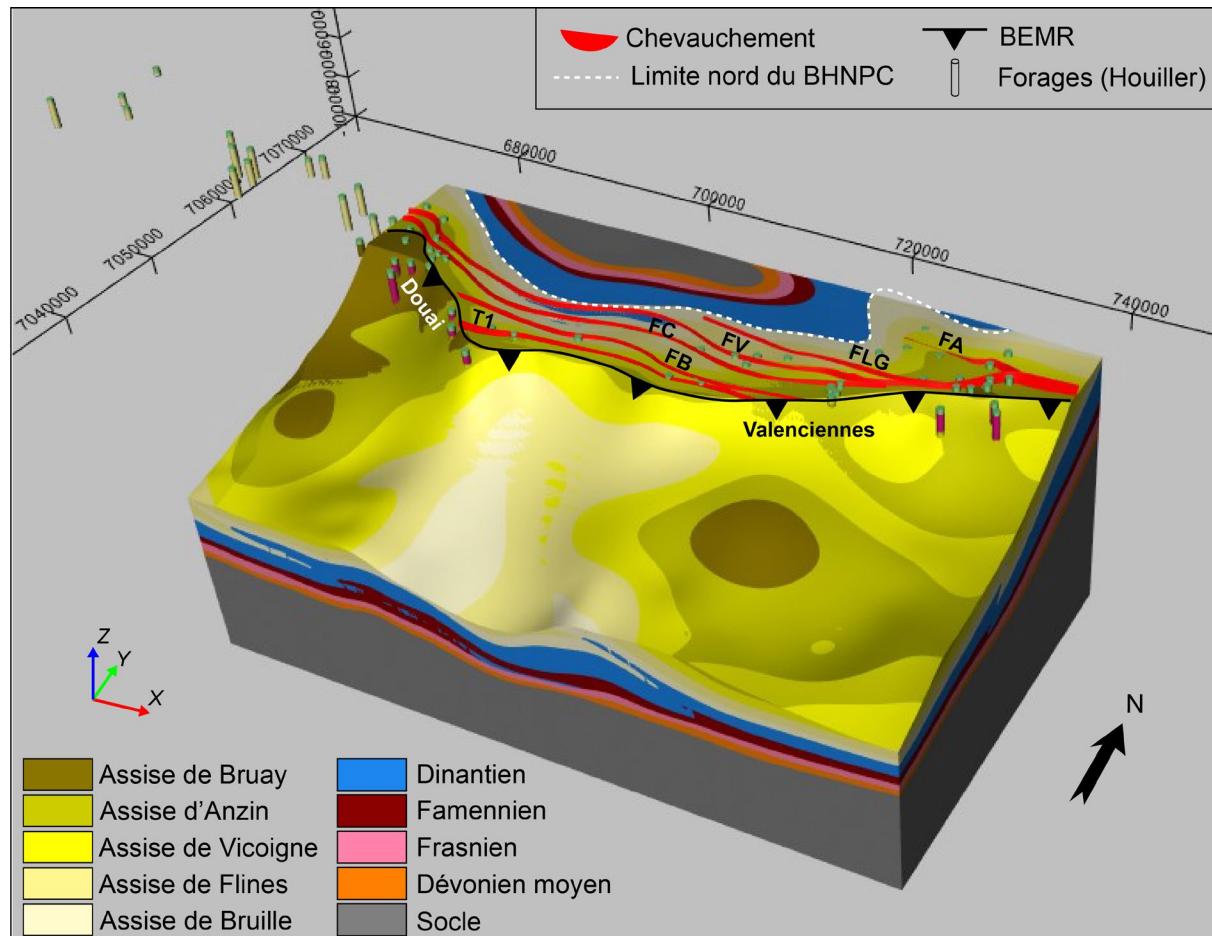


Figure IV.56 : Vue 3D de la partie orientale du BHNPC (et de son substratum) modélisée dans le GeoModeller (Exagération verticale : x3 ; résolution : 250 m). L'extension géographique du modèle correspond à celle de la carte dans la Figure IV.57.

Les résultats de la modélisation sont discutés sur la base (i) d'une carte géologique inédite de la région orientale du BHNPC à la côte -300 m (Figure IV.57), extraite du modèle 3D, et (ii) de l'analyse de six coupes modélisées traversant le BHNPC (Figure IV.58). Cette carte représente la structure générale du BHNPC et définit la géométrie des assises namuro-westphaliennes entre Douai et la frontière belge. Seuls les chevauchements majeurs interprétés dans le cadre de cette étude sont représentés, les failles et plis observés localement dans le bassin minier n'ayant pas été pris en compte lors de la modélisation. Il est important de préciser que la géométrie des assises houillères n'est contrainte par des données et des points de contrôle que dans l'emprise du bassin minier (au nord de l'émergence de la Faille du Midi). La géométrie des assises vers le sud sous l'Allochtone Ardennais n'est donc pas présentée ici.

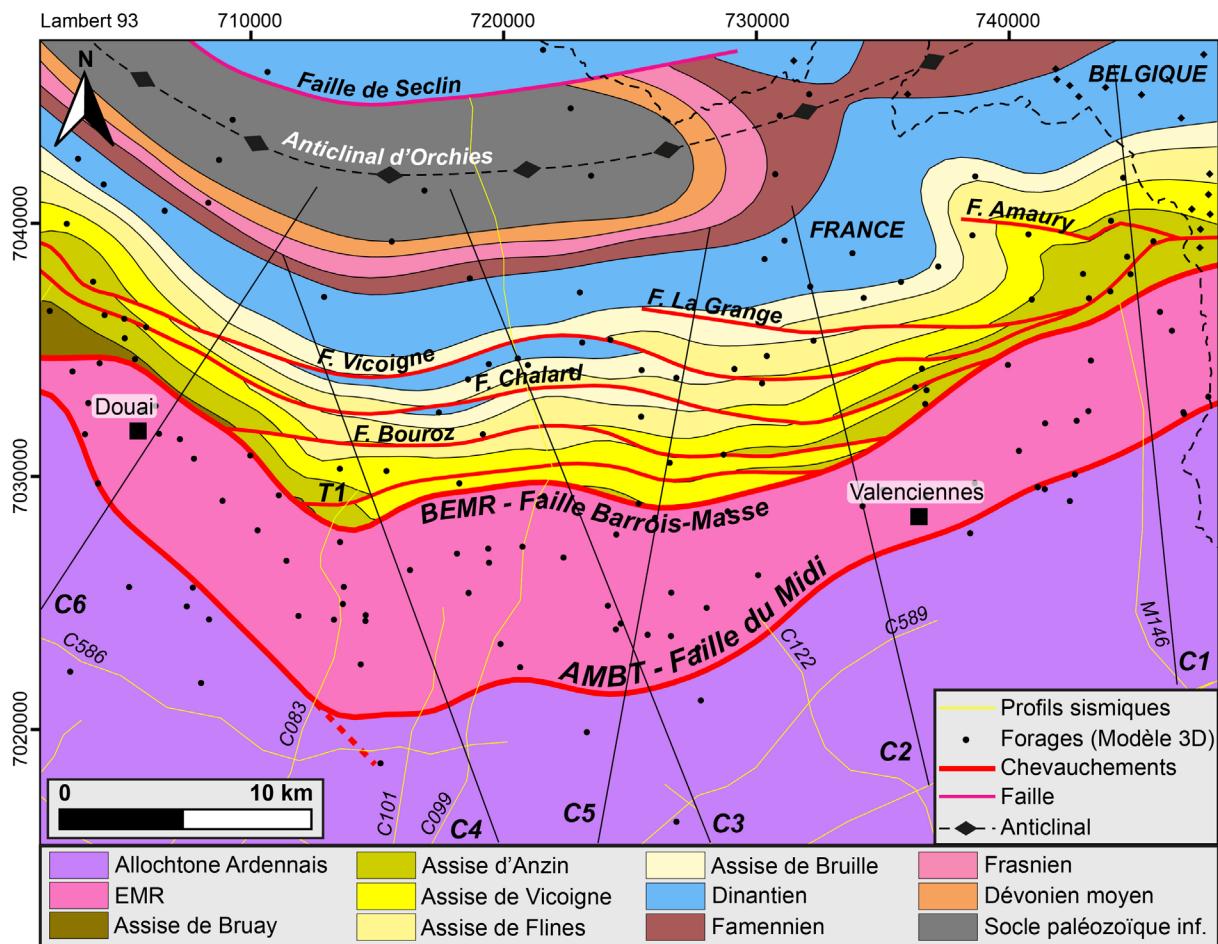


Figure IV.57 : Ecographie géologique de la région orientale du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais à la côte -300 m, extraite du modèle 3D. Seule la structure modélisée de premier et second ordre est représentée.

Dans la partie orientale du BHNPC, les assises namuro-westphaliennes modélisées sont caractérisées entre Douai et Valenciennes par une géométrie à tendance monoclinale, associée à des pendages de l'ordre de 15-25° vers le sud (Figure IV.58). Cette géométrie est caractéristique du Parautochtone Brabançon dans cette région (§ C.6.1.3 & C.6.2.3). Les séries houillères s'approfondissent vers le sud jusqu'à des profondeurs maximales d'environ 5500 m (et sont sous-charriées plus loin vers le sud sous l'Allocotone Ardennais sur 20-25 km, § Chapitre III.C ; Laurent et al., 2021a). En carte, les assises ont une géométrie générale définie selon deux orientations structurales principales : N70-80° et N110-130° (Figure IV.57), caractéristiques du Front Nord Varisque dans le nord de la France.

Au sein du BHNPC, les différentes assises ont des extensions très variables. Les assises namuriennes (Bruille et Flines) et l'Assise de Vicoigne (Westphalien A) sont présentes dans toute la zone d'étude, tandis que les assises d'Anzin et de Bruay (Westphalien B et C) disparaissent vers l'est entre Douai et Valenciennes (Figure IV.56). Les assises houillères sont tronquées au sud du bassin minier par les EMR le long de la BEMR (équivalente à la Faille Barrois-Masse) (Figure IV.58), particulièrement entre Douai et Valenciennes où les EMR sont le plus développés (§ C.5). Dans cette région, seuls les assises namuriennes (Bruille et Flines) et l'Assise de Vicoigne (Westphalien A), partiellement tronquées, subsistent, les assises d'Anzin et de Bruay (Westphalien B et C) étant totalement tronquées par les EMR.

Les assises houillères ont une épaisseur totale maximale d'environ 1800 m dans la région orientale du BHNPC, notamment autour de Douai (coupe C6) et Valenciennes (coupe C2) (Figure IV.58). Des épaisseurs maximales de 1400 m et 1000 m ont été relevées localement pour le Namurién et le Westphalien respectivement.

Les assises namuro-westphaliennes parautochtones sont fortement déformées et écaillées par six chevauchements majeurs modélisés dans le cadre de cette étude, respectivement du nord au sud : la Faille Amaury, la Faille de La Grange, la Faille Vicoigne, la Faille Chalard, la Faille Bouroz et le chevauchement T1 (correspondant localement à la Faille Agache ou à la Faille du Nord d'Haveluy) (Figure IV.57). La faille Amaury et la faille de La Grange ont été modélisées à partir des données minières uniquement. Les failles Vicoigne, Chalard, Bouroz et T1 ont été modélisées à partir des données minières et des données sismiques. Ces chevauchements ont une orientation évoluant latéralement dans la zone d'étude. Ils sont généralement orientés N110-120° dans la région de Douai et au nord-ouest de Valenciennes, et N70-80° à l'est de Douai et à l'est de Valenciennes (Figure IV.57).

Ces six chevauchements forment un système de chevauchements imbriqués en profondeur, à vergence générale vers le NNW (Figure IV.58). Ils sont localement tronqués par la BEMR (équivalente à la Faille Barrois-Masse) et l'AMBT, développés en « hors-séquence ». Pour rappel la géométrie et la séquence de recoupement des chevauchements varisques ont été définies selon le modèle géométrique et cinématique présenté dans la section C.2.4. Les chevauchements modélisés sont caractérisés par des pendages de l'ordre de 20-30° et ils s'horizontalisent en profondeur. Ils s'enracinent au sein du niveau de décollement majeur de la base du Famennien (Figure IV.58), à l'exception de la Faille Amaury enracinée au sein du niveau de décollement majeur à la transition entre les calcaires dinantiens et les faciès grésoschisteux namuriens (coupe C1). Une géométrie en plats et rampes des failles Bouroz et Chalard est observée sur les coupes C3 et C4. Les plats sont localisés au sein du niveau de décollement intermédiaire proche de la transition Dinantien-Namurien. Au toit de ces structures, les assises houillères sont plissées et forment des anticlinaux de rampe (C4).

Ce système de chevauchements imbriqués est particulièrement développé entre Douai et Valenciennes où les séries houillères sont fortement écaillées (C2 à C5) (Figure IV.57 ; Figure IV.58). Cet écaillage localisé est responsable du charriage des assises houillères parautochtones (et des séries dinantiennes et famenniennes en profondeur) vers le NW à NNW (Figure IV.58). Le Dinantien est notamment exhumé et érodé sous la Couverture Méso-Cénozoïque au toit des failles Chalard et Vicoigne au nord du bassin minier (Figure IV.57). L'allochtonie associée à chaque chevauchement est de l'ordre de quelques centaines de mètres à 1-2 km, d'après les coupes SSE-NNW C1 à C4. Des épaissements structuraux liés au dédoublement des séries houillères au toit et au mur des chevauchements ont été observés dans toute la zone d'étude et sont particulièrement bien visibles sur les coupes.

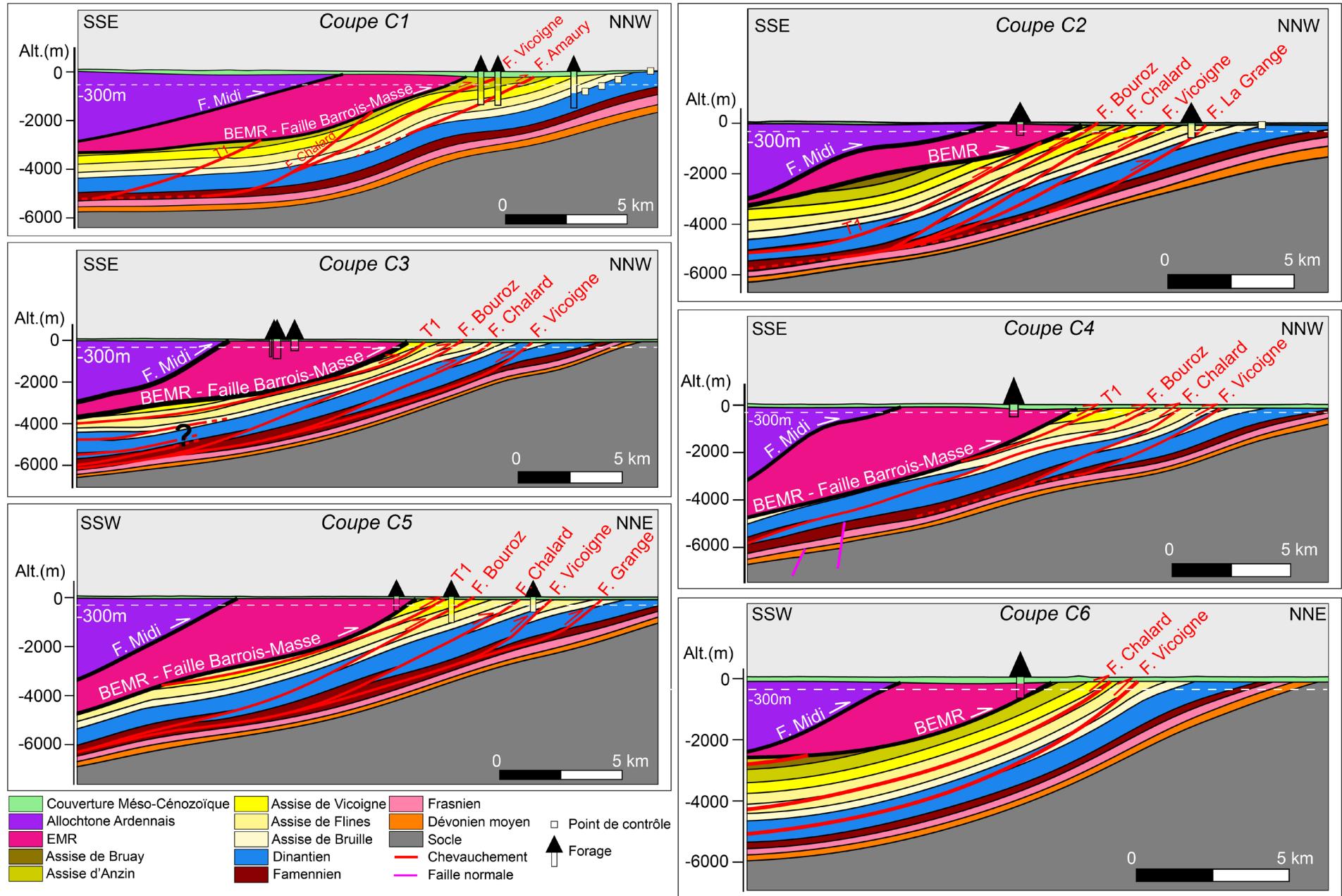


Figure IV.58 : Coupes géologiques modélisées C1 à C6 illustrant la géométrie du BHNPC dans sa partie orientale. Ces coupes sont localisées sur la Figure IV.57.

2.2. Implications cinématiques

La modélisation géométrique du BHNPC et plus généralement du Front Nord Varisque a mis en évidence une déformation intense du BHNPC et du Parautochtone Brabançon dans son ensemble, entre Douai et Valenciennes, au sud de l'anticlinal d'Orchies. En effet : (1) les séries houillères et dévono-carbonifères parautochtones sont fortement flexurées dans la région du BHNPC et particulièrement entre Douai et Valenciennes où des pendages maximums de 15 à 30° vers le sud ont été évalués (§ C.6.1.3) ; (2) les EMR sont uniquement présents dans la partie orientale du BHNPC et sont le plus développés (épaisseur maximale de 3100 m environ, § C.5) précisément entre Douai et Valenciennes, où ils tronquent une grande partie des assises houillères (Figure IV.58) ; (3) le BHNPC et les séries parautochtones sous-jacentes du Famennien-Dinantien sont fortement écaillés entre Douai et Valenciennes (Figure IV.58) (§ D.2.1).

Toutes ces observations témoignent d'une localisation des déformations dans la partie orientale du BHNPC et suggèrent des conditions particulières de déformation lors du développement du Front Nord Varisque au Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen (*ca* Namurien-Westphalien). Un modèle cinématique hypothétique expliquant la géométrie du BHNPC et plus généralement du Front Nord Varisque dans cette région est proposé ci-dessous (Figure IV.59).

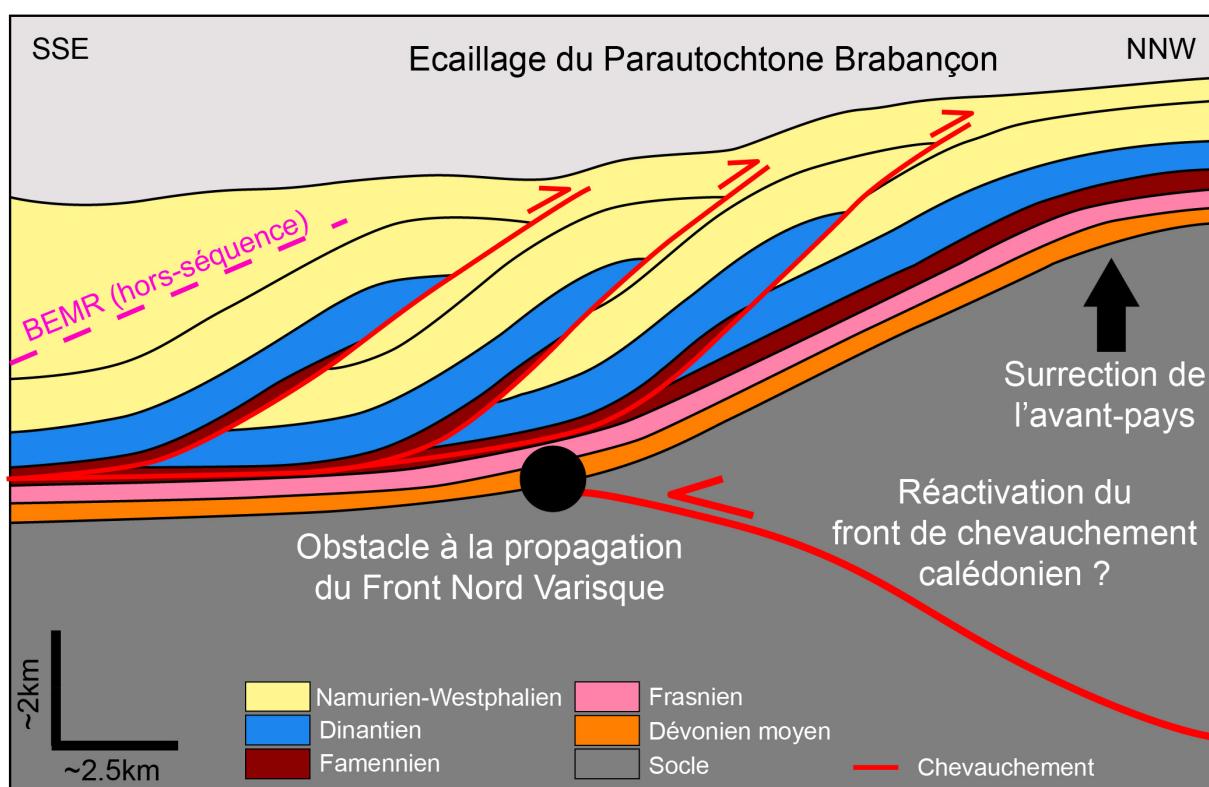


Figure IV.59 : Coupe synthétique dans la région du BHNPC illustrant les mécanismes de déformation proposés et leur cinématique ayant contrôlé la structuration de la partie orientale du BHNPC au cours du Namurien-Westphalien.

La forte flexuration du Parautochtone Brabançon, associée à l'exhumation du socle paléozoïque inférieur et des séries dévono-carbonifères au niveau de l'anticlinal d'Orchies au nord du BHNPC (Figure IV.57), pourrait être liée à la réactivation de rétrochevauchements

profonds dans le socle anté-dévonien. De telles structures ont été observées sur des profils sismiques plus à l'ouest dans l'Artois (Minguely et al., 2008). Dans cette région, les chevauchements varisques à vergence vers le nord interagissent avec des chevauchements calédoniens profonds à vergence vers le sud, formant une zone triangulaire responsable de la surrection de l'avant-pays varisque. Le Front Nord Varisque étant proche du front de la chaîne calédonienne de l'Anglo-Brabant dans le nord de la France (Pharaoh et al., 1993 ; Van Grootel et al., 1997 ; Mansy et al., 1999 ; Pharaoh, 2018), ces rétrochevauchements profonds correspondraient à des possibles chevauchements frontaux de la chaîne de déformation de l'Anglo-Brabant, réactivés lors de l'orogenèse varisque (Figure IV.59).

Minguely (2007) a suggéré sur la base de l'analyse de données gravimétriques un décalage vers le nord-est des structures profondes calédoniennes entre l'Artois et le Mélantois. Le front de chevauchement de la chaîne Anglo-Brabant serait probablement situé le long de la limite nord de la partie orientale du BHNPC, près de l'anticlinal d'Orchies (Figure IV.60), ce qui est cohérent avec l'hypothèse de la réactivation de chevauchements profonds dans cette région.

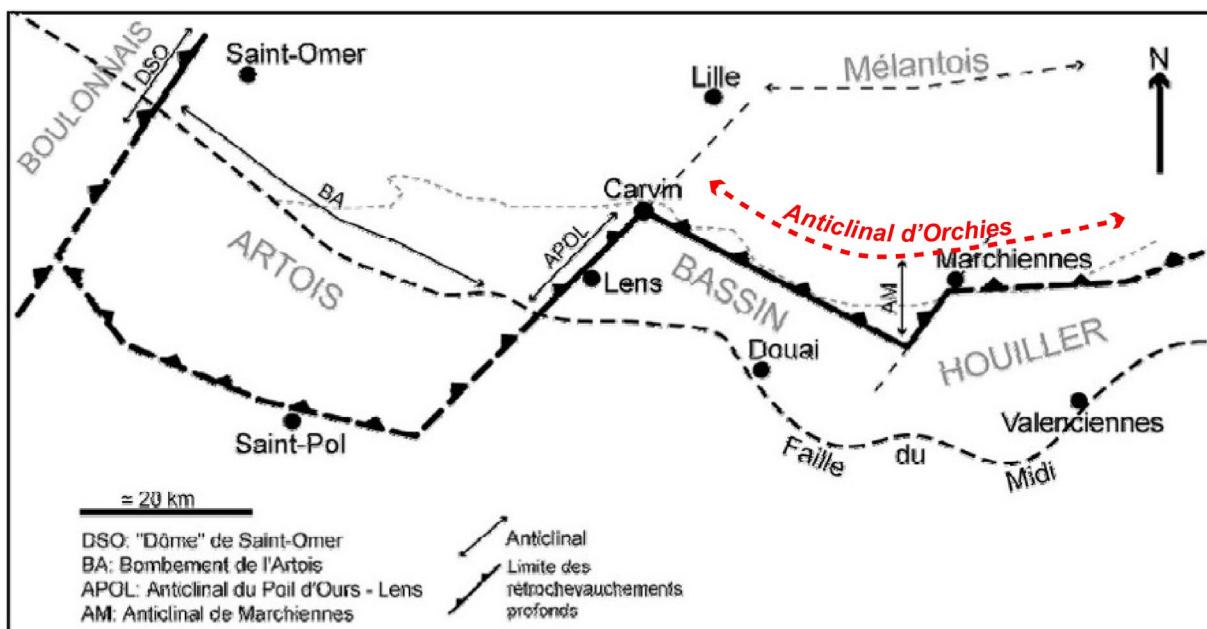


Figure IV.60 : Extension probable des rétrochevauchements profonds dans le nord de la France (modifié de Minguely, 2007).

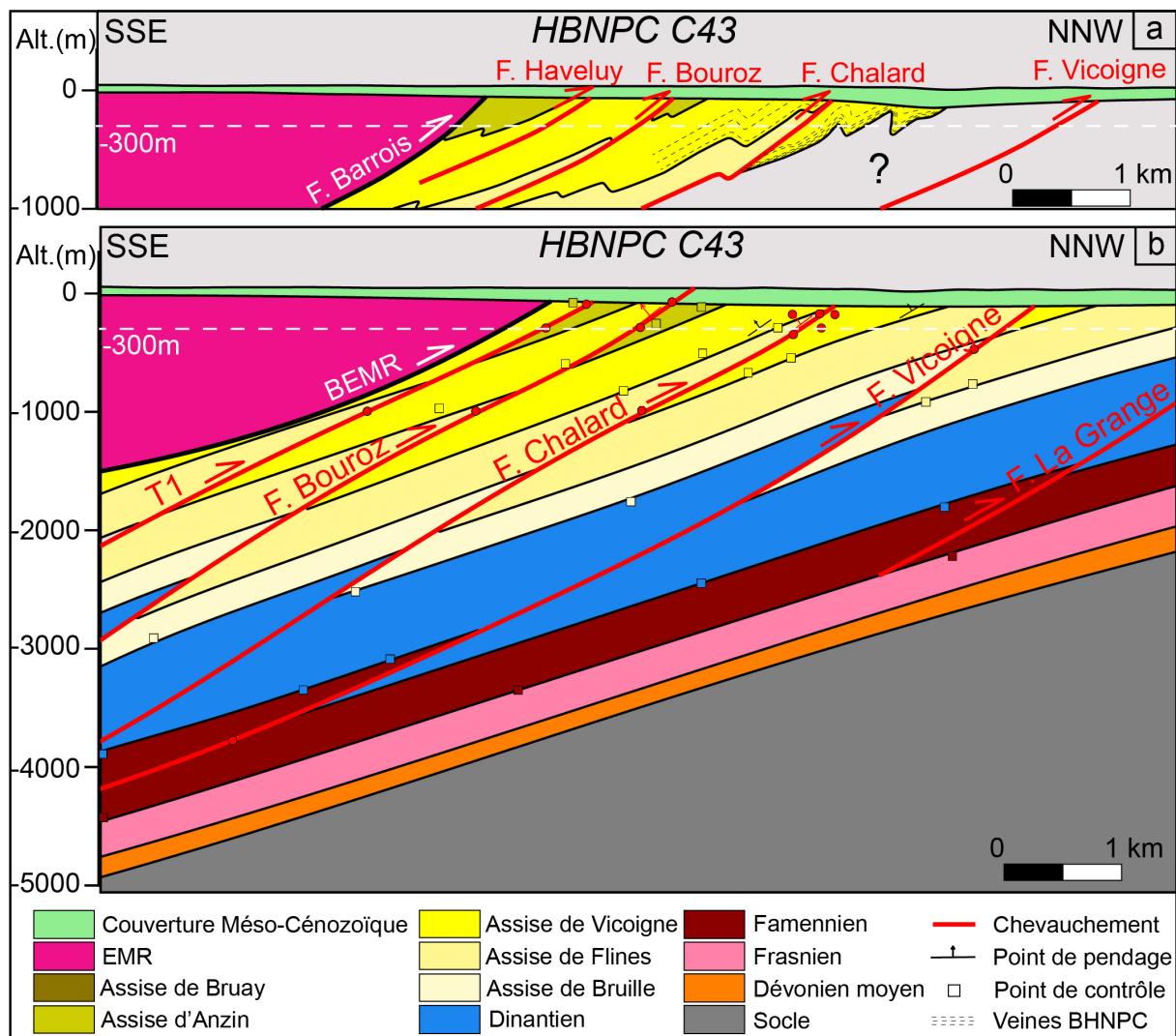
D'après les expériences de modélisation analogique réalisées pour les régions de l'Artois (Minguely et al., 2008) et du nord des Apennins (Toscani et al., 2014), étudiant les mécanismes de déformation et d'interaction entre deux fronts de chevauchements à vergence opposée, les structures héritées semblent pouvoir être réactivées dès lors que le front de chevauchement actif atteint le front de chevauchement préexistant. Appliqué au cas du nord de la France, cela signifie que les chevauchements calédoniens profonds pourraient être réactivés une fois que le Front Nord Varisque a atteint le front de chevauchement de la chaîne Anglo-Brabant. La réactivation des structures calédoniennes profondes et la surrection de l'avant-pays (formation de l'anticlinal d'Orchies) associée seraient donc synchrones du développement du front de chevauchement varisque dans la région du bassin minier.

Les résultats des expériences de modélisation analogique (Minguely et al., 2008) suggèrent de plus que la surrection de l'avant-pays aurait constitué un obstacle majeur à la propagation du front de chevauchement nord varisque vers le nord (Figure IV.59). Ce blocage mécanique serait associé à une concentration des contraintes compressives au sud de l'anticlinal d'Orchies alors en surrection, pouvant ainsi expliquer la localisation des déformations et l'écaillage intense des séries parautochtones entre Douai et Valenciennes (§ D.2.1) (Figure IV.59). Une telle localisation des déformations à l'avant d'un relief de socle jouant le rôle d'obstacle à l'avancée d'un front de chevauchement, a été observée dans d'autres fronts de chaîne. C'est le cas à l'ouest de Taiwan où le relief de socle de Peikang (« *Peikang high* ») a empêché la propagation du front de chevauchements vers l'ouest et a localisé les déformations frontales (Lu et al., 1998 ; Moutherau et al., 1999 ; Lacombe et al., 2003). Un autre exemple est connu à l'ouest des montagnes de Pamir (Tadjikistan), où le développement de la ceinture de plis et de chevauchements du Tajik est concentrée le long des hauts structuraux de l'avant-pays sud-ouest du Tian Shan, formant un obstacle à l'avancée du front de chevauchement (Gagała et al., 2020).

La poursuite de la surrection de l'anticlinal d'Orchies et de l'accumulation des contraintes le long de sa bordure sud auraient par la suite provoqué l'arrêt de la propagation du système de chevauchement en séquence vers le nord puis l'écaillage hors-séquence du Front Nord Varisque (Figure IV.59), caractérisé par la formation successive de la BEMR, du Cran de Retour et de la Faille du Midi. Des cas similaires de dislocation hors-séquence du front de chevauchement, liée à la présence d'un obstacle majeur à la propagation de la déformation dans l'avant-pays, ont été observés dans les chaînes des Alpes (Ortner et al., 2015) et des Andes (Calderon et al., 2017) ou encore dans le bassin du Po au nord de l'Italie (Zuffetti & Bersezio, 2021). Dans le bassin du Po par exemple, la structure de San Colombano s'est formée en hors-séquence suite à l'arrêt de la propagation du front de chevauchement de l'Arc Emilia à l'avant du front de chevauchement sud-alpin pré-existant, constituant un obstacle mécanique majeur (Zuffetti & Bersezio, 2021).

2.3. Apports de la modélisation à la connaissance de la géométrie du BHNPC

La géométrie du BHNPC était connue jusqu'à présent exclusivement à partir des données minières issues de l'exploitation du charbon aux 19-20^{ème} siècles. La réinterprétation de ces données minières et leur intégration avec les interprétations des profils sismiques lors de cette étude ont permis de proposer un nouveau modèle géométrique de la partie orientale du BHNPC. La modélisation a notamment permis de donner une interprétation de la structure profonde du BHNPC (Figure IV.61b), jusqu'à présent inconnue du fait de l'absence de données minières à plus de 500-1000 m de profondeur (Figure IV.61a), montrant ainsi l'importance de la complémentarité des données minières peu profondes et des données sismiques profondes. Le sous-charriage important (20-25 km) du BHNPC vers le sud sous l'Allochtone Ardennais a notamment pu être mis en évidence.



Il est important de rappeler que ce modèle a été réalisé à l'échelle régionale et seule la géométrie générale du BHNPC, prenant en compte uniquement les chevauchements et plis principaux, a été modélisée. Les structures (plis et failles) locales déformant les assises houillères, définies en détails dans le BHNPC, ne sont pas visibles à cette échelle. La géométrie modélisée (Figure IV.61b) est donc simplifiée en comparaison de la géométrie détaillée observée dans les parties les moins profondes du bassin (Figure IV.61a). Cette géométrie simplifiée est donc forcément associée à des incertitudes locales sur la position des assises et des chevauchements, liées à l'échelle et à l'objectif de modélisation choisis et donc à la méthode utilisée.

La réinterprétation des données minières et leur intégration avec les données sismiques interprétées ont de plus permis de redéfinir la géométrie et le tracé cartographique des chevauchements principaux affectant le BHNPC. En effet, dans certaines zones du BHNPC, la géométrie des failles du Midi, Barrois-Masse, Chalard, Bouroz et Vicoigne a été revue par rapport à la dernière synthèse géologique du BHNPC de Bouroz et al. (1963). Ces modifications ont été réalisées tout en maintenant une cohérence géométrique avec les assises observées et décrites dans le BHNPC (Figure IV.62).

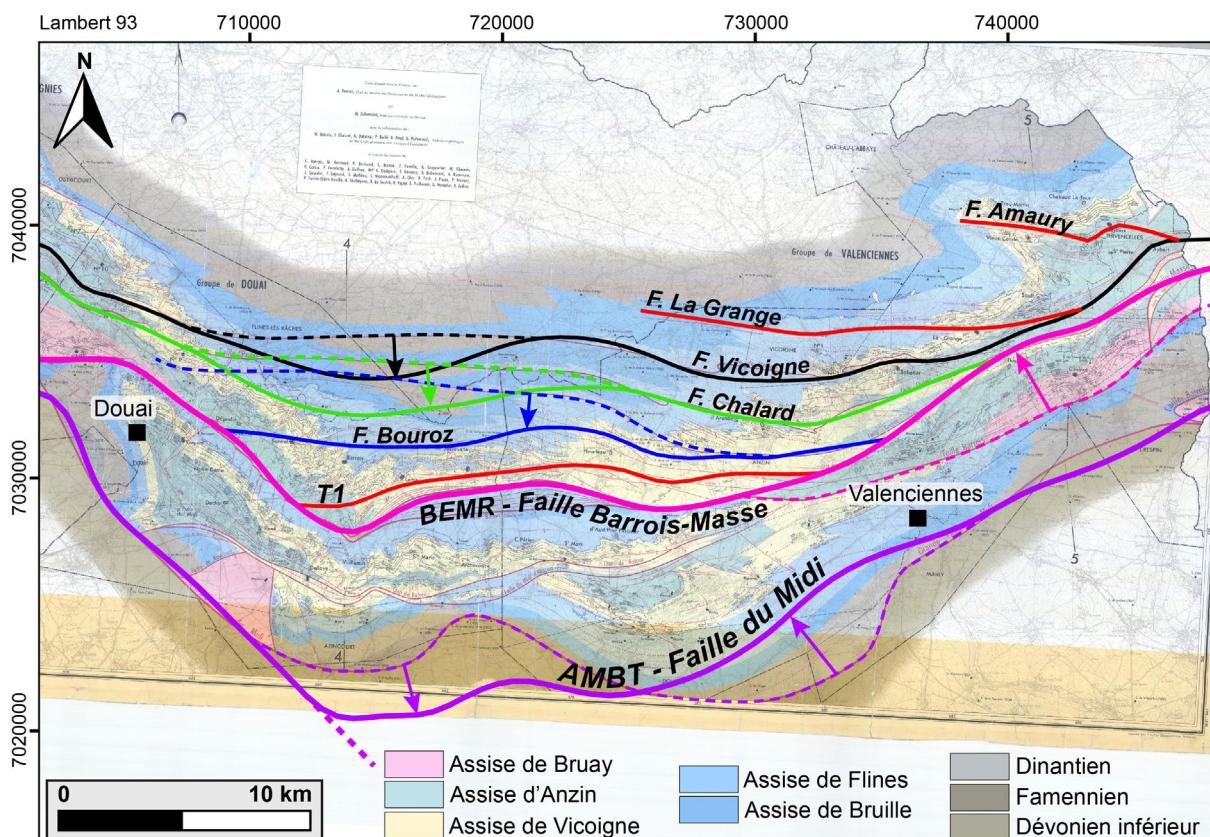


Figure IV.62 : Révision du tracé cartographique des chevauchements principaux du BHNPC suite à la modélisation. En fond : carte géologique à la côte -300 m de Bouroz et al. (1963) ; traits pointillés : chevauchements interprétés par ce dernier ; traits pleins : nouveaux chevauchements modélisés. Les flèches indiquent l'évolution du tracé des chevauchements.

Parmi les points marquants, il faut noter :

(1) Au sud du BHNPC, la révision du tracé de la Faille du Midi a été présentée et discutée spécifiquement à la fin de la section C.4.

(2) La BEMR, équivalente à la Faille Barrois-Masse, a été modélisée plus au nord entre Valenciennes et la Belgique (Figure IV.62). Ce choix a été fait à partir de l'interprétation du profil sismique M146 le long de la frontière franco-belge, suggérant une continuité plus importante des EMR vers le nord. Il est frappant de noter que cette nouvelle interprétation de la géométrie de la Faille Barrois correspond au tracé proposé par Pruvost & Bertrand (1932) et Bouroz (1950), et retenu par les derniers travaux de corrélation des chevauchements et massifs structuraux du BHNPC (France) et du Bassin du Hainaut (Belgique) (Delmer, 2003). La Faille Barrois interprétée à l'est de Valenciennes par Bouroz et al. (1963) correspondrait en réalité au Cran de Retour défini à l'ouest de Valenciennes et à la Faille Boussu en Belgique.

(3) A l'est de Douai, les failles Bouroz, Chalard et Vicoigne ont été modélisées plus au sud et avec une orientation variable ($N70-80^\circ$ à $N110-120^\circ$) par rapport à la dernière interprétation de Bouroz et al. (1963) ($N90-110^\circ$) (Figure IV.62). A noter que le tracé des failles défini par Bouroz et al. (1963) n'est contraint par aucune donnée minière dans cette zone particulière. La nouvelle géométrie, définie selon la méthodologie décrite dans la section Chapitre IV.D.1.1 et basée sur l'intégration de l'ensemble des données sismiques et des observations minières, est donc toute aussi cohérente en 3D.

(4) La géométrie modélisée des failles d'Amaury et de La Grange (Figure IV.62) est identique à la géométrie interprétée lors de l'exploitation minière par Bouroz et al. (1963), aucunes données nouvelles n'ayant été intégrées durant cette thèse.

(5) Le chevauchement T1 (Figure IV.62), contraint à partir des interprétations des profils sismiques, et sans équivalence évidente dans le BHNPC, correspondrait localement à la faille d'Agache et la faille du Nord d'Haveluy.

2.4. Relations géométriques entre les régions orientale et occidentale du BHNPC

Comme présenté ci-dessus, seule la géométrie de la partie orientale du BHNPC a été modélisée. Ce choix s'explique pour deux raisons principales :

(1) Il n'était pas possible de modéliser tout le BHNPC dans le temps imparti. Le choix a donc été fait de se concentrer sur la partie orientale située dans le prolongement nord des profils sismiques, permettant ainsi de proposer un modèle structural contraint par l'ensemble des données analysées dans le cadre de la thèse.

(2) Les parties orientale et occidentale du BHNPC représentent des domaines structuraux et sédimentaires différents (§ II.B.2.1). A l'est, le BHNPC est fortement subsident (Figure IV.63) et ses séries sont très épaisses (maximum de 3500 m) (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983). A l'ouest, le substratum du BHNPC est surelevé (Figure IV.63) et les séries houillères sont amincies (maximum de 1200 m) (Bouroz, 1969 ; Becq-Giraudon, 1983). Les assises namuriennes sont notamment très condensées (Chalard, 1960) (Figure IV.63), témoignant d'une différence de subsidence importante entre l'est et l'ouest du BHNPC. Cette dernière serait liée à la surrection de la partie occidentale du BHNPC suite à la réactivation de

rétrochevauchements profonds dans l'Artois dès le Namurien (Minguely, 2007). Les structures varisques et les formations houillères de la région occidentale sont transférées vers le nord-ouest au niveau de la zone de virgation du Front Nord Varisque dans la région de Douai. Les relations géométriques entre les régions orientale et occidentale du BHNPC dans cette zone de virgation sont pour le moment peu connues et difficiles à déterminer à l'échelle de la présente étude régionale.

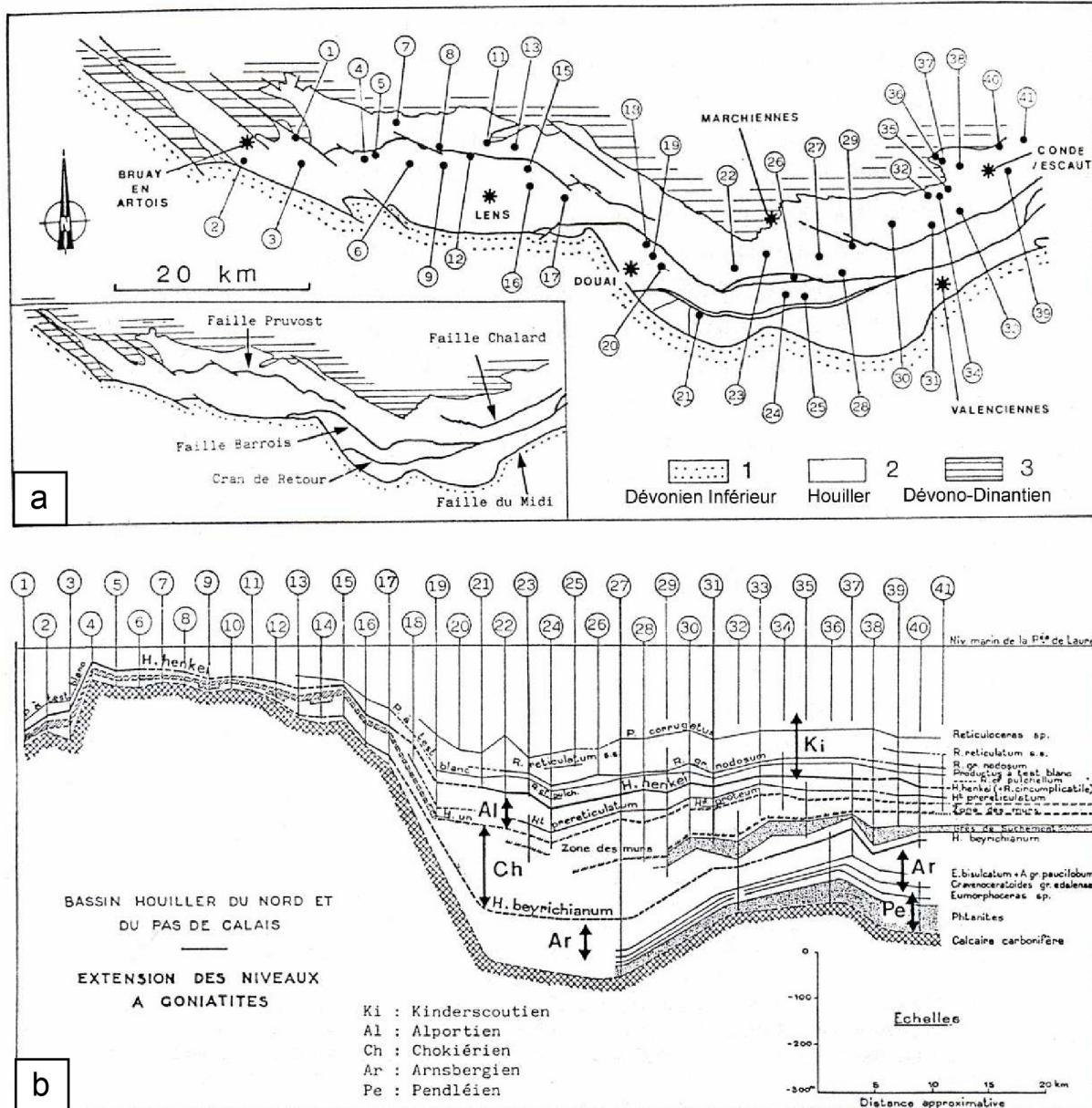


Figure IV.63 : a. Ecorthé structural du BHNPC et localisation des forages analysés par Chalard (1960). b. Coupe Est-Ouest dans le BHNPC définissant l'extension des niveaux à goniatites dans le Namurien (Chalard, 1960).

Une première hypothèse est tout de même proposée quant aux relations entre le chevauchement principal connu dans la partie occidentale du BHNPC (Faille Pruvost) et les chevauchements majeurs modélisés dans la partie orientale du BHNPC (Failles Bouroz, Chalard et Vicoigne). Les interprétations réalisées par Bouroz et al. (1963) suggèrent que la Faille Pruvost serait continue entre les parties orientale et occidentale du BHNPC et correspondrait latéralement à la Faille Chalard (Figure IV.64a). Afin de tester cette hypothèse,

la Faille Pruvost a été modélisée indépendamment de la Faille Chalard, à partir des données et interprétations (cartes et coupes minières) de la partie occidentale du bassin minier uniquement. La géométrie 3D de ces deux chevauchements a ensuite été confrontée en profondeur.

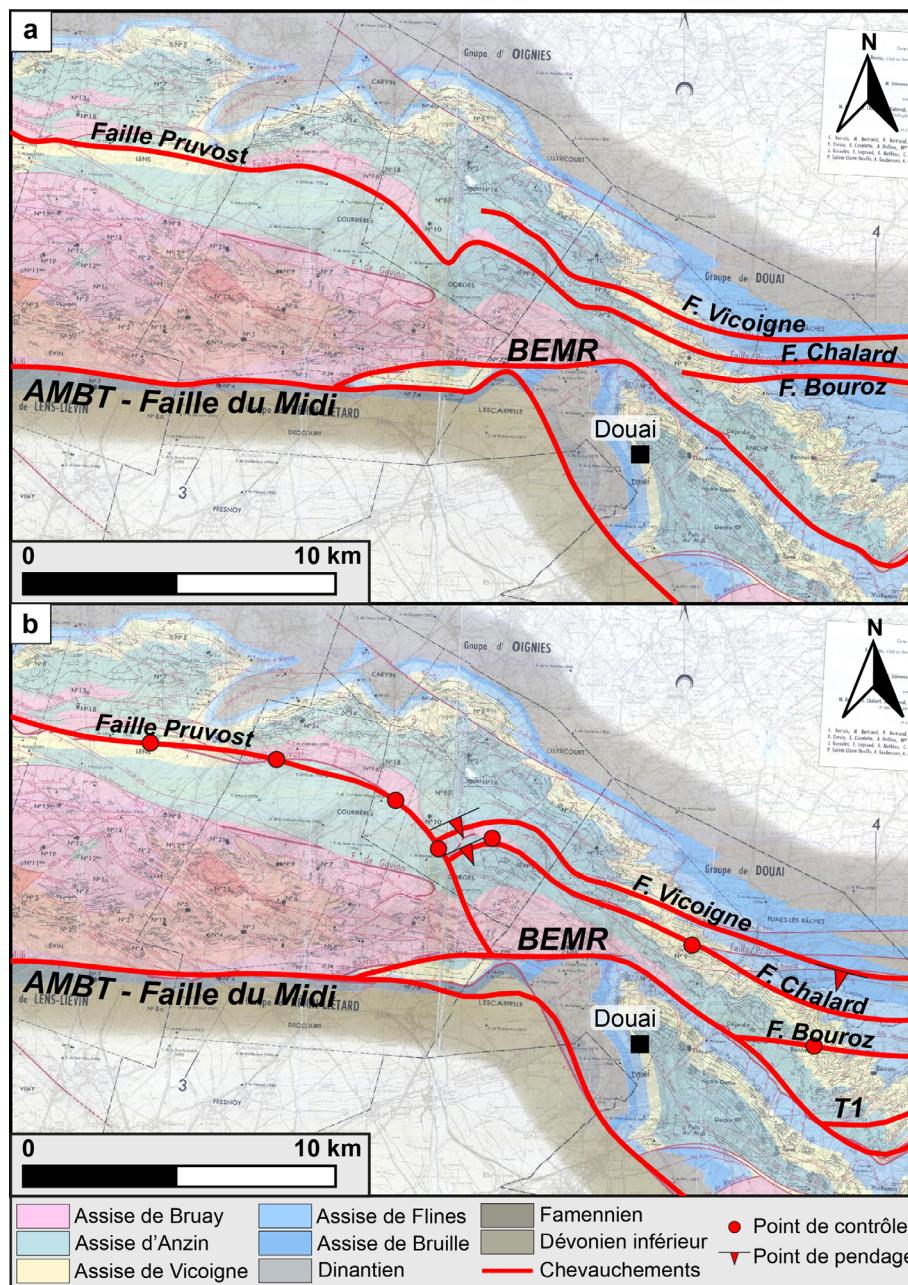


Figure IV.64 : Interprétation de la géométrie des chevauchements majeurs du BHNPC dans la région de Douai **a.** selon Bouroz et al. (1963) et **b.** d'après les résultats de la modélisation.

En visualisant la Faille Pruvost modélisée sur les sections 2D dans la partie est de la zone d'étude, notamment sur les profils sismiques, il s'est avéré que cette faille pouvait correspondre à l'un des chevauchements profonds interprétés sur les profils sismiques à la limite entre les parties orientale et occidentale du BHNPC (A599, C586, C058, etc.) (Figure IV.65).

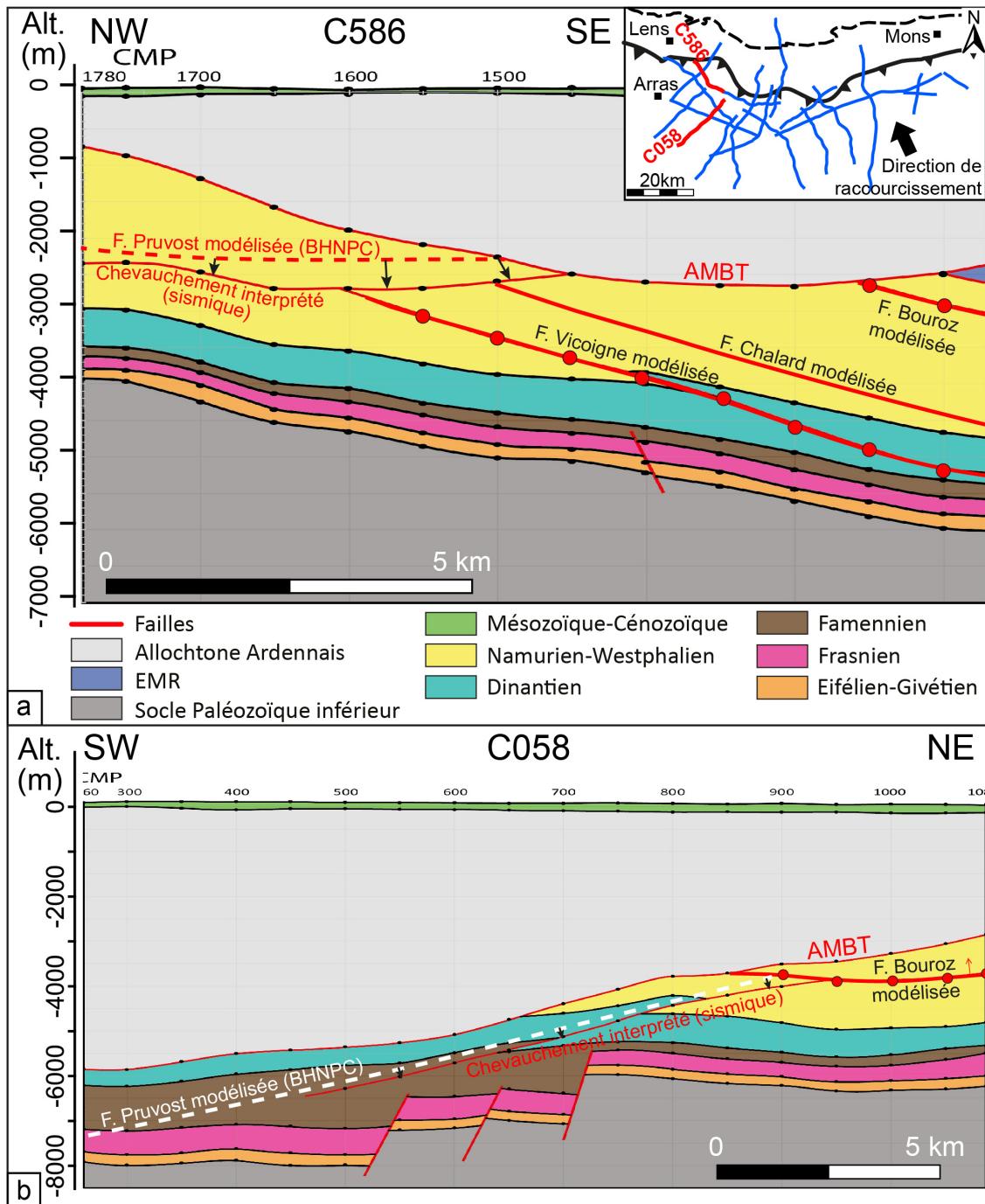


Figure IV.65 : Modélisation de la Faille Pruvost à partir des données minières (BHNPC) a. à l'extrême ouest du profil sismique C586 converti en profondeur et b. sur le profil sismique C058 converti en profondeur, mettant en évidence les corrélations possibles avec les chevauchements interprétés sur les profils sismiques et les relations géométriques avec les failles modélisées à l'est du BHNPC.

Sur ces profils, il est incontestable que ce chevauchement ne correspond pas à la Faille Chalard modélisée dans la partie orientale de la zone d'étude, mais plutôt à un chevauchement interprété en sismique recoupant la Faille Chalard et la Faille Vicoigne à l'ouest (Figure IV.65a). L'interprétation du profil sismique C058 suggère que la Faille Pruvost correspondrait à un chevauchement interprété en sismique qui est recoupé en profondeur par la Faille Bouroz défini à l'est du BHNPC (Figure IV.65b). A noter que les failles Bouroz et Pruvost sont toutes deux recoupées par le chevauchement hors-séquence de la BEMR dans le bassin minier (Figure

IV.64b). Ces observations mettent en évidence l'existence de structures différentes dans les parties orientale et occidentale du BHNPC, de part et d'autre de la zone de virgation de Douai, et réfutent l'hypothèse d'une continuité latérale des chevauchements dans le bassin houiller. Une interprétation possible des relations entre la Faille Pruvost et les Failles Chalard et Vicoigne sur la carte géologique du bassin minier de Bouroz et al. (1963) (côte -300 m) est proposée dans la Figure IV.64b. Cette interprétation est basée sur les relations géométriques mises en évidence ci-dessus et sur les observations minières des chevauchements dans le BHNPC. Les failles Vicoigne et Chalard à l'est s'arrêtent sur la Faille Pruvost à l'ouest.

La visualisation 3D de la géométrie des failles Pruvost, Chalard, Bouroz et Vicoigne (Figure IV.66) a mis en évidence une orientation différente de la Faille Pruvost par rapport aux autres chevauchements dans la zone de virgation de Douai. En effet, les chevauchements modélisés à l'est (Failles Bouroz, Chalard et Vicoigne) ont une orientation globale (NE-SW) orthogonale à la direction de raccourcissement varisque (*i.e.*, NW-SE). La faille Pruvost est quant à elle globalement orientée NW-SE, parallèle à la direction de raccourcissement varisque, suggérant l'existence d'une rampe latérale au sud de Douai, comparable à celle de l'AMBT décrite dans la section C.4.

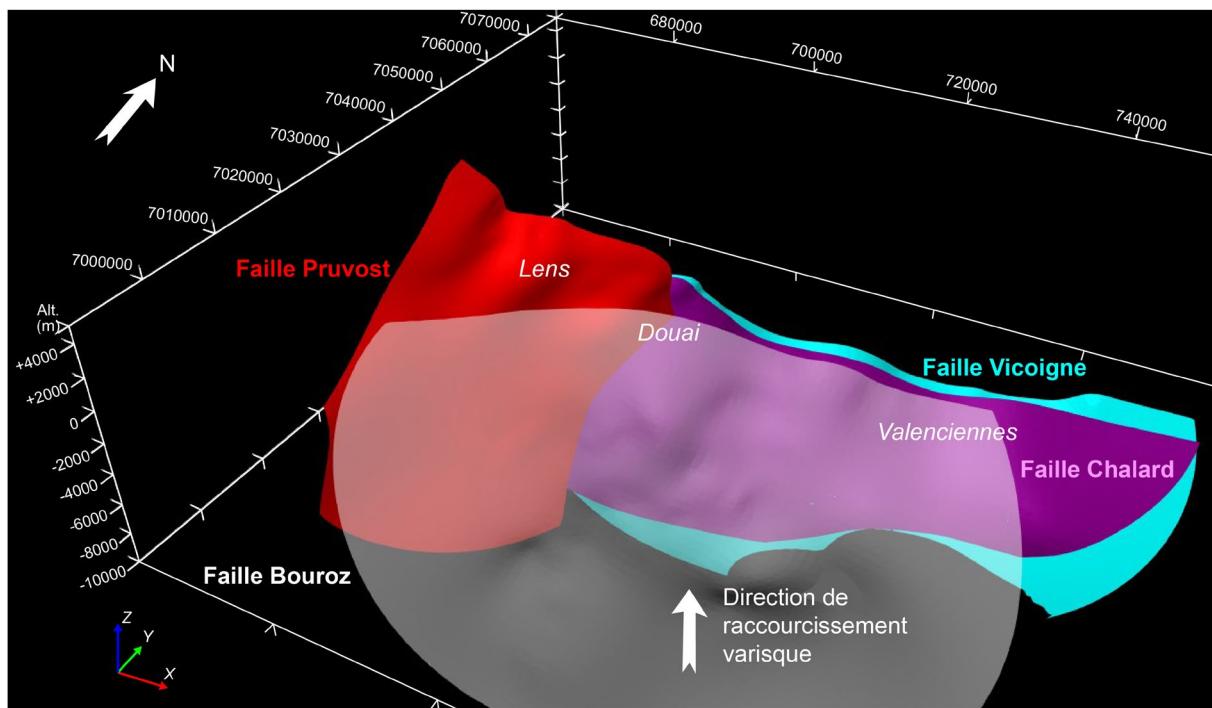


Figure IV.66 : Vue 3D des failles Bouroz, Chalard, Pruvost et Vicoigne modélisées. Exagération verticale : x2. Résolution : 1000 m. A noter que les failles Bouroz et Pruvost sont tronquées dans la région de Douai et au sud de Douai par les chevauchements hors-séquence de la BEMR et de l'AMBT, non modélisés sur cette vue 3D.

L'amélioration de la compréhension des relations géométriques entre les différents chevauchements au sein de la zone de transfert nécessiterait la poursuite de la modélisation numérique 3D intégrant des données minières disponibles à des échelles plus précises dans cette région (archives de l'UTAM). Des expériences de modélisation analogique prenant en compte les différents éléments structuraux et cinématiques entrant en jeu dans le développement du Front Nord Varisque et du BHNPC (*e.g.*, réactivation de chevauchements calédoniens dans l'Artois et dans la région d'Orchies, surrection de l'avant-pays et blocage de l'avancée du front de chevauchement, influence des failles normales héritées de la marge sud-avalonienne)

apporteraient des contraintes sur les mécanismes de déformation et les géométries au sein de la zone de transfert, ainsi que sur la cinématique de mise en place des chevauchements dans le BHNPC.

SYNTHESE DU CHAPITRE

Nous avons vu dans ce chapitre comment la construction d'un modèle géométrique 3D intégrant une grande quantité de données d'origines variées (sismique réflexion, données minières, sondages, données de surface, gravimétrie) a permis de proposer une vision actualisée, inédite et cohérente de la structure profonde du sous-sol dans le nord de la France et le sud de la Belgique. La modélisation géométrique du Front Nord Varisque a permis de définir et de décrire la géométrie générale des différentes unités structurales à partir de cartes structurales (isohypsés), de cartes isopaques, de vues 3D et de coupes verticales 2D. Une nouvelle carte structurale transfrontalière du toit du Paléozoïque a notamment été proposée et la géométrie segmentée en rampes frontales et latérales des chevauchements principaux de l'AMBt et de la BEMR a été décrite. Plus spécifiquement, la modélisation du Parautochtone Brabançon a permis de définir la géométrie profonde des réservoirs dinantien et dévonien, en termes d'extension, de profondeur, d'épaisseur et de structuration. Ces réservoirs sont caractérisés entre autres par :

- Une extension sur presque toute la zone d'étude (surface supérieure à 7500 km²) ;
- Un approfondissement vers le sud jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 7-8 km (Dinantien) et 8.5-9 km (Givétien-Frasnien) ;
- Une géométrie sub-tabulaire dans l'avant-pays brabançon ;
- Une géométrie monoclinale dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais ;
- Une orientation générale N60-80° et N110-130° ;
- Une structuration profonde par (1) les failles de l'Artois, (2) les failles du Mélantois, (3) les chevauchements varisques à vergence vers le nord-ouest (Douai-Valenciennes) ou vers l'ouest (Cambrai) et (4) les failles normales synsédimentaires dévonniennes (uniquement pour le réservoir dévonien) ;
- Un épaississement important dans la région de Mons, dans les zones structurées par les chevauchements varisques et au mur (au sud) des failles normales synsédimentaires dévonniennes (uniquement pour le réservoir dévonien).

Dans la dernière partie de ce chapitre, la modélisation a permis grâce à la réinterprétation des données minières et à leur corrélation avec les données sismiques, de proposer une interprétation inédite de la géométrie des assises namuro-westphaliennes et des chevauchements varisques dans la partie orientale du BHNPC entre Douai et la Belgique. Une nouvelle carte géologique à la côte -300 m a notamment été produite. Des traits structuraux majeurs ont été mis en évidence, notamment un écaillage important des assises houillères par un système de chevauchement imbriqués localisé au sud de l'anticlinal d'Orchies. La

redéfinition de la structure du BHNPC a permis d'améliorer la compréhension de l'évolution cinématique du Front Nord Varisque dans la région de Douai-Valenciennes et d'en proposer un modèle synthétique. La réactivation varisque de chevauchements profonds calédoniens au nord de Douai-Valenciennes aurait provoqué la surrection de l'avant-pays et la formation de l'anticlinal d'Orchies, bloquant la propagation des déformations vers le nord. Ce blocage mécanique aurait provoqué l'écaillage intense de la partie orientale du BHNPC et la dislocation hors-séquence du Front Nord Varisque. Enfin, une interprétation possible des relations géométriques entre les chevauchements majeurs définis de part et d'autre de la zone de transfert dans la région de Douai a été proposée.

Chapitre V.

Conclusion générale

Chapitre V. Conclusion générale

Les travaux réalisés au cours de la thèse avaient pour objectifs, d'une part d'améliorer la compréhension de la dynamique sédimentaire et structurale du Front Nord Varisque dans le nord de la France, et d'autre part de définir la géométrie des potentiels réservoirs géothermiques profonds du Dinantien et du Givétien-Frasnien à l'échelle régionale.

L'interprétation de 21 profils de sismique réflexion (532 kilomètres) retraités dans le cadre de la thèse donne une image inédite de la géométrie de la partie orientale du Front Nord Varisque dans les Hauts-de-France et définit ses traits structuraux caractéristiques entre l'Artois et la Belgique. Les résultats mettent en évidence une localisation importante de la déformation sur la zone de chevauchement frontal (AMBT) avec un transport des unités allochtones (l'Allocogne Ardennais) sur plus de 50 km. Ce processus induit un sous-charriage important du bassin d'avant-pays vers le sud (de l'ordre de 20-25 km) et le développement d'écailles et de massifs renversés (EMR) de grande extension au mur de l'AMBT. Les données sismiques montrent que ces unités sont tronquées par l'AMBT au moins 15 km au sud de la zone d'émergence du chevauchement frontal, la Faille du Midi. La géométrie profonde des unités paraautochtones sous-charriées (Paraautochtone Brabançon) a pu être caractérisée en 3D. Les dépôts synorogéniques namuro-westphaliens et leur substratum dévonien-carbonifère inférieur, flexurés à grande échelle en réponse à la surcharge des unités allochtones, sont affectés par un ensemble de chevauchements à vergence NW à NNW souvent associés à des plis de rampes. Ces structures, qui accommodent le faible raccourcissement transféré vers l'avant-pays depuis l'AMBT, s'enracinent au sein de deux niveaux de décollements principaux, l'un au sein des schistes famenniens, l'autre à la transition entre les schistes namuriens et les carbonates dinantiens. Les interprétations sismiques révèlent, par ailleurs, une flexuration importante des séries paraautochtones dans la région de Douai-Valenciennes et un plissement profond de l'unité paraautochtone et de son socle paléozoïque inférieur au sein de l'avant-pays sous-charrié. Ces déformations sont potentiellement reliées à la réactivation, sous forme de rétrochevauchements, de chevauchements calédoniens profonds dans le socle paléozoïque inférieur du Brabant, lors de la propagation vers le nord des unités chevauchantes varisques. L'un des résultats principaux issus de l'interpolation 3D des différents profils sismiques est la caractérisation d'une segmentation majeure du front de chaîne en lien avec l'existence d'une grande rampe latérale préservée en profondeur et orientée NW-SE selon un axe Douai-Cambrai. Cette rampe latérale majeure agit comme une zone de transfert relayant les chevauchements frontaux des segments Est (Valenciennes-Douai) et Ouest (Lens-Béthune-Artois) du Front Nord Varisque. Un autre résultat majeur de l'interprétation sismique est la mise en évidence de la structuration précoce de la marge sud-laurassienne au Dévonien moyen-supérieur par des failles normales synsédimentaires orientées N60-80° et N110-130°, responsables de l'approfondissement et de l'épaississement des séries dévonniennes vers le sud. Les données sismiques montrent que ces structures héritées ont exercé un contrôle direct sur la dynamique et la segmentation du front de chevauchement au Carbonifère supérieur en localisant les rampes de chevauchement frontales et latérales.

La construction d'un modèle géométrique 3D intégrant les interprétations sismiques et l'ensemble des données disponibles dans la région (forages, données minières, données de surface, synthèses géologiques existantes, gravimétrie) a permis de proposer une nouvelle interprétation de la géométrie des différents ensembles sédimentaires et des discontinuités

(failles, chevauchements) du Front Nord Varisque sous la Couverture Méso-Cénozoïque (Figure V.1).

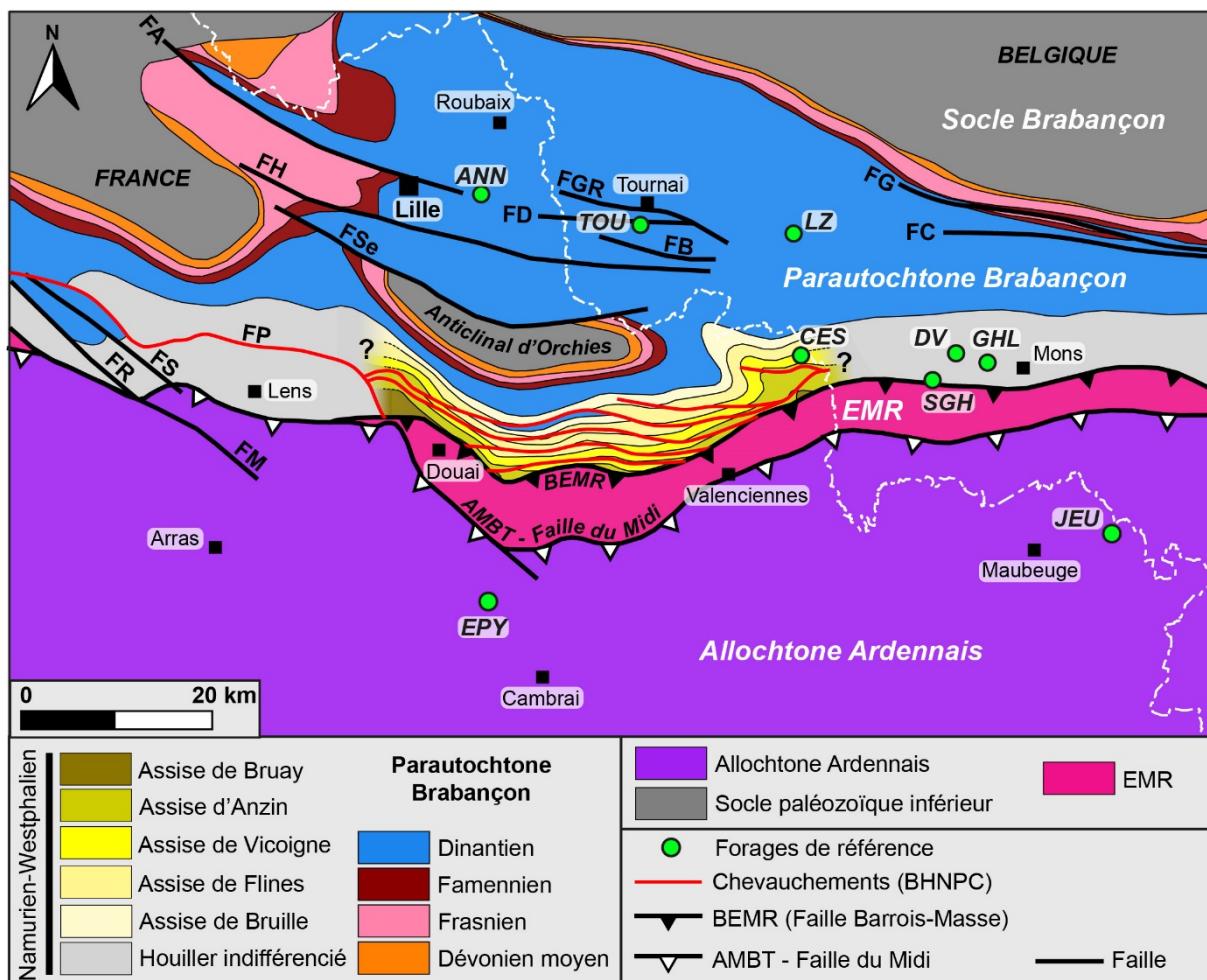


Figure V.1 : Ecorché géologique du substratum paléozoïque dans le nord de la France-sud de la Belgique, générée à partir du modèle 3D. Légende des failles : FA : Faille d'Armentières ; FB : Faille Bruyelle ; FC : Faille de Cambron-St-Vincent ; FD : Faille de la Dondaine ; FG : Faille de la Guélenne ; FGR : Faille de Gaurain-Ramecroix ; FH : Faille d'Haubourdin-Rumes ; FM : Faille Marqueffles ; FP : Faille Pruvost ; FR : Faille de Ruitz ; FS : Faille de Sains ; FSe : Faille de Seclin. Légende des forages : ANN : Annappes ; CES : Condé-sur-l'Escaut ; DV : Douvrain ; EPY : Epinoy ; GHL : Ghlin ; JEU : Jeumont ; LZ : Leuze ; SGH : Saint-Ghislain ; TOU : Tournai.

La géométrie des réservoirs géothermiques potentiels du Dinantien et du Givétien-Frasnien est notamment décrite à l'échelle régionale avec une résolution sans précédent, à partir de cartes d'isopaque et de cartes des isohypses du toit et de la base des séries. Les résultats mettent en évidence une extension et un approfondissement importants des réservoirs vers le sud sous l'Allocchtone Ardennais. Les réservoirs du Dinantien et du Dévonien atteignent respectivement des profondeurs de l'ordre de 7-8 km et 8.5-9 km au sud de Cambrai. Ils sont structurés selon deux directions N60-80° et N110-130°, communes à la plupart des séries, failles et chevauchements rencontrés dans le socle paléozoïque du nord de la France. Ils sont caractérisés par une géométrie sub-tabulaire à faiblement plissée dans l'avant-pays brabançon et sont inclinés vers le sud dans la région du bassin minier du Nord-Pas-de-Calais, matérialisant la flexuration de la marge avalonienne sous-charriée. En Artois et dans la zone du Mélantois, ces réservoirs sont affectés par des failles à fort pendage, initiées lors des événements extensifs

ou transtensifs tardi-varisques puis réactivées lors de la phase compressive tertiaire, contre-coup lointain des épisodes collisionnels pyrénéo-alpins. Dans la région de Douai et Valenciennes et jusqu'à Cambrai au sud, ils sont affectés par les chevauchements varisques de faible rejet associés à la propagation vers l'avant-pays du raccorçissement. Un épaississement important des séries dévono-carbonifères est mis en évidence dans la région de Mons et dans les zones structurées par les chevauchements varisques. Les séries dévonniennes sont également sensiblement épaisse au toit des failles normales synsédimentaires dévonniennes.

La modélisation 3D a également permis grâce à la réinterprétation des données minières et à leur mise en relation avec les données sismiques, de proposer une interprétation inédite de la géométrie des assises namuro-westphaliennes et des chevauchements varisques principaux dans la partie orientale du BHNPC. Un nouvel écorché géologique à la côte - 300 m a notamment été produit entre Douai et la frontière belge, près de 60 ans après la dernière synthèse géologique du BHNPC (Bouroz et al., 1963). Les résultats mettent en évidence un système de chevauchement imbriqués à vergence nord, localisé au sud de l'anticlinal d'Orchies et responsable de l'écaillage intense des assises houillères entre Douai et Valenciennes. Cette approche 3D a notamment démontré la discontinuité des structures varisques entre les parties orientale et occidentale du BHNPC, témoignant de l'existence de deux domaines structuraux distincts de part et d'autre de la zone de transfert majeure dans la région de Douai.

La caractérisation géométrique 3D du Front Nord Varisque et du BHNPC a permis d'améliorer la compréhension de la dynamique du Front Nord Varisque et de proposer un modèle d'évolution cinématique dans la région de Douai-Valenciennes (Figure V.2). Selon ce modèle, la propagation du front de chevauchement nord-varisque vers le nord au Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen aurait été conjuguée à la réactivation de chevauchements calédoniens profonds dans le Socle Brabançon, responsable de la surrection du socle paléozoïque inférieur et du Parautochtone Brabançon au nord du bassin minier au niveau de l'anticlinal d'Orchies. Le socle Brabançon en surrection aurait représenté un obstacle majeur à l'avancée du Front Nord Varisque vers le nord, provoquant le sous-charriage important de la partie orientale du BHNPC et de son substratum dévono-carbonifère et la dislocation hors-séquence du front de chevauchement dans la région de Douai-Valenciennes. Ce processus aurait ainsi renforcé la localisation de l'allochtonie le long de la zone de chevauchement frontal (AMBT). L'unité des Ecailles et Massifs Renversés au mur de la zone de chevauchement frontal est interprétée comme le résultat de la rotation et du renversement progressif du flanc avant d'un anticlinal de rampe, induit par le cisaillement basal important associé au déplacement hors-séquence de l'Allochtone Ardennais le long de l'AMB. Cet anticlinal aurait été recoupé séquentiellement par de nouveaux chevauchements hors-séquences définis dans le bassin houiller comme les failles du « Cran de Retour » et du « Midi ».

Ce travail démontre l'intérêt d'une double approche couplant les avancées de la connaissance scientifique (la dynamique du Front Nord Varisque) et le développement de connaissances appliquées (géométrie des réservoirs).

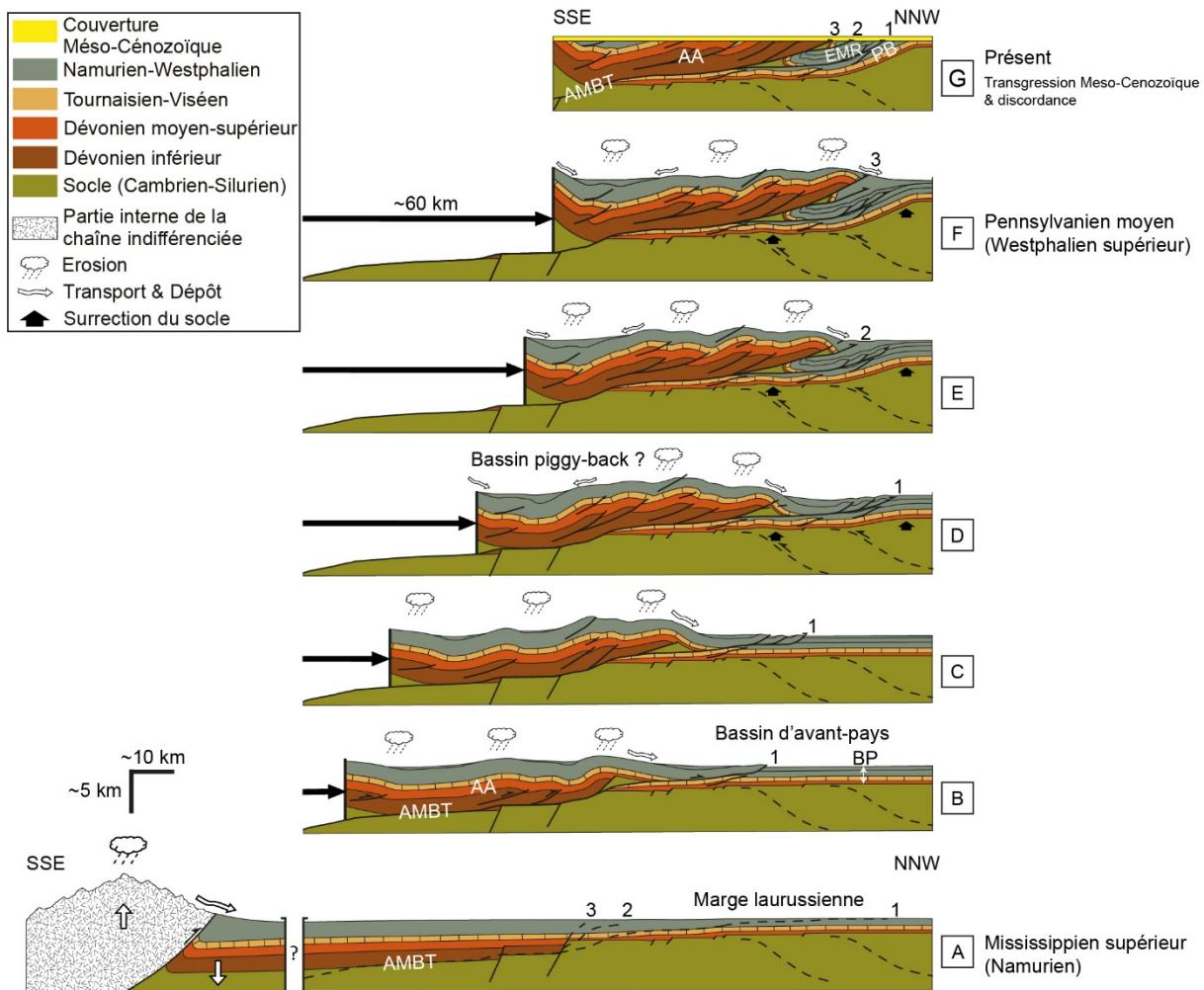


Figure V.2 : Modèle d'évolution cinématique conceptuel du front de chevauchement nord-varisque dans le nord de la France (région de Douai-Valeceniennes). AA : Allochtone Ardennais ; AMBT : Allocoton Main Basal Thrust ; EMR : Ecailles et Massifs Renversés ; PB : Parautochtone Brabançon. Les numéros 1, 2 et 3 définissent l'ordre d'activation des chevauchements : la BEMR, le Cran de Retour et la Faille du Midi respectivement.

Perspectives

Les travaux réalisés au cours de la thèse apportent de nombreux éléments de réponse quant à la géométrie en profondeur des unités paléozoïques du Nord de la France et la dynamique du Front Nord Varisque et de son bassin d'avant-chaîne, le bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais (BHNPC). Plusieurs pistes de travail peuvent être envisagées afin de poursuivre cette première approche de modélisation. Faute de temps, la modélisation de la partie occidentale du BHNPC n'a pas pu être effectuée. Les données archivées sur ce secteur sont tout aussi nombreuses que sur le secteur Est et leur intégration permettrait de compléter la synthèse géologique réalisée dans la région de Douai-Valenciennes et de proposer un modèle structural du BHNPC dans son ensemble. Cette démarche conduirait nécessairement à des questionnements sur la façon dont les chevauchements se relaient de part et d'autre de la rampe latérale majeure mise en évidence dans la région de Douai. Des études de modélisation analogique, prenant en compte les différents éléments structuraux et cinématiques du Front Nord Varisque et du BHNPC, permettrait certainement de mieux contraindre les relations géométriques entre les domaines orientaux et occidentaux du BHNPC ainsi que la dynamique du Front Nord Varisque dans cette zone de transfert et plus généralement entre l'Artois et la Belgique. De façon plus générale, cette approche permettrait de mieux contraindre les géométries et les mécanismes de déformation au sein des zones de transfert qui segmentent les fronts orogéniques.

En termes d'application, la thèse représente la première étape visant à définir le potentiel géothermique profond dans la région. Elle a notamment fourni des nouveaux délivrables opérationnels (carte d'isohypses du toit et de la base des réservoirs dinantien et dévonien) permettant de caractériser la géométrie des réservoirs en profondeur. Cette étude réalisée à une échelle régionale devrait permettre de cibler des zones d'intérêt géothermique plus locales nécessitant une investigation approfondie et plus précise de la géométrie des réservoirs. Plusieurs cibles intéressantes pour le développement d'un projet d'exploration à une échelle plus locale sont dès lors identifiables. L'une d'entre elles serait notamment la région de l'anticlinal du Poil d'Ours au nord de Lens où des indices géothermiques ont été relevés à de faibles profondeurs. Le modèle structural réalisé dans le cadre de la thèse pourra également être réutilisé dans le cadre d'étude de caractérisation hydrodynamique des réservoirs géothermiques potentiels. L'évaluation future du potentiel géothermique nécessitera la réalisation (1) d'études de caractérisation des paramètres pétrophysiques et du fonctionnement hydrodynamique des réservoirs, (2) d'études sur les besoins énergétiques au sein des collectivités et (3) d'études opérationnelles et législatives de faisabilité.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

A

- Adams, R., & Vandenberghe, N. (1999). The Meuse section across the Condroz–Ardennes (Belgium) based on a predeformational sediment wedge. *Tectonophysics*, 309(1–4), 179–195. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00138-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00138-9)
- Al-Chalabi, M. (1994). Seismic velocities - a critique. *First Break*, 12(12), 589–595.
- Allanic, C., Martel, L., Monod, B., Jacob, T., Courrioux, G., Bailly-Comte, V., & Maréchal, J.-C. (2017). 3D geological & geophysical modelling of Plateau de Sault (Eastern Pyrenees) for good water management (p. 6). Presenté à l'EAGE, Juin 2017, Paris, France.
- Allemand, P., Lardeaux, J.-M., Dromart, G., & Ader, M. (1997). Late orogenic extension and development of intracontinental basins: The Cévennes stephanian basin. *Geodinamica Acta*, 10(2), 70–80. <https://doi.org/10.1080/09853111.1997.11105294>
- Allen, P. A., Homewood, P., & Williams, G. D. (1986). Foreland Basins: An Introduction. In P. A. Allen & P. Homewood (Eds.), *Foreland Basins. Special Publication of the International Association of Sedimentologists* (Vol. 8, pp. 3–12). Oxford, England: Blackwell Scientific Publications.
- Amadori, C., Toscani, G., Di Giulio, A., Maesano, F. E., D'Ambrogi, C., Ghielmi, M., & Fantoni, R. (2019). From cylindrical to non-cylindrical foreland basin: Pliocene–Pleistocene evolution of the Po Plain–Northern Adriatic basin (Italy). *Basin Research*, 31(5), 991–1015. <https://doi.org/10.1111/bre.12369>
- Arndt, M. (2021). 3D modelling of the Lower Carboniferous (Dimantian) as an indicator for the deep geothermal potential in North Rhine-Westphalia (NRW, Germany). *Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften*.
- Arnold, J., Jacoby, W. R., Schmeling, H., & Schott, B. (2001). Continental collision and the dynamic and thermal evolution of the Variscan orogenic crustal root — numerical models. *Journal of Geodynamics*, 31(3), 273–291. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(00\)00023-5](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(00)00023-5)
- Arthaud, F., & Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25(1–2), 139–171. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90014-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1)
- Arthaud, F., & Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1305–1320.
- Aug, C., Chilès, J. P., Courrioux, G. & Lajaunie, C. (2005). 3-D Geological Modelling and Uncertainty: The Potential-field Method. In Leuangthong, O. & Deutsch, C. V. (Eds.), *Geostatistics Banff 2004*, 145–154.
- Autran, A., & Cogné, J. (1979). La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 99, 90–111.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., & Kissel, C. (1992). Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, 14(4), 461–474. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90106-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90106-7)
- 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*, 7(1), 3–21.
- Averbuch, O., Lacquement, F., Meilliez, F., Gravéreau, F., Beccaletto, L., & Vendeville, B. (2018). La chaîne varisque vue depuis son front nord : dynamique du front de chaîne, sous-charriage crustal de la marge avalonienne et délamination associée de la lithosphère supra-subduction. 26^e Réunion des Sciences de la Terre, 22 Octobre 2018, Lille, France.

- Averbuch, O., Lacquement, F., Szaniawski, R., Mansy, J. L., & Lewandowski, M. (2002). Segmentation of the Variscan thrust front (N France, S Belgium): Insights into the geometry of the Devonian Rheno-Hercynian Basin. *Aardkundige Mededelingen*, 12, 89–92.
- 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, Tome 9 (2ème série)*, 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. <https://doi.org/10.3166/ga.17.163-178>
- Averbuch, O., Mattei, M., Kissel, C., Frizon de Lamotte, D., & Speranza, F. (1995). Cinématique des déformations au sein d'un système chevauchant aveugle ; l'exemple de la Montagna dei Fiori (front des Apennins centraux, Italie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(5), 451–461. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.166.5.451>
- Averbuch, O., & Piromallo, C. (2012). Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. *Tectonophysics*, 558–559, 70–83. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.032>
- Averbuch, O., Tribouillard, N., Devleeschouwer, X., Riquier, L., Mistiaen, B., & Van Vliet-Lanoe, B. (2005). Mountain building-enhanced continental weathering and organic carbon burial as major causes for climatic cooling at the Frasnian–Famennian boundary (c. 376 Ma)? *Terra Nova*, 17(1), 25–34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00580.x>

B

- Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., & Pitra, P. (2009). Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 174–201. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.009>
- Bally, A. W., Gordy, P. L., & Stewart, G. A. (1966). Structure, Seismic Data, and Orogenic Evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14(3), 337–381. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.14.3.337>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90045-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90045-3)
- Baptiste, J. (2016). Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest. Approches combinées : géophysiques, pétrophysiques, géochronologiques et modélisations 2D. (Thèse de Doctorat). Orléans, France : Université d'Orléans.
- Bard, J. P., Burg, J. P., Matte, Ph., & Ribeiro, A. (1979). La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 99, 233–246.
- Bard, J. P., Capdevila, R., & Matte, Ph. (1971). La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta Ibérique : Comparaison avec les segments voisins. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. (Tome 1, Vol. 4, pp. I.4.1–I.4.68). Paris, France : Editions Technip.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J. N., Casas, A., & Bourquin, S. (2002). Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling. *Sedimentary Geology*, 146(1–2), 91–104. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00168-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00168-3)
- Barrière J., Ayache B., avec la collaboration de Bellanger A., Harrois R. (2020). Apport de la géothermie dans la planification de la transition énergétique du territoire du Bassin d'Arcachon et du Val de Leyre (33). Rapport final. BRGM/RP-69807-FR, 76 p.
- Beckelynck, J. (1981). Traitement régionalisé des paramètres contribuant à la gestion des nappes : application à la modélisation de la nappe de la craie dans le bassin de l'Aa et de la moyenne Lys (région Nord - Pas-de-Calais). (Thèse de Doctorat). Villeneuve d'Ascq, France : Université de Lille 1 - Sciences et Technologies.

- Becq-Giraudon, J.-F. (1983). Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mémoire BRGM* (No. 123). Orléans, France : Editions du BRGM.
- 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*, 101, 117–121.
- Belanger, I., Delaby, S., Delambre, B., Ghysel, P., Hennebert, M., Laloux, M., et al. (2012). Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique). *Geologica Belgica*, 15(3), 169–175.
- Benmammar, A., Berger, J., Triantafyllou, A., Duchene, S., Bendaoud, A., Baele, J.-M., et al. (2020). Pressure-temperature conditions and significance of Upper Devonian eclogite and amphibolite facies metamorphisms in southern French Massif central. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 191(1). <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020033>
- Berger, J., Féménias, O., Ohnenstetter, D., Plissart, G., & Mercier, J.-C. C. (2010). Origin and tectonic significance of corundum–kyanite–sapphirine amphibolites from the Variscan French Massif Central. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(3), 341–360. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00866.x>
- Besbes, M., & Talbot, A. (1983). L'alimentation en eau potable de la métropole du Nord - Rapport de synthèse (83 SGN 589 NPC).
- Bodinier, J.-L., Giraud, A., Dupuy, C., Leyreloup, A., & Dostal, J. (1986). Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne ; Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bulletin de La Société Géologique de France*, II (1), 115–123. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.II.1.115>
- Bonijoly, D., & Castaing, C. (1984). Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 103, 187–199.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., & Ferrag, S. (1998). Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, 45(1), 45–70. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00025-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00025-5)
- Bonnet, C., Malavieille, J., & Mosar, J. (2008). Surface processes versus kinematics of thrust belts: impact on rates of erosion, sedimentation, and exhumation – Insights from analogue models. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179(3), 297–314. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.179.3.297>
- Bonnière, A. (2020). Geological modelling of the wellfields in the south of Lille (North of France), insights from new geophysical surveys. Master Thesis, 50 p., Université de Lille (Lille, France).
- Boulvain, F., Bultynck, P., Coen, M., Coen-Aubert, M., Lacroix, D., Laloux, M., et al. (1999). Les formations du Frasnien de la Belgique. *Memoirs of the geological survey of Belgium*, 44, 1-125. Service Géologique de Belgique.
- 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*, 68, 93–105.
- Bouroz, A. (1950). Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 70, 2–55.
- Bouroz, A. (1956). Contribution à l'étude des Failles épiceratées de l'Artois. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 76, 51–62.
- Bouroz, A. (1960). La structure du paléozoïque du Nord de la France au Sud de la Grande Faille du Midi. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 80, 101–112.
- Bouroz, A. (1969). Le Carbonifère du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 89(1), 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*, 81, 173–218.
- Bouroz, A., Chalard, J., & Dollé, P. (1953). Extension géographique et valeur stratigraphique des niveaux de Tonstein du Bassin Houiller du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 73, 98–139.

- Bouroz, A., & Stiévenard, M. (1958). La structure du gisement des charbons gras du Pas-de-Calais et la notion de faille Reumaux. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 78, 146–172.
- Bouroz, A., Stiévenard, M., Buisine, M., Chalard, J., Dalinval, A., Dollé, P., et al. (1963). Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais : Carte des zones stratigraphiques à la cote -300. Paris, France : Institut Géographique National.
- Boyer, S. E., & Elliott, D. (1982). Thrust Systems. *AAPG Bulletin*, 66(9), 1196–1230. <https://doi.org/10.1306/03B5A77D-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- BRGM (2017). Etude du potentiel géothermique basse énergie et du potentiel des eaux de mines. Présentation des résultats et des cartes des potentiels. Présentation PowerPoint.
- Briart, A., & Cornet, J. (1863). Communication relative à la Grande Fissure qui limite au sud le bassin houiller belge. *Bulletin de La Société Belge de Géologie*, 12, 1268–1299.
- Broothaers, M., Lagrou, D., Laenen, B., Harcouët-Menou, V., & Vos, D. (2021). Deep geothermal energy in the Lower Carboniferous carbonates of the Campine Basin, northern Belgium: An overview from the 1950's to 2020. *Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften*. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0285>
- Buisine, M., Dalinval, A., Dollé, P., Lamotte, M., & Vigreux, S. (1969). Mise au point des connaissances actuelles sur la répartition stratigraphique et géographique des tonstein du Namurién, Westphalien A et B du bassin houiller Nord-Pas-de-Calais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 89(3), 261–275.
- Bultynck, P. (2006). Couvinian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 147–150.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., et al. (1991). Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30, 1–106.
- Bultynck, P., & Dejonghe, L. (2001). Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 39–69.
- Burda, J., & Gawęda, A. (2009). Shear-influenced partial melting in the Western Tatra metamorphic complex: Geochemistry and geochronology. *Lithos*, 110(1–4), 373–385. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.01.010>
- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J., & Brun, J.-P. (1994). Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, (3), 33–51.
- Burgess, P. M., & Gayer, R. A. (2000). Late Carboniferous tectonic subsidence in South Wales: implications for Variscan basin evolution and tectonic history in SW Britain. *Journal of the Geological Society*, 157(1), 93–104. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.93>
- Butler, R. W. H. (1982). The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4(3), 239–245. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(82\)90011-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90011-6)
- Butler, R. W. H. (1987). Thrust sequences. *Journal of the Geological Society*, 144(4), 619–634. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0619>
- Butler, R. W. H. (1989). The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105–122. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.07>
- Butler, R. W. H. (2020). Syn-kinematic strata influence the structural evolution of emergent fold-thrust belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 57–78. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-14>
- Butler, R. W. H., Bond, C. E., Cooper, M. A., & Watkins, H. (2018). Interpreting structural geometry in fold-thrust belts: Why style matters. *Journal of Structural Geology*, 114, 251–273. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.019>
- Butler, R. W. H., Mazzoli, S., Corrado, S., Donatis, M. D., Bucci, D. D., Gambini, R., et al. (2004). Applying Thick-skinned Tectonic Models to the Apennine Thrust Belt of Italy—Limitations and Implications. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (AAPG Memoir, Vol. 82, pp. 647–667).

Butler, R. W. H., Tavarnelli, E., & Grasso, M. (2006). Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1893–1908. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.09.006>

C

- Calassou, S., Larroque, C., & Malavieille, J. (1993). Transfer zones of deformation in thrust wedges: An experimental study. *Tectonophysics*, 221(3–4), 325–344. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90165-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90165-G)
- Calcagno, P., Chilès, J. P., Courrioux, G. & Guillen, A. (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3-D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171 (1): 147–157.
- Calderon, Y., Baby, P., Hurtado, C., & Brusset, S. (2017). Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Marine and Petroleum Geology*, 82, 238–250. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009>
- Capdevila, R. (2010). Les granites varisques du Massif Armorican. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, Série D (7), 1–52.
- Caroff, M., Barrat, J.-A., & Le Gall, B. (2021). Kersantites and associated intrusives from the type locality (Kersanton), Variscan Belt of Western Armorica (France). *Gondwana Research*, 98, 46–62. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.06.004>
- Casini, L., Funedda, A., & Oggiano, G. (2010). A balanced foreland–hinterland deformation model for the Southern Variscan belt of Sardinia, Italy. *Geological Journal*, 45(5–6), 634–649. <https://doi.org/10.1002/gj.1208>
- Cazes, M., Torreilles, G., Bois, C., Damotte, B., Galdeano, A., Hirn, A., et al. (1985). Structure de la croute hercynienne du Nord de la France ; premiers résultats du profil ECORS. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1(6), 925–941. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.I.6.925>
- C.F.P.(M), COPESEP, R.A.P., & S.N.P.A. (1965). Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 85, 273–281.
- Chalard, J. (1951). Les tonstein du Bassin houiller du Nord de la France dans la région de Valenciennes. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 71, 110–123.
- Chalard, J. (1960). Les horizons à Goniatites du Namurien du Nord de la France. In : Ernest Van Aelst Ed., *C.R. du IVème Congrès pour l'avancement des Etudes de stratigraphie et de géologie du Carbonifère*, Heerlen, 87–92.
- Chalard, J. (1967). Réflexions sur la définition et la genèse des tonstein. (Application possible au calcul des temps de dépôt relatifs du charbon et des stériles). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 87(2), 87–93.
- Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Alabouvette, B., Barfety, J.-C., Cecca, F., et al. (2003). Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6^e édition révisée. Orléans, France: BRGM.
- Chapple, W. M. (1978). Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *GSA Bulletin*, 89(8), 1189–1198. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<1189:MOTFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<1189:MOTFB>2.0.CO;2)
- Chardon, D., Aretz, M., & Roques, D. (2020). Reappraisal of Variscan tectonics in the southern French Massif Central. *Tectonophysics*, 787, 228477. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228477>
- Chilès, J. P., Aug, C., Guillen, A. & Lees, T. (2004). Modelling the Geometry of Geological Units and its Uncertainty in 3-D From Structural Data: The Potential-Field Method. *Orebody Modelling and Strategic Mine Planning*, 313–320.
- Cobert, C., Baele, J.-M., Boulvais, P., Poujol, M., & Decrée, S. (2018). Petrogenesis of the Mairupt microgranite: A witness of an Uppermost Silurian magmatism in the Rocroi Inlier, Ardenne Allochthon. *Comptes Rendus Geoscience*, 350(3), 89–99. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.12.001>
- Coen-Aubert, M. (1988). Les unités lithostratigraphiques du Dévonien moyen et du Frasnien dans le sondage de Wépion. *Professional Paper*, 1(231), 26.

- Coen-Aubert, M., & Boulvain, F. (2006). Frasnian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 19–25.
- Coen-Aubert, M., Groessens, E., & Legrand, R. (1980). Les formations paléozoïques des sondages de Tournai et de Leuze. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 89(4), 241–275.
- Colbeaux, J. P., Beugnies, A., Dupuis, Ch., Robaszynski, F., & Sommè, J. (1977). Tectonique de Blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Annale de la Société Géologique du Nord*, 97(3), 191–222.
- Commissariat général au développement durable. (2021). *Bilan énergétique de la France pour 2019*. (156 p.). Ministère de la transition écologique.
- Cook, B. S., & Thomas, W. A. (2009). Superposed lateral ramps in the Pell City thrust sheet, Appalachian thrust belt, Alabama. *Journal of Structural Geology*, 31(9), 941–949. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.06.001>
- COPESEP. (1965). Rapport de fin de sondage Jeumont – Marpent n°1 – “JEU. 1”. N°14.3037, 1–23.
- Corfield, S. M., Gawthorpe, R. L., Gage, M., Fraser, A. J., & Besly, B. M. (1996). Inversion tectonics of the Variscan foreland of the British Isles. *Journal of the Geological Society*, 153(1), 17–32. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.1.0017>
- Costa, S., & Rey, P. (1995). Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: Insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex. *Geology*, 23(10), 905–908. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0905:LCRAGD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0905:LCRAGD>2.3.CO;2)
- Couzens-Schultz, B. A., Vendeville, B. C., & Wiltschko, D. V. (2003). Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology*, 25(10), 1623–1644. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00004-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00004-X)

D

- Dahlen, F. A., Suppe, J., & Davis, D. (1984). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B12), 10087–10101. <https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10087>
- Dahlstrom, C. D. A. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743–757. <https://doi.org/10.1139/e69-069>
- Dahlstrom, C. D. A. (1970). Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 18(3), 332–406. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.18.3.332>
- Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F. A. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B2), 1153–1172. <https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>
- 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.
- DeCelles, P. G., & Giles, K. A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 8(2), 105–123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- Delmer, A. (1977). Le Bassin du Hainaut et Le sondage de St-Ghislain. *Professional Paper*, 6 (143), 1–12.
- Delmer, A. (1982). Recherches géothermiques en Belgique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 102, 87–88.
- Delmer, A. (1997). Structure tectonique du bassin houiller du Hainaut. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5(2), 7–15.
- Delmer, A. (2003). La structure tectonique transfrontalière entre les bassins houillers de Valenciennes (France) et du Hainaut belge. *Geologica Belgica*, 6(3–4), 171–180.
- Delmer, A. (2004). Tectonique du front varisque en Hainaut et dans le Namurois. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, 50, 1–62.
- Delmer, A., & Ancion, Ch. (1954). Chapitre VII : Le Namurien. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique* (Fourmarier, P. (Ed.), pp. 323–352). Liège, Belgique : H. Vaillant-Carmanne.

- Delmer, A., Dusar, M., & Delcambre, B. (2001). Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 95–103. <https://doi.org/10.20341/gb.2014.045>
- Delmer, A., Leclercq, V., Marlière, R., & Robaszynski, F. (1982). La géothermie en Hainaut et le sondage de Ghlin (Mons - Belgique). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 101, 189–206.
- Delmer, A., & Van Wichelen, P. (1980). Répertoire des puits naturels connus en terrain houiller du Hainaut. *Professional Paper*, 1980/5(172), 79 p.
- De Magnée, I., Delmer, A., & Cordonnier, M. (1986). La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 95(2–3), 213–220.
- De Putter, T. (1995). Etude sédimentologique de la Grande brèche viséenne (“V3a”) du bassin de Namur-Dinant. *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 40, 1–272.
- De Putter, T., Groessens, E. & Herbosch, A. (1991). Le “V3a” anhydritique du sondage de Saint-Ghislain (150E387, Province du Hainaut, Belgique) : Description macroscopique et structures sédimentaires. *Professional Paper*, 6 (250), 1–22.
- De Putter, T., Rouchy, J.-M., Herbosch, A., Keppens, E., Pierre, C. & Groessens, E. (1994). Sedimentology and palaeo-environment of the Upper Viséan anhydrite of the Franco-Belgian Carboniferous basin (Saint-Ghislain borehole, southern Belgium). *Sedimentary Geology*, 90 (1–2), 77–93.
- Devuyst, F.-X., Hance, L., & Poty, E. (2006). Moliniacien. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 123–131.
- De Wever, P., & Baudin, F. (2015). *Du vert au noir : le charbon*. EDP Sciences, 80p.
- Dezayes, C., Thinon, I., Courrioux, G., Haffen, S., & Bouchot, V. (2010). Towards a better knowledge of the clastic Lower Triassic reservoirs in the Upper Rhine Graben (France) (p. 7). Presenté au World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia.
- Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *GEOPHYSICS*, 20(1), 68–86. <https://doi.org/10.1190/1.1438126>
- Dollé, P. (1954). Tonstein de la partie supérieure de l’Assise de Bruay. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 74, 39–52.
- Dollé, P. (1962). Hypothèse sur les relations entre les tonstein et les micropoudingues du Westphalien C du Bassin Nord-Pas-de-Calais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 82, 95–102.
- Dollé, P. (1970). Sédimentation rythmée dans les charbons du bassin du Nord-Pas-de-Calais. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 90, 151–159.
- Dominguez, S., Malavieille, J., & Lallemand, S. E. (2000). Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: Insights from sandbox experiments. *Tectonics*, 19(1), 182–196. <https://doi.org/10.1029/1999TC900055>
- Donsimoni, M. (1981). Synthèse géologique du bassin houiller lorrain. *Bulletin Des Centres de Recherches Exploration - Production Elf-Aquitaine*, 5(2), 441–442.
- Dupont, N. (2021). *Analyse de la structure du socle paléozoïque hainuyer. Implications sur les caractéristiques des réservoirs profonds*. (Thèse de Doctorat). Université de Mons - Faculté Polytechnique Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, Belgique.
- Dupuis, C., & Vandycke, S. (1989). Tectonique et karstification profonde : un modèle de subsidence original pour le Bassin de Mons. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112(2), 479–487.
- Dusar, M. (2006). Namurian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 163–175.

E

- Echtler, H., & Malavieille, J. (1990). Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177(1), 125–138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90277-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90277-F)

- Edel, J. B., Schulmann, K., Skrzypek, E., & Cocherie, A. (2013). Tectonic evolution of the European Variscan belt constrained by palaeomagnetic, structural and anisotropy of magnetic susceptibility data from the Northern Vosges magmatic arc (eastern France). *Journal of the Geological Society*, 170(5), 785–804. <https://doi.org/10.1144/jgs2011-138>
- Edel, J. B., & Weber, K. (1995). Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. *Geologische Rundschau*, 84(2), 412–432. <https://doi.org/10.1007/BF00260450>
- Everaerts, M., & Hennebert, M. (1998). Interprétation géologique des données gravimétriques de la zone frontalière franco-belge, entre Bailleul et Beaumont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 6, 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). *Bull. Soc. Géol. France*, 172(3), 267–274.

F

- Farquharson, N., Schubert, A., & Steiner, U. (2016). Geothermal Energy in Munich (and Beyond) A Geothermal City Case Study. *GRC Transactions*, 40, 189–196.
- Faryad, S. W. (2009). The Kutná Hora Complex (Moldanubian zone, Bohemian Massif): A composite of crustal and mantle rocks subducted to HP/UHP conditions. *Lithos*, 109(3), 193–208. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.03.005>
- Faryad, S. W., & Kachlík, V. (2013). New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, 31(1), 63–82. <https://doi.org/10.1111/jmg.12009>
- Faure, M. (1995). Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, 14(1), 132–153. <https://doi.org/10.1029/94TC02021>
- Faure, M., Bé Mézème, E., Cocherie, A., Rossi, P., Chemenda, A., & Boutelier, D. (2008). Devonian geodynamic evolution of the Variscan Belt, insights from the French Massif Central and Massif Armorican. *Tectonics*, 27(2). <https://doi.org/10.1029/2007TC002115>
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., & Ledru, P. (2009). A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 202–213. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.001>
- Faure, M., Leloix, C., & Roig, J.-Y. (1997). L'Evolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 168(6), 695–705.
- Fielitz, W., & Mansy, J.-L. (1999). Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309(1–4), 227–256. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00141-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00141-9)
- Fillon, C., Huismans, R. S., & van der Beek, P. (2013). Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology*, 41(1), 83–86. <https://doi.org/10.1130/G33531.1>
- Finger, F., & Clemens, J. D. (1995). Migmatization and “secondary” granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of “primary” granitoids in Southern Bohemia, Austria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 311–326.
- Finger, F., Gerdes, A., René, M., & Riegler, G. (2009). The Saxo-Danubian Granite Belt: Magmatic response to post-collisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen). *Geologica Carpathica*, 60, 205–212. <https://doi.org/10.2478/v10096-009-0014-3>
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., & Tolson, G. (2011). Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 149–167. <https://doi.org/10.1144/SP349.8>
- Ford, M. (2004). Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external orogenic wedges and flexural foreland basins. *Basin Research*, 16(3), 361–375. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00236.x>

- Fourmarier, P. (1922). Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. *C.G.I. Livret-guide pour la XIII^e session. Exc. C2.* Belgique.
- Franke, W. (1992). Phanerozoic structures and events in Central Europe. In D. Blundell, R. Freeman, S. Mueller (Eds.), *A continent revealed: The European Geotraverse*. (pp. 164–179). Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Franke, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 35–61. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.05>
- Franke, W. (2006). The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 333–343. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.20>
- Franke, W., Cocks, L. R. M., & Torsvik, T. H. (2017). The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research*, 48, 257–284. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005>
- Franke, W., Dallmeyer, R. D., & Weber, K. (1995). Geodynamic Evolution. In R.D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (Eds.), *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*. (pp. 579–593). Berlin Heidelberg, Germany: Springer-Verlag.
- Franke, W., & Źelaźniewicz, A. (2000). The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 63–86. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.06>
- Frizon de Lamotte, D., Guezou, J.-C., & Averbuch, O. (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.
-
- G
-
- Gągała, Ł., Ratschbacher, L., Ringenbach, J.-C., Kufner, S.-K., Schurr, B., Dedow, R., et al. (2020). Tajik Basin and Southwestern Tian Shan, Northwestern India-Asia Collision Zone: 1. Structure, Kinematics, and Salt Tectonics in the Tajik Fold-and-Thrust Belt of the Western Foreland of the Pamir. *Tectonics*, 39(5), e2019TC005871. <https://doi.org/10.1029/2019TC005871>
- Gapais, D., Brun, J.-P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., & Le Carlier De Veslud, C. (2015). Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 186(2–3), 117–129. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.186.2-3.117>
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J. L., & Clariana, P. (2011). Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 169–184. <https://doi.org/10.1144/SP349.9>
- Gardien, V., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., Allemand, P., & Guillot, S. (1997). Metamorphism during late orogenic extension: Insights from the French Variscan belt. *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 168(3), 271–286.
- Genna, A., & Debriette, P. J. (1994). Structures en fleur dans le bassin houiller d'Alès. Implications structurales. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2. Sciences de La Terre et Des Planètes*, 318(7), 977–984.
- Gillcrist, R., Coward, M., & Mugnier, J.-L. (1987). Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta*, 1(1), 5–34. <https://doi.org/10.1080/09853111.1987.11105122>
- Godefroid, J., Blieck, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., et al. (1994). Les formations du Dévonien inférieur du massif de la Vesdre, de la fenêtre de Theux et du synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38, 1–144. Service Géologique de Belgique.
- Golonka, J. (2002). Plate-Tectonic Maps of the Phanerozoic. *SEPM Special Publications*, 72, 21–75.

- Golonka, J. (2020). Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics. *Global and Planetary Change*, 186, 103129. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103129>
- Golonka, J., & Gawęda, A. (2012). Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Laurussia in the Paleozoic. In E. Sharkov (Ed.), *Tectonics - Recent Advances* (pp. 261–282). Rijeka, Croatia: InTech. <https://doi.org/10.5772/50009>
- Gosselet, J. (1888). L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, Baudry, 889 p.
- 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.
- Graveleau, F. (2008). Interactions Tectonique, Erosion, Sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale) (Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre). Montpellier, France : Université de Montpellier II.
- Graveleau, F., Malavieille, J., & Dominguez, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics*, 538–540, 1–66. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027>
- Groessens, E. (2006). Dinantian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 157–162.
- Groessens, E., Conil, R. & Hennebert, M. (1982). Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. *Mém. Expl. Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 22, 1–137.
- Guillot, F., Averbuch, O., Dubois, M., Durand, C., Lanari, P., & Gauthier, A. (2020). Zircon age of vaugnerite intrusives from the Central and Southern Vosges crystalline massif (E France): contribution to the geodynamics of the European Variscan belt. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 191, 26. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020027>
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., & Lallemand, S. (1996). Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology*, 24(2), 135–138. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0135:CBOTWI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0135:CBOTWI>2.3.CO;2)

H

- Hammerstein, J. A., Di Cuia, R., Cottam, M. A., Zamora, G., & Butler, R. W. H. (2020). Fold and Thrust Belts: Structural Style, Evolution and Exploration. *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1). <https://doi.org/10.1144/SP490>
- Hance, L., Dejonghe, L., Ghysel, P., Laloux, M., & Mansy, J.-L. (1999). Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the Variscan Front Zone (eastern Belgium). *Tectonophysics*, 309(1–4), 161–177. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00137-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00137-7)
- Hance, L., & Poty, E. (2006). Hastarian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 111–116.
- Hance, L., Poty, E. & Devuyst, F.-X. (2001). Stratigraphie sequentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bull. Soc. géol. France*, 172 (4), 411–426.
- Hance, L., Poty, E., & Devuyst, F.-X. (2006a). Tournaisian. *Geologica Belgica*, 9 (1–2), 47–53.
- Hance, L., Poty, E., & Devuyst, F.-X. (2006b). Visean. *Geologica Belgica*, 9 (1–2), 55–62.
- Hance, L., Poty, E., & Devuyst, F.-X. (2006c). Ivorian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 117–122.
- Handy, M. R., Franz, L., Heller, F., Janott, B., & Zurbriggen, R. (1999). Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland). *Tectonics*, 18(6), 1154–1177. <https://doi.org/10.1029/1999TC900034>
- Harvey, M. J., Stewart, S. A., Wilkinson, J. J., Ruffell, A. H., & Shail, R. K. (1994). Tectonic evolution of the Plymouth Bay Basin. *Proceedings of the Ussher Society*, 8, 271–278.
- Henk, A. (1993). Late orogenic Basin evolution in the Variscan internides: The Saar-Nahe Basin, southwest Germany. *Tectonophysics*, 223(3), 273–290. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90141-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90141-6)

- Henk, A. (1999). Did the Variscides collapse or were they torn apart ?: A quantitative evaluation of the driving forces for postconvergent extension in central Europe. *Tectonics*, 18(5), 774–792. <https://doi.org/10.1029/1999TC900014>
- Henk, A., Blanckenburg, F. von, Finger, F., Schaltegger, U., & Zulauf, G. (2000). Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 387–399. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.23>
- Hennebert, M. (1998). L'anticlinal faillé du Mélantois-Tournaisis fait partie d'une "structure en fleur positive" tardi-varisque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 6 (2), 65–78.
- Hennebert, M. & Doremus, P. (1997a). Antoing-Leuze. Carte Géologique de Wallonie. Echelle 1/25.000. Notice Explicative., 37/7–8, 1–74.
- Hennebert, M. & Doremus, P. (1997b). Hertain-Tournai. Carte Géologique de Wallonie. Echelle 1/25.000. Notice Explicative., 37/5–6, 1–66.
- Hibsch, C., Cushing, E. M., Cabrera, J., Mercier, J., Prasil, P., & Jarrige, J. J. (1993). Evolution des paléo-constraints en Grande-Bretagne du Permien au Cénozoïque : approche géodynamique de l'évolution des bassins méridionaux du Royaume-Uni. *Bulletin Des Centres de Recherches Exploration - Production Elf-Aquitaine*, 17(2), 303–330.
- Holder, M. T., & Leveridge, B. E. (1986). Correlation of the Rhenohercynian Variscides. *Journal of the Geological Society*, 143(1), 141–147. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.1.0141>
- Houchen, M. A. (1988). *Structural modelling of the external Variscides of France and Belgium* (Thèse de Doctorat). Cork, Irlande: National University of Ireland.
- Huckriede, H., Wemmer, K., & Ahrendt, H. (2004). Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rheno-Hercynian Belt (Central European Variscides). *International Journal of Earth Sciences*, 93(3), 414–431. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0397-4>
- Hughes, A. (2020). Mechanical controls on structural styles in shortening environments: a discrete-element modelling approach. *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 33–55. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-114>
- Huiqi, L., McClay, K. R., & Powell, D. (1992). Physical models of thrust wedges. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics* (pp. 71–81). Dordrecht, Netherlands: Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_6

I

IDEA. (2019). Définition et notion de gradient géothermique. Consulté le 11/10/2021 à partir de <https://www.idea.be/fr/geothermie/qu-est-ce-que-la-geothermie/definition-et-notion-de-gradient-geothermique.html>

Izart, A. (2007). Analysis of sediments, sequences and clay minerals in HD10 and HD20 wells (North France Coal Basin). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 14, 29–41.

J

Janousek, V., Lewa, O., Schulmann, K., & Maierova, P. (2012). What drives remelting of thickened continental crust in the Bohemian Massif? *Géologie de la France*, 2012, 130–131.

Jones, P. B. (1982). Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills, Canada. *Geological Studies of the Cordilleran Thrust Belt*, 1, 61–74.

Jonin, M., & Vidal, P. (1975). Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armorican, France. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12(6), 920–927.

K

- Kalt, A., Berger, A., & Mel, P. B. (1999). Metamorphic Evolution of Cordierite- Bearing Migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). *Journal of Petrology*, 40(4), 601–627.
- Karner, G. D., & Watts, A. B. (1983). Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B12), 10449–10477. <https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10449>
- Kaufmann, O. (2000). Les effondrements karstiques du Tournaisis : genèse, évolution, localisation, prévention (Thèse de doctorat) (350 p.). Université de Mons, Mons, Belgique.
- Kaufmann, O., & Quinif, Y. (1997). Cover-collapse sinkholes in the ‘Tournaisis’ area, southern Belgium. In *The Engineering Geology and Hydrology of Karst Terranes* (B.F. Beck, J.B. Stephenson (Eds.), pp. 41–47). Lisse, Pays-Bas : A.A. Balkema publishers.
- Khatir, A., Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1988). Structures et déformation dans l’allochton ardenais en Avesnois (Nord). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 108(2–3), 73–83.
- Khatir, A., Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1992). Structuration varisque en Ardenne occidentale : une hiérarchie des niveaux de décollement. *Comptes rendus de l’Académie des sciences. Série 2. Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l’univers, Sciences de La Terre*, 314(4), 365–371.
- Kimpe, W. F. M. (1969). Répartition et caractères pétrographiques des Tonstein dans le Westphalien A et B du bassin houiller du Limbourg (Pays-Bas). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 89(3), 249–260.
- Kley, J., Monaldi, C. R., & Salfity, J. A. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301(1-2), 75–94. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)90223-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)90223-2)
- Konstantinovskaya, E., & Malavieille, J. (2005). Accretionary orogens: Erosion and exhumation. *Geotectonics*, 39(1), 69–86.
- Konstantinovskaya, E., Malo, M., & Badina, F. (2014). Effects of irregular basement structure on the geometry and emplacement of frontal thrusts and duplexes in the Quebec Appalachians: Interpretations from well and seismic reflection data. *Tectonophysics*, 637, 268–288. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.10.012>
- Kossmat, F. (1927). *Gliederung des varistischen Gebirgsbaues*. (Kaufmann, Vol. 1, 39 p.). Leipzig, Allemagne.
- Kroner, U., & Romer, R. L. (2013). Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research*, 24(1), 298–329. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.001>
- Krzywiec, P., Mazur, S., Gagala, L., Kufrasa, M., Lewandowski, M., Malinowski, M., & Buffenmyer, V. (2017). Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data—Correlations with the Variscides and the Appalachians. In R. D. Law, J. R. Thigpen, A. J. Merschat, & H. H. Stowell (Eds.), *Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems* (Geological Society of America Memoir, Vol. 213, 20 p.). [https://doi.org/10.1130/2017.1213\(14\)](https://doi.org/10.1130/2017.1213(14))
- Kufrasa, M., Krzywiec, P., Gagala, L., Mazur, S., & Mikolajczak, M. (2020). Sequence of deformation at the front of an orogen: Lublin basin case study (Poland). *Journal of Structural Geology*, 141, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104211>

L

- Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F. M., & Verges, J. (2007). *Thrust Belts and Foreland Basins - From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems*. Berlin, Heidelberg, Germany: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7>
- Lacombe, O., & Mouthereau, F. (2002). Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics*, 21(4), 12-1-12–22. <https://doi.org/10.1029/2001TC901018>

- Lacombe, O., Mouthereau, F., Angelier, J., Chu, H.-T., & Lee, J.-C. (2003). Frontal belt curvature and oblique ramp development at an obliquely collided irregular margin: Geometry and kinematics of the NW Taiwan fold-thrust belt. *Tectonics*, 22(3), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2002TC001436>
- Lacquement, F. (2001). L'Ardenne Varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. (Publication No. 29). Villeneuve d'Ascq, France : Société Géologique du Nord.
- 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(10), 1788–1802. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.017>
- Lacquement, F., Mansy, J.-L., Hanot, F., & Meilliez, F. (1999). Retraitemet 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 - Series IIa - Earth and Planetary Science*, 329(7), 471–477. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)80020-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)80020-8)
- Lajaunie, C., Courrioux, G. & Manuel, L. (1997). Foliation fields and 3-D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, 29 (4), 571–584.
- Lallemand, S. E., Malavieille, J., & Calassou, S. (1992). Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: Experimental modeling and marine observations. *Tectonics*, 11(6), 1301–1313. <https://doi.org/10.1029/92TC00637>
- Lardeaux, J.-M. (2014). Deciphering orogeny: a metamorphic perspective Examples from European Alpine and Variscan belts: Part II: Variscan metamorphism in the French Massif Central – A review. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 185(5), 281–310. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.185.5.281>
- Lardeaux, J. M., Ledru, P., Daniel, I., & Duchene, S. (2001). The Variscan French Massif Central - a new addition to the ultra-high pressure metamorphic “club”: exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 332, 143–167.
- Lardeaux, J. M., Schulmann, K., Faure, M., Janoušek, V., Lexa, O., Skrzypek, E., et al. (2014). The Moldanubian Zone in the French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 7–44. <https://doi.org/10.1144/SP405.14>
- Laurent, A., Averbuch, O., Beccaletto, L., Gravelleau, F., Lacquement, F., Capar, L., & Marc, S. (2021a). 3-D structure of the Variscan thrust front in northern France: New insights from seismic reflection profiles. *Tectonics*, 40, e2020TC006642. <https://doi.org/10.1029/2020TC006642>
- Laurent, A., Beccaletto, L., Averbuch, O., Gravelleau, F., Lacquement, F., Carigt, S., Marc, S. & Capar, L. (2021b). Modelling the 3D geometry of the Dinantian carbonate geothermal reservoir in northern France. *Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften*. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0284>
- Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.-F., Villaros, A., et al. (2017). Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences*, 106(2), 421–451. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1434-9>
- Ledru, P., Lardeaux, J. M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J. M., Floc'h, J. P., et al. (1989). Ou sont les nappes dans le Massif central français ? *Bulletin de La Société Géologique de France*, V (3), 605–618. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.V.3.605>
- Le Gall, B. (1992). The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. *Journal of Structural Geology*, 14(5), 531–546. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90155-P](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90155-P)
- Le Gall, B. (1994). Deformation of the Nord-Pas-de-Calais Carboniferous Coalfield (France) in the Variscan Frontal Tectonic Pattern. In A. Mascle (Ed.), *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists* (Vol. 4, pp. 379–398). Berlin Heidelberg, Germany: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-78849-9_27
- Legeay, E., Ringenbach, J.-C., Kergaravat, C., Pichat, A., Mohn, G., Vergés, J., et al. (2020). Structure and kinematics of the Central Sivas Basin (Turkey): salt deposition and tectonics in an evolving fold-and-thrust

- belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 361–396. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-92>
- Legrand, F. (1962). Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. Méthode rapide d’identification. *Annale de la Société Géologique du Nord*, 82, 49–61.
- Legrand, R. (1968). Le Massif du Brabant. Mémoires pour servir à l’Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, 9, 1–148.
- Leveridge, B. E. (2011). The Looe, South Devon and Tavy basins: the Devonian rifted passive margin successions. *Proceedings of the Geologists’ Association*, 122(4), 616–717. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2011.03.005>
- Lewandowski, M. (2003). Assembly of Pangea: Combined paleomagnetic and paleoclimatic approach. *Advances in Geophysics*, 46, 199–236. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(03\)46003-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(03)46003-2)
- Licour, L. (2012). Relations entre la géologie profonde et le comportement hydrogéologique du réservoir géothermique du Hainaut (Belgique) - Caractérisation de l’aquifère dans la région de Saint-Ghislain (Thèse de Doctorat). Mons, Belgique: Université de Mons.
- Littke, R., Büker, C., Hertle, M., Karg, H., Stroetmann-Heinen, V., & Oncken, O. (2000). Heat flow evolution, subsidence and erosion in the Rheno-Hercynian orogenic wedge of central Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 231–255. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.15>
- Lorenz, V., & Nicholls, I. A. (1984). Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late paleozoic. *Tectonophysics*, 107(1), 25–56. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90027-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90027-1)
- Lu, C. Y., Jeng F. S., Chang K. J., & Jian W. T. (1998). Impact of basement high on the structure and kinematics of the western Taiwan thrust wedge: Insights from sandbox models, *Terr. Atmos. Ocean*, 9, 533 – 550.

M

- Malavieille, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today*, 20(1), 4–10. <https://doi.org/10.1130/GSATG48A.1>
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M., & Gardien, V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177(1), 139–149. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90278-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90278-G)
- Malz, A., Madritsch, H., Jordan, P., Meier, B., & Kley, J. (2020). Along-strike variations in thin-skinned thrusting style controlled by pre-existing basement structure in the easternmost Jura Mountains (Northern Switzerland). *Geological Society, London, Special Publications*, 490(1), 199–220. <https://doi.org/10.1144/SP490-2019-090>
- Mansy, J. L., Everaerts, M., & De Vos, W. (1999). Structural analysis of the adjacent Acadian and Variscan fold belts in Belgium and northern France from geophysical and geological evidence. *Tectonophysics*, 309(1–4), 99–116. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00134-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00134-1)
- Mansy, J.-L., & Lacquement, F. (2006). Contexte géologique régional : l’Ardenne paléozoïque (Nord de la France et Sud de la Belgique). *Géologie de la France*, 1–2, 7–13.
- Mansy, J.-L., Lacquement, F., Meilliez, F., Hanot, F., & Everaerts, M. (1997). Interprétation d’un profil sismique pétrolier, sur le méridien de Valenciennes (Nord de la France). *Aardkundige Mededelingen*, 8, 127–129.
- Mansy, J.-L., Manby, G. M., Averbach, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoe, B., et al. (2003). Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald–Boulonnais area: role of basement reactivation. *Tectonophysics*, 373(1–4), 161–179. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00289-0)
- Mansy, J.-L., & Meilliez, F. (1993). Eléments d’analyse structurale à partir d’exemples pris en Ardenne-Avesnois. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2(2), 45–60.
- Marsden, D. (1989). Layer cake depth conversion, Part I. *The Leading Edge*, 8 (1), 10–14.

- Marshak, S. (2004). Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes—A Review of Ideas Concerning the Formation of Map-view Curves in Fold-thrust Belts. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems* (Vol. 82, pp. 131–156).
- Martinez, A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (2002). Strain partitioning in an accretionary wedge, in oblique convergence: analogue modelling. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 173(1), 17–24. <https://doi.org/10.2113/173.1.17>
- Martínez Catalán, J. R., Collett, S., Schulmann, K., Aleksandrowski, P., & Mazur, S. (2020). Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, 109(4), 1105–1131. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01800-z>
- Massonne, H.-J. (1995). Metamorphic Evolution. In R. D. Dallmeyer, W. Franke, & K. Weber (Eds.), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe* (pp. 132–137). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-77518-5_12
- Massonne, H.-J. (2001). First find of coesite in the ultrahigh-pressure metamorphic area of the central Erzgebirge, Germany. *European Journal of Mineralogy*, 13(3), 565–570. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2001/0013-0565>
- Mattauer, M., & Matte, P. (1998). Le bassin St-Étienne ne résulte pas d'une extension tard-hercynienne généralisée : c'est un bassin pull-apart en relation avec un décrochement dextre. *Geodinamica Acta*, 11(1), 23–31.
- Matte, P. (1976). Raccord des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale. *Nova Acta Leopoldina*, 224, 239–262.
- Matte, P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, II(1), 9–24.
- Matte, P. (1998). Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides. *GFF*, 120(2), 209–222. <https://doi.org/10.1080/11035899801202209>
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13(2), 122–128. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x>
- Matte, P., & Hirn, A. (1988). Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan Crust in western France. *Tectonics*, 7(2), 141–155. <https://doi.org/10.1029/TC007i002p00141>
- Maxelon, M., Renard, P., Courrioux, G., Brändli, M. & Mancktelow, N. (2009). A workflow to facilitate three-dimensional geometrical modelling of complex poly-deformed geological units. *Computers & Geosciences*, 35 (3), 644–658.
- Mazur, S., Aleksandrowski, P., Gagala, L., Krzywiec, P., Zaba, J., Gaidzik, K., & Sikora, R. (2020). Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 109(4), 1133–1160. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01814-7>
- McClay, K. R. (1992). Glossary of thrust tectonics terms. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics* (pp. 419–433). Dordrecht, Netherlands: Springer Science & Business Media.
- McClay, K. R. (2004). Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems. *AAPG Memoir*, 82, 667 pp. <https://doi.org/10.1306/M82813>
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., & Richards, M. (2004). 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), 857–877. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.03.009>
- McInerney, P., Guillen, A., Courrioux, G., Calcagno, P. & Lees, T. (2005). Building 3-D Geological Models Directly from the Data? A new approach applied to Broken Hill, Australia. *Digital Mapping Techniques '05*, 119–130.
- Meilliez, F. (1989). Importance de l'événement calédonien dans l'allochtone ardennais ; essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne Varisque (Thèse de Doctorat). Le Mans, France : Université du Maine.

- Meilliez, F. (2019). La Faille du Midi, mythe et réalités. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 26(2), 13–32.
- Meilliez, F., André, L., Blieck, A., Fielitz, W., Goffette, O., Hance, L., et al. (1991). Ardenne-Brabant. *Sciences Géologiques. Bulletin*, 44(1–2), 3–29. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1991.1864>
- Meilliez, F., & Mansy, J. L. (1990). Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène ; le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6(1), 177–188. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.VI.1.177>
- Ménard, G., & Molnar, P. (1988). Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, 334(6179), 235–237. <https://doi.org/10.1038/334235a0>
- Mercuzot, M. (2020). Reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques en contexte tardi-orogénique : cas des bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central, France (Thèse de Doctorat). Rennes, France : Université Rennes 1.
- Mériaux, E. (1961). Observations sur les conglomérats et marbres rouges de l'Artois. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 81, 65–71.
- Minguely, B. (2007). Caractérisation géométrique 3-D de la couverture sédimentaire méso-cénozoïque et du substratum varisque dans le Nord de la France : apports des données de sondages et des données géophysiques. (Thèse de Doctorat). Lille, France : Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Minguely, B., Averbuch, O., Patin, M., Rolin, D., Hanot, F., & Bergerat, F. (2010). Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (northern France): new evidence from seismic profiles and boreholes interpolation in the Artois area. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(5), 429–442. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.181.5.429>
- Minguely, B., Folens, L., Averbuch, O., & Vendeville, B. C. (2008). Formation of deep-seated triangle zones by interaction between two orogenic thrust fronts having opposite vergence: structural evidence from the Caledonian-Variscan system in Northern France and preliminary analogue modelling. *Bollettino Di Geofisica*, 49(2), 242–246.
- Minguely, B., Mansy, J.-L., Hanot, F., Everaerts, M., Lacquement, F., & Averbuch, O. (2006). Synthèse des données de sondage et des données gravimétriques. *Géologie de la France*, 1–2, 93–98.
- Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>
- Moeck, I. S., Dussel, M., Weber, J., Schintgen, T., & Wolfgramm, M. (2019). Geothermal play typing in Germany, case study Molasse Basin: a modern concept to categorise geothermal resources related to crustal permeability. *Netherlands Journal of Geosciences*, 98. <https://doi.org/10.1017/njg.2019.12>
- Moore, J. C. (1989). Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the décollement zone. *Journal of Structural Geology*, 11(1–2), 95–106. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90037-0](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90037-0)
- Morley, C. K. (1986). A Classification of Thrust Fronts. *AAPG Bulletin*, 70(1), 12–25.
- Morley, C. K. (1988). Out-of-Sequence Thrusts. *Tectonics*, 7(3), 539–561. <https://doi.org/10.1029/TC007i003p00539>
- Mortelmans, G., & Bourguignon, P. (1954). Partie 1. La stratigraphie. Chapitre 6. Le Dinantien. Annales de la Société géologique de Belgique, Special publications : Prodrome d'une description géologique de la Belgique, 217–321.
- Moulouel, H. (2008). Caractérisation cartographique d'une différenciation verticale et horizontale de la déformation : application à la couverture sédimentaire de la plate-forme ardennaise. (Thèse de Doctorat). Lille, France : Université des Sciences et Technologies de Lille.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Deffontaines, B., Angelier, J., Chu, H. T., & Lee, C. T. (1999). Quaternary transfer faulting and belt front deformation at Pakuashan (western Taiwan). *Tectonics*, 18(2), 215–230. <https://doi.org/10.1029/1998TC900025>
- Mraz, E., Moeck, I., Bissmann, S., & Hild, S. (2018). Multiphase fossil normal faults as geothermal exploration targets in the Western Bavarian Molasse Basin: Case study Mauerstetten. *Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften*, 169(3), 389–411. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2018/0166>

N

Needham, D. T., Matthews, S. J., & Butler, R. W. H. (2004). Oil and Gas in Compressional Belts. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), 783–964. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.04.002>

Nemcok, M., Schamel, S., & Gayer, R. (2005). *Thrustbelts: Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems*. Cambridge, UK: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511584244>

O

Oncken, O. (1997). Transformation of a magmatic arc and an orogenic root during oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise). *Geologische Rundschau*, 86(1), 2–20. <https://doi.org/10.1007/s005310050118>

Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., & Schrader, S. (2000). Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 199–216. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.13>

Oncken, O., von Winterfeld, C., & Dittmar, U. (1999). Accretion of a rifted passive margin: The Late Paleozoic Rhenohercynian fold and thrust belt (Middle European Variscides). *Tectonics*, 18(1), 75–91. <https://doi.org/10.1029/98TC02763>

Ortner, H., Aichholzer, S., Zerlauth, M., Pilser, R., & Fügenschuh, B. (2015). Geometry, amount, and sequence of thrusting in the Subalpine Molasse of western Austria and southern Germany, European Alps: Thrusting in the Alpine Foreland. *Tectonics*, 34(1), 1–30. <https://doi.org/10.1002/2014TC003550>

P

Paquette, J.-L., Ballèvre, M., Peucat, J.-J., & Cornen, G. (2017). From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). *Lithos*, 294–295, 418–437. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.10.005>

Paulsen, T., & Marshak, S. (1999). Origin of the Uinta recess, Sevier fold-thrust belt, Utah: influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry. *Tectonophysics*, 312(2), 203–216. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00182-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00182-1)

Pharaoh, T. (2018). The Anglo-Brabant Massif: Persistent but enigmatic palaeo-relief at the heart of western Europe. *Proceedings of the Geologists' Association*, 129(3), 278–328. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2018.02.009>

Pharaoh, T., Jones, D., Kearsey, T., Newell, A., Abesser, C., Randles, T., Patton, A. & Kendall, R. (2021). Early Carboniferous limestones of southern and central Britain: Characterisation and preliminary assessment of deep geothermal prospectivity. *Zeitschrift Der Deutschen Gesellschaft Für Geowissenschaften*. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0282>

Pharaoh, T. C., Molyneux, S. G., Merriman, R. J., Lee, M. K., & Verniers, J. (1993). The Caledonides of the Anglo-Brabant Massif reviewed. *Geological Magazine*, 130(5), 561–562. <https://doi.org/10.1017/S0016756800020847>

Picot J. avec la collaboration de DUFRENOY R. (2012). Modélisation géologique dans la région Lilloise et du Tournaisis du toit de l'aquifère du Calcaire Carbonifère et des ensembles géologiques sus-jacent. *Rapport BRGM/RP-61113-FR*, 94 p., 25 fig., 4 annexes.

Plesch, A., & Oncken, O. (1999). Orogenic wedge growth during collision — constraints on mechanics of a fossil wedge from its kinematic record (Rhenohercynian FTB, Central Europe). *Tectonophysics*, 309(1–4), 117–139. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00135-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00135-3)

Poblet, J., & Lisle, R. J. (2011). Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1). <https://doi.org/10.1144/SP349.1>

- Pochat, S., & Van Den Driessche, J. (2011). Filling sequence in Late Paleozoic continental basins: A chimera of climate change? A new light shed given by the Graissessac–Lodève basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302(3), 170–186. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.01.006>
- Poty, E. (2016). The Dinantian (Mississippian) succession of southern Belgium and surrounding areas: stratigraphy improvement and inferred climate reconstruction. *Geologica Belgica*, 19(1–2), 177–200. <https://doi.org/10.20341/gb.2016.014>
- Poty, E., & Hance, L. (2006a). Livian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 133–138.
- Poty, E., & Hance, L. (2006b). Warnantien. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 139–144.
- Poty, E., Hance, L., Lees, A., & Hennebert, M. (2001). Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 69–94. <https://doi.org/10.20341/gb.2014.044>
- Pracht, M., Rogers, R., & McConnell, B. J. (2021). Mississippian (Dinantian) of Ireland and its geothermal potential. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2021/0280>
- Préat, A., & Boulvain, F. (1988). Excursion A-1. Middle and Upper Devonian carbonate platform evolution in Dinant and Namur basins (Belgium, France). In A. Herbosch (Ed.), *IAS 9th European Regional Meeting: Excursion Guidebook Leuven-Belgium* (pp. 1–25). Belgium: Ministry of Economic Affairs, Belgian Geological Survey.
- Préat, A., & Bultynck, P. (2006). Givetian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 9–18.
- Price, R. A. (1986). The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere. *Journal of Structural Geology*, 8(3–4), 239–254. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90046-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90046-5)
- Pruvost, P. (1939). Quelques observations sur le phénomène de plissement faites dans les bassins houillers. *Bull. Soc. géol. France, S. 5 T. IX*(4–5), 307–319.
- Pruvost, P., & Bertrand, P. (1932). Quelques résultats des récentes explorations géologiques du bassin du Nord de la France. *Revue de l'Industrie Minérale*, 262, 365–379.
- Przybycin, A. M., Scheck-Wenderoth, M., & Schneider, M. (2015). The 3D conductive thermal field of the North Alpine Foreland Basin: influence of the deep structure and the adjacent European Alps. *Geothermal Energy*, 3(1), 17. <https://doi.org/10.1186/s40517-015-0038-0>

Q

- Qayyum, M., Spratt, D. A., Dixon, J. M., & Lawrence, R. D. (2015). Displacement transfer from fault-bend to fault-propagation fold geometry: An example from the Himalayan thrust front. *Journal of Structural Geology*, 77, 260–276. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.010>
- Quinif, Y., Vandycke, S., & Vergari, A. (1997). Chronologie et causalité entre tectonique et karstification ; l'exemple des paleokarsts du Hainaut (Belgique). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 168(4), 463–472.

R

- 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 M. Cazes & G. Torreilles (Eds.), *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde : profil du Nord de la France*. (pp. 171–196). Paris, France: Technip.
- Raoult, J.-F., & Meilliez, F. (1987). The variscan front and the midi fault between the channel and the meuse river. *Journal of Structural Geology*, 9(4), 473–479. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90122-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90122-2)

- Ravaglia, A., Seno, S., Toscani, G., & Fantoni, R. (2006). Mesozoic extension controlling the Southern Alps thrust front geometry under the Po Plain, Italy: Insights from sandbox models. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 2084–2096. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.011>
- Ricken, W., Schrader, S., Oncken, O., & Plesch, A. (2000). Turbidite basin and mass dynamics related to orogenic wedge growth; the Rheno-Hercynian case. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 257–280. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.16>
- Rossi, P., Oggiano, G., & Cocherie, A. (2009). A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica–Sardinia microcontinent. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 224–238. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.005>
- Rouchy, J.-M., Groessens, E., & Laumondais, A. (1984). Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique). Implications paléogéographiques et structurales. *Bulletin de La Société Belge de Géologie*, 93(1–2), 105–145.
- Rouchy, J. M., Pierre, C., Groessens, E., Monty, C., Laumondais, A., & Moine, B. (1986). Les évaporites pré-permiennes du segment varisque franco-belge : aspects paléogéographiques et structuraux. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 95(2–3), 139–149.
- Rouchy, J. M., Laumondais, A., & Groessens, E. (1987). The lower Carboniferous (Viséan) evaporites in northern France and Belgium: Depositional, diagenetic and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporitic basin. In T. M. Peryt (Ed.), *Evaporite Basins* (Vol. 13, pp. 31–67). Berlin, Heidelberg, Germany: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/BFb0010099>

S

- Saspiturry, N., Cochelin, B., Razin, P., Leleu, S., Lemirre, B., Bouscary, C., et al. (2019). Tectono-sedimentary evolution of a rift system controlled by Permian post-orogenic extension and metamorphic core complex formation (Bidarray Basin and Ursuya dome, Western Pyrenees). *Tectonophysics*, 768, 228180. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228180>
- Schedl, A., & Wiltschko, D. V. (1987). Possible effects of pre-existing basement topography on thrust fault ramping. *Journal of Structural Geology*, 9(8), 1029–1037. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90011-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90011-3)
- Schneider, J., Corsini, M., Reverso-Peila, A., & Lardeaux, J.-M. (2014). Thermal and mechanical evolution of an orogenic wedge during Variscan collision: an example in the Maures–Tanneron Massif (SE France). *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 313–331. <https://doi.org/10.1144/SP405.4>
- Schott, B., & Schmeling, H. (1998). Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, 296(3), 225–247. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00154-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00154-1)
- Schulmann, K., Catalán, J. R. M., Lardeaux, J. M., Janoušek, V., & Oggiano, G. (2014). The Variscan orogeny: extent, timescale and the formation of the European crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 405(1), 1–6. <https://doi.org/10.1144/SP405.15>
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., et al. (2009). An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 266–286. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.006>
- Schulmann, K., Schaltegger, U., Jezek, J., Thompson, A. B., & Edel, J.-B. (2002). Rapid burial and exhumation during orogeny: Thickening and synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogen in Western Europe). *American Journal of Science*, 302(10), 856–879. <https://doi.org/10.2475/ajs.302.10.856>
- Scisciani, V. (2009). Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy). *Journal of Structural Geology*, 31(11), 1276–1294. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.02.004>
- Shail, R. K., & Alexander, A. C. (1997). Late Carboniferous to Triassic reactivation of Variscan basement in the western English Channel: evidence from onshore exposures in south Cornwall. *Journal of the Geological Society*, 154(1), 163–168. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0163>

- Shail, R. K., & Leveridge, B. E. (2009). The Rhenohercynian passive margin of SW England: Development, inversion and extensional reactivation. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2–3), 140–155. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.002>
- Sintubin, M., Debacher, T. N., & Van Baelen, H. (2009). Early Palaeozoic orogenic events north of the Rheic suture (Brabant, Ardenne): A review. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2), 156–173. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.012>
- Smeraglia, L., Fabbri, O., Choulet, F., Buatier, M., Boulvais, P., Bernasconi, S. M., & Castorina, F. (2020). Syntectonic fluid flow and deformation mechanisms within the frontal thrust of a foreland fold-and-thrust belt: Example from the Internal Jura, Eastern France. *Tectonophysics*, 778, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228178>
- Smit, J., van Wees, J.-D., & Cloetingh, S. (2018). Early Carboniferous extension in East Avalonia: 350 My record of lithospheric memory. *Marine and Petroleum Geology*, 92, 1010–1027. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.01.004>
- Sommé, J. (1977). Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Étude géomorphologique. Paris, Université Paris I. Thèse d'Etat, présentée devant l'Université de Paris-1 (1975). Atelier reproduction des thèses, Université de Lille-III. 2 tomes : 810p.
- Soula, J.-C. (1984). Genèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent : modèles expérimentaux et exemples géologiques. *Bulletin de La Société Belge de Géologie*, 93(1–2), 83–104.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* (498 p.). Blackwell Publishing Ltd.
- Stevens, C. & Marlière, R. (1944). Révision de la carte du relief du socle paléozoïque du Bassin de Mons. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, LXVII, 145–175.
- Stollhofen, H. (1998). Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous–Permian Saar–Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sedimentary Geology*, 119(1), 47–83. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00040-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00040-2)
- Storti, F., & McClay, K. (1995). Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology*, 23(11), 999–1002.
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283(7), 684–721. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.684>
- Szaniawski, R., Lewandowski, M., Mansy, J.-L., Averbach, O., & Lacquement, F. (2003). Syn-folding remagnetization events in the French–Belgium Variscan thrust front as markers of the fold-and-thrust belt kinematics. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(5), 511–523. <https://doi.org/10.2113/174.5.511>

T

- Tanner, D. C., Bense, F. A., & Ertl, G. (2011). Kinematic retro-modelling of a cross-section through a thrust-and-fold belt: The Western Irish Namurian Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 61–76. <https://doi.org/10.1144/SP349.4>
- Tavarnelli, E. (1996). The effects of preexisting normal faults on thrust ramp development: An example from the northern Apennines, Italy. *Geologische Rundschau*, 85, 363–371. <https://doi.org/10.1007/BF02422241>
- Tavarnelli, E. (1999). Normal faults in thrust sheets: pre-orogenic extension, post-orogenic extension, or both? *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1011–1018. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00034-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00034-6)
- Thierry, V., Rolin, P., Marquer, D., Cocherie, A., Fanning, C. M., & Rossi, P. (2009). Visean sinistral wrench faulting along the Sillon Houiller in the French Massif Central: Late Variscan tectonic implications. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 180(6), 513–528. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.180.6.513>
- Thomas, W. A. (2001). Mushwad: Ductile duplex in the Appalachian thrust belt in Alabama. *AAPG Bulletin*, 85(10), 1847–1869. <https://doi.org/10.1306/8626D08B-173B-11D7-8645000102C1865D>

- Thomas, W. A. (2007). Role of the Birmingham basement fault in thin-skinned thrusting of the Birmingham anticlinorium, Appalachian thrust belt in Alabama. *American Journal of Science*, 307(1), 46–62. <https://doi.org/10.2475/01.2007.03>
- Thorez, J., & Dreesen, R. (1986). A model of a regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian “Psammites du Condroz” in Belgium. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109, 285–323.
- Thorez, J., Dreesen, R., & Streel, M. (2006). Fammenian. *Geologica Belgica*, 9(1–2), 27–45.
- Thornton, J. M., Mariethoz, G., & Brunner, P. (2018). A 3D geological model of a structurally complex Alpine region as a basis for interdisciplinary research. *Scientific Data*, 5(1), 180238. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.238>
- Toscani, G., Bonini, L., Ahmad, M. I., Di Bucci, D., Di Giulio, A., Seno, S., & Galuppo, C. (2014). Opposite verging chains sharing the same foreland: Kinematics and interactions through analogue models (Central Po Plain, Italy). *Tectonophysics*, 633, 268–282. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.019>
- Tozer, R. S. J., Butler, R. W. H., Chiappini, M., Corrado, S., Mazzoli, S., & Speranza, F. (2006). Testing thrust tectonic models at mountain fronts: where has the displacement gone? *Journal of the Geological Society*, 163, 1–14. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-140>

U

- Ustaszewski, K., & Schmid, S. M. (2006). Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the Jura fold-and-thrust belt. *Tectonics*, 25, 1–26. <https://doi.org/10.1029/2005TC001915>

V

- Vallé, B., Courel, L., & Gelard, J. P. (1988). Les marqueurs de la tectonique synsédimentaire et syndiagénétique dans le bassin stéphanien à régime cisailant de Blanzy-Montceau (Massif Central, France). *Bulletin de La Société Géologique de France*, IV (4), 529–540. <https://doi.org/10.2113/gssgbull.IV.4.529>
- Vanderhaeghe, O., Laurent, O., Gardien, V., Moyen, J.-F., Gébelin, A., Chelle-Michou, C., et al. (2020). Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt: the geologic record of the French Massif Central. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 191(1), 1–56. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2020013>
- Vandycke, S. (2002). Palaeostress records in Cretaceous formations in NW Europe: Extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous-Tertiary inversion tectonics. *Tectonophysics*, 357, 119–136. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00365-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00365-7)
- Vandycke, S., Bergerat, F., & Dupuis, Ch. (1991). Meso-cenozoic faulting and inferred palaeostresses in the Mons Basin, Belgium. *Tectonophysics*, 192(3), 261–271. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90103-Y](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90103-Y)
- Van Grootel, G., Verniers, J., Geerkens, B., Laduron, D., Verhaeren, M., Hertogen, J., & De Vos, W. (1997). Timing of magmatism, foreland basin development, metamorphism and inversion in the Anglo-Brabant fold belt. *Geological Magazine*, 134(5), 607–616. <https://doi.org/10.1017/S0016756897007413>
- Van Hulten, F. F. N. (2012). Devono-Carboniferous carbonate platform systems of the Netherlands. *Geologica Belgica*, 15(4), 284–296.
- Vann, I. R., Graham, R. H., & Hayward, A. B. (1986). The structure of mountain fronts. *Journal of Structural Geology*, 8(3–4), 215–227. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90044-1)
- Verniers, J., Herbosch, A., Vangestainte, M., Geukens, F., Delambre, B., Pingot, J.-L., et al. (2001). Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4(1–2), 5–38.
- Von Hagke, C., & Malz, A. (2018). Triangle zones – Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties. *Earth-Science Reviews*, 177, 24–42. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.003>

W

- Waterlot, G. (1960). La nappe aquifère de la craie dans la vallée de la Haute-Deûle ; structure géologique du sous-sol de la vallée. *Annale de la Société Géologique du Nord*, 80, 329–334.
- Waterlot, G. (1969a). Le Paléozoïque en Ardenne française. *Annale de la Société Géologique du Nord*, 89(1), 5–22.
- Waterlot, G. (1969b). Sur la poche de dissolution dans le Paléozoïque de Don (Nord). *Annale de La Société Géologique Du Nord*, 89(2), 175–176.
- Wiltschko, D., & Eastman, D. (1983). Role of basement warps and faults in localizing thrust fault ramps. In R. D. Hatcher, Jr., H. Williams, & I. Zietz (Eds.), *Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains* (GSA Memoirs, Vol. 158, pp. 177–190).
- Wu, J. E., & McClay, K. R. (2011). Two-dimensional Analog Modeling of Fold and Thrust Belts: Dynamic Interactions with Syncontractional Sedimentation and Erosion. In K. R. McClay, J. H. Shaw, & J. Suppe (Eds.), *Thrust Fault-Related Folding* (AAPG Memoir, Vol. 94, pp. 301–333).

Z

- Ziegler, P. A. (1989). Evolution of Laurussia: A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-0469-9>
- Ziegler, P. A. (1990). Geological Atlas of Western and Central Europe. The Hague, Netherlands: Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.
- Ziegler, P. A., Bertotti, G., & Cloetingh, S. (2002). Dynamic processes controlling foreland development - the role of mechanical (de)coupling of orogenic wedges and forelands. Stephan Mueller Special Publication Series, 1, 17–56. <https://doi.org/10.5194/smeps-1-17-2002>
- Zuffetti, C., & Bersezio, R. (2021). Space–time geological model of the Quaternary syntectonic fill of a foreland basin (Po basin, Northern Italy). *Sedimentary Geology*, 421, 105945. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105945>

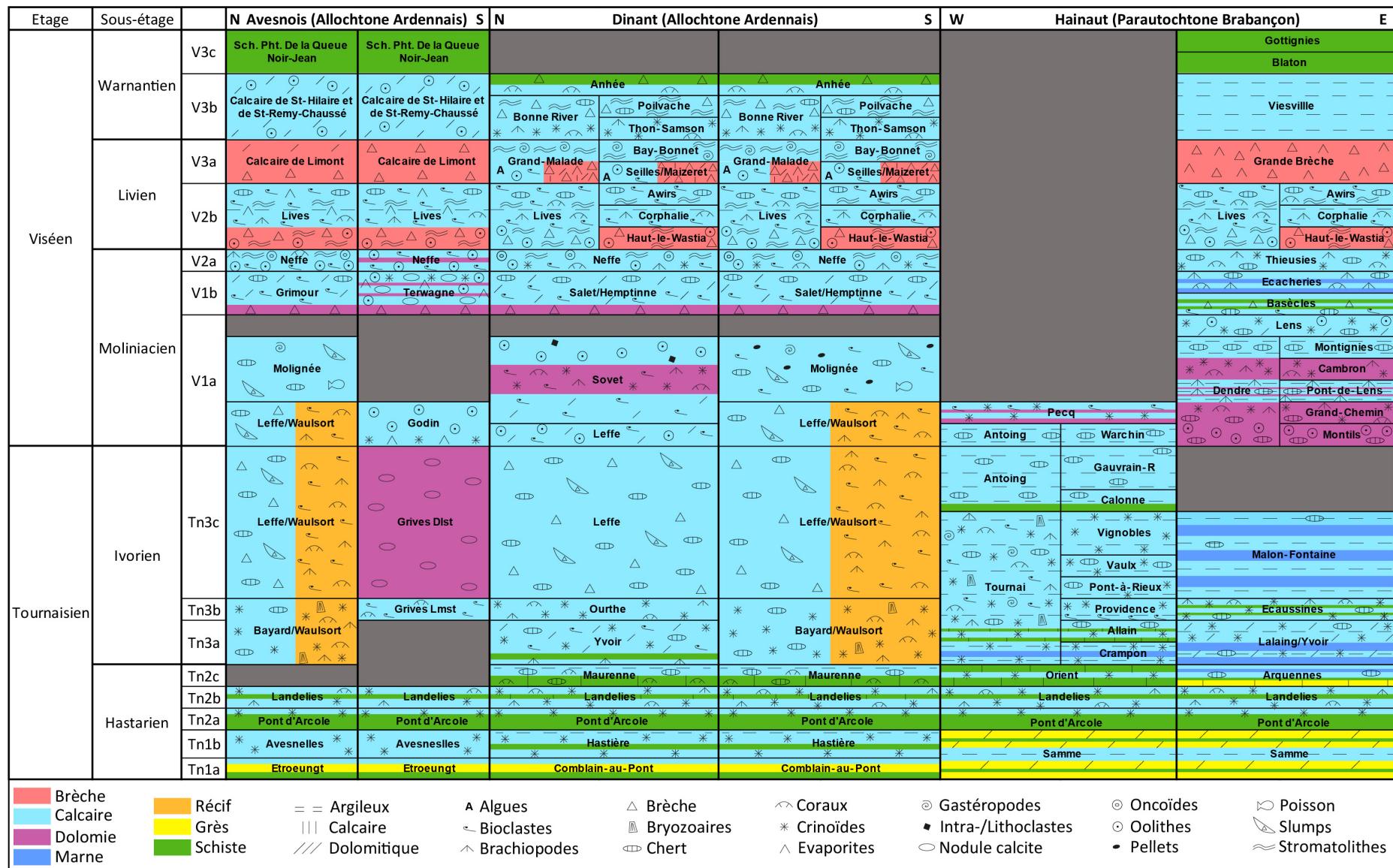
Annexes

Annexes

Table des annexes

Annexe 1.	Tableau de synthèse de la lithostratigraphie du Dinantien dans le nord de la France et le sud-ouest de la Belgique.....	- 254 -
Annexe 2.	Liste des sondages pétroliers existant dans le Nord-Pas-de-Calais.	- 255 -
Annexe 3.	Informations d'acquisition et de retraitement des profils de sismique réflexion disponibles dans le cadre de la thèse	- 263 -
Annexe 4.	a) Versions retraitées vierges et b) interprétations géologiques des profils de sismique réflexion disponibles dans le cadre de la thèse.....	- 265 -
Annexe 5.	Extrait de la stratigraphie des forages intégrés au GeoModeller, uniformisée et formatée afin de correspondre à la pile stratigraphique.	- 286 -
Annexe 6.	Tableau de calcul des conversions temps-profondeur (méthode « layer-cake ») des horizons interprétés sur le profil sismique M590	- 287 -
Annexe 7.	Coupes géologiques réalisées à partir des conversions temps-profondeur des profils sismiques (méthode du « layer-cake ») et intégrées au modèle 3D.....	- 288 -
Annexe 8.	Documents miniers des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais utilisés afin de définir la stratigraphie au sein des puits et sondages miniers.....	- 298 -
Annexe 9.	Ecorchés géologiques infra-mésozoïques du nord de la France et du sud de la Belgique, importés dans la base de données du GeoModeller.	- 301 -
Annexe 10.	Tableaux des relations entre les failles et les séries géologiques modélisées en 3D, définies dans le GeoModeller.....	- 305 -
Annexe 11.	Tableau des relations entre les failles modélisées en 3D, définies dans le GeoModeller.	- 307 -
Annexe 12.	Cartes existantes des isohypsides du toit du Paléozoïque.....	- 308 -
Annexe 13.	Cartes des isohypsides et cartes isopaques des surfaces et séries modélisées En 3D, non présentées dans le corps du manuscrit.....	- 310 -

Annexe 1. Tableau de synthèse de la lithostratigraphie du Dinantien dans le nord de la France et le sud-ouest de la Belgique. Synthèse réalisée d'après Poty et al., 2001 ; Devuyst et al., 2006 ; Groessens, 2006 ; Hance & Poty, 2006 ; Hance et al., 2001, 2006 (a, b, c) ; Poty & Hance, 2006 (a, b) et Poty, 2016.



Annexe 2. Liste des sondages pétroliers existant dans le Nord-Pas-de-Calais. Les documents et diographies disponibles pour chaque sondage sont répertoriés ci-dessous. C : Carottes ; RFS : Rapport de fin de sondage ; LFO : Log fondamental ; R : Résistivités ; PS : Potentiel spontané ; GR : Gamma Ray ; DT : Sonic ; VTS : Vitesses ; N : Neutron ; D : Densité ; PEND : Pendagmétrie.

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-2289-	ARRAS 1	AR.A-CD 1	687359	7029350	1961	COPESEP	CORE-DRILL	182	GEDINNIEN	X		X	X	X						
14-2291-	ARRAS 3	AR.B-CD 3	687818	7025671	1961	COPESEP	CORE-DRILL	156	EMSIEN	X		X	X	X	X					
14-2292-	ARRAS 5	AR.C-CD 5	689632	7022471	1961	COPESEP	CORE-DRILL	125.5	DEVONIEN	X		X	X	X						
14-2295-	ARRAS 7	AR.D-CD 7	689196	7019450	1961	COPESEP	CORE-DRILL	176.4	DEVONIEN	X		X	X	X						
14-2297-	ARRAS 9	AR.E-CD 9	689579	7015222	1961	COPESEP	CORE-DRILL	167	DEVONIEN	X		X	X	X						
14-2299-	ARRAS 11	AR.F-CD 11	689065	7012453	1961	COPESEP	CORE-DRILL	183	GIVETIEN	X		X	X	X						
14-2300-	ARRAS 12	AR.G-CD 12	689708	7010525	1961	COPESEP	CORE-DRILL	214.8	DEVONIEN	X		X	X	X						
14-2301-	ARRAS 13	AR.H-CD 13	690194	7008749	1961	COPESEP	CORE-DRILL	181.8	DINANTIEN	X		X	X	X						
14-2302-	ARRAS 14	AR.I-CD 14	689539	7007162	1961	COPESEP	CORE-DRILL	199.5	DEVONIEN	X		X	X	X						
14-2303-	ARRAS 15	AR.J-CD 15	689644	7005369	1961	COPESEP	CORE-DRILL	188	GIVETIEN	X		X	X	X						
14-2304-	ARRAS 16	AR.K-CD 16	689707	7003507	1961	COPESEP	CORE-DRILL	213	DINANTIEN	X		X	X	X						
14-2305-	ARRAS 17	AR.L-CD 17	689762	7001674	1961	COPESEP	CORE-DRILL	257	DINANTIEN	X		X	X	X						
14-2307-	ARRAS 19	AR.M-CD 19	689878	6997788	1961	COPESEP	CORE-DRILL	276.3	DINANTIEN	X		X	X	X						
14-2309-	ARRAS 21	AR.N-CD 21	689608	6994347	1961	COPESEP	CORE-DRILL	346.4	NAMURIEN	X		X	X	X						
14-2311-	ARRAS 23	AR.O-CD 23	690699	6991034	1961	COPESEP	CORE-DRILL	372	NAMURIEN	X		X	X	X						
14-2313-	ARRAS 25	AR.P-CD 25	689330	6987723	1961	COPESEP	CORE-DRILL	387	TOURNAISEN	X		X	X	X						
14-2315-	ARRAS 27	AR.Q-CD 27	689117	6984010	1961	COPESEP	CORE-DRILL	415.7	PALEOZOIQUE	X		X	X	X						
14-2317-	ARRAS 29	AR.R-CD 29	688245	6980435	1961	COPESEP	CORE-DRILL	519.2	EMSIEN	X		X	X	X						
14-2319-	ARRAS 31	AR.S-CD 31	687865	6977045	1961	COPESEP	CORE-DRILL	566.2	GEDINNIEN	X		X								
14-2320-	ARRAS 32	AR.T-CD 32	687375	6975388	1962	COPESEP	CORE-DRILL	614	GEDINNIEN	X		X	X	X						
14-2328-	FROHEN LE PETIT 10	MA1-CD 10	643764	7010991	1961	CEP	CORE-DRILL	266.8	PERMIEN	X	X	X	X	X						
14-2343-	MEZEROLLES 18	MA1-CD 18	646052	7009690	1961	CFPN	CORE-DRILL	200	DEVONIEN MOY.	X	X	X	X	X						
14-2359-	BONNIERES 60	MA2-CD 60	646643	7018681	1961	CFPN	CORE-DRILL	238	DEVONIEN MOY.	X	X	X	X	X						
14-2360-	COYECQUES 64	MA4-CD 64	641496	7055464	1962	CFPN	CORE-DRILL	88.5	DEVONIEN	X	X	X	X	X						
14-2362-	DENNEBROEUCQ 67	MA4-CD 67	640778	7054469	1961	CFPN	CORE-DRILL	201.5	TRIAS	X	X	X	X	X						
14-2363-	MATRINGHEM 77	MA4-CD 77	640393	7050374	1961	CFPN	CORE-DRILL	35.5	COBLENCIEN	X	X	X	X	X						

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-2367-	LUGY 84	MA4-CD 84	641451	7047467	1961	CFPN	CORE-DRILL	49.0	DEVONIEN	X	X	X	X	X						
14-2374-	VERCHIN 90	MA4-CD 90	641982	7044757	1961	CFPN	CORE-DRILL	123.6	DEVONIEN	X	X	X	X	X						
14-2375-	EQUIRRE 98	MA4-CD 98	645134	7042256	1961	CFPN	CORE-DRILL	158.4	DEVONIEN SUP.	X	X	X	X	X						
14-2379-	ANVIN 107	MA4-CD 107	647880	7039119	1961	CFPN	CORE-DRILL	115	DEVONIEN SUP.	X	X	X	X	X						
14-2380-	HERNICOURT 115	MA4-CD 115	649909	7036071	1961	CFPN	CORE-DRILL	121.5	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2381-	GAUCHIN VERLOINGT 122	MA4-CD 122	651662	7032407	1961	CFPN	CORE-DRILL	117.4	FAMENNien SUP.	X	X	X	X	X						
14-2446-	RAMECOURT 130	MA4-CD 130	650491	7029132	1961	CFPN	CORE-DRILL	132.5	DEVONIEN	X	X	X	X	X						
14-2447-	HAUTECLOQUE 138	MA4-CD 138	651543	7025916	1961	CFPN	CORE-DRILL	175.8	FAMENNien	X	X	X	X	X						
14-2448-	SERICOURT 148	MA4-CD 148	650859	7021791	1961	CFPN	CORE-DRILL	156.6	DEVONIEN	X	X	X	X	X						
14-2451-	FREVENT 174	MA5-CD 174	650545	7018982	1961	CFPN	CORE-DRILL	177.1	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2454-	BOYAVAL 0	MA7-CD 0	651069	7040692	1961	CEP	CORE-DRILL	123.5	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2459-	TENEUR 199	MA7-CD 199	644551	7039322	1961	CFPN	CORE-DRILL	118.1	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2460-	BLANGY SUR TERNOISE 207	MA7-CD 207	641242	7036695	1961-1962	CFPN	CORE-DRILL	127.8	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2461-	ROLLANCOURT 215	MA7-CD 215	637647	7034508	1962	CFPN	CORE-DRILL	125.8	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2462-	LE PARCQ 219	MA7-CD 219	635431	7033602	1962	CFPN	CORE-DRILL	148.2	DEVONIEN SUP.	X	X	X	X	X						
14-2531-	MARCONNE 228	MA7-CD 228	632768	7030379	1962	CFPN	CORE-DRILL	156.1	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2532-	BREVILLERS 1	BVS-CD 1	631024	7028032	1962	CFPN	CORE-DRILL	226	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2533-	GUIGNY 1	GUI-CD 1	629142	7026166	1962	CFPN	CORE-DRILL	290.8	VISEEN	X	X	X	X	X						
14-2534-	RAYE SUR AUTHIE 1	RSA-CD 1	626952	7024087	1962	CFPN	CORE-DRILL	192.7	DEVONIEN INF.	X	X									
14-2535-	LE PARCQ 222	MA7-CD 222	634372	7032514	1962	CFPN	CORE-DRILL	131.6	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2536-	VILLERS L'HOPITAL 2	VLH-CD 2	645060	7015580	1962	CFPN	CORE-DRILL	286.7	VISEEN	X	X	X	X	X						
14-2537-	HONNECOURT SUR L'ESCAUT 1	HE-CD 1	714008	6992668	1962	CFPN	CORE-DRILL	264.4	NAMURIEN INF.	X	X	X	X	X						
14-2538-	LEMPIRE 1	LP-CD 1	712096	6988676	1962	CFPN	CORE-DRILL	296.6	VISEEN	X	X	X	X	X						
14-2539-	LES RUES DES VIGNES 3	LRV-CD 3	718353	6997931	1962	CFPN	CORE-DRILL	193.6	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2540-	SERANVILLERS 1	SRV-CD 1	719137	7002116	1962	CFPN	CORE-DRILL	222	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2541-	LES RUES DES VIGNES 4	LRV-CD 4	717741	6994865	1962	CFPN	CORE-DRILL	202.1	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2542-	SELVIGNY 2	S-CD 2	725713	6996281	1962	CFPN	CORE-DRILL	147.5	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2543-	SELVIGNY 1	S-CD 1	724515	6998625	1962	CFPN	CORE-DRILL	156.8	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2544-	ESNES 1	ES-CD 1	723865	7000024	1962	CFPN	CORE-DRILL	157.4	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2545-	RIEUX 1	RX-CD 1	725482	7012827	1962	CFPN	CORE-DRILL	159.1	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-2546-	AVESNES LE SEC 1	AVS-CD 1	726916	7016337	1962	CFPN	CORE-DRILL	119.7	GEDINNIEN	X	X	X	X	X						
14-2547-	BOUSSIERES 1	BSS-CD 1	732410	7008331	1962	CFPN	CORE-DRILL	139.4	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2548-	BETHENCOURT 1	BT-CD 1	730493	7005032	1962	CFPN	CORE-DRILL	128.5	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2549-	BEAUMONT CD 1	BEA-CD 1	731671	7003157	1962	CFPN	CORE-DRILL	146.7	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2550-	AUDENCOURT 1	AUD-CD 1	731590	7001934	1962	CFPN	CORE-DRILL	168.8	VISEEN	X	X	X	X	X						
14-2551-	GOUY 1	GO-CD 1	719610	6990229	1962	CFPN	CORE-DRILL	291.5	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2552-	ELINCOURT 1	EL-CD 1	728331	6992811	1962	CFPN	CORE-DRILL	236.9	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2553-	OISY LE VERGER 1	OV-CD 1	709082	7014950	1962	CFPN	CORE-DRILL	175.3	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2554-	BOURLON 1	BRN-CD 1	708746	7009945	1962	CFPN	CORE-DRILL	179	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2555-	REUMONT 1	REU-CD 1	735158	6999090	1962	CFPN	CORE-DRILL	156	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2556-	FLESQUIERES 1	FLQ-CD 1	707829	7002150	1962	CFPN	CORE-DRILL	169.3	VISEEN	X	X	X	X	X						
14-2557-	ANNEUX 1	ANX-CD 1	708136	7006287	1962	CFPN	CORE-DRILL	162	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2558-	TRESCAULT 1	TRE-CD 1	707303	6999198	1962	CFPN	CORE-DRILL	196.5	VISEEN	X	X	X	X	X						
14-2559-	GOUZEAUCOURT CD 1	GT-CD 1	707096	6995379	1962	CFPN	CORE-DRILL	236	VISEEN	X	X	X	X	X						
14-2560-	HEUDICOURT 1	HC-CD 1	706484	6991222	1962	CFPN	CORE-DRILL	291.3	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2561-	OISY LE VERGER 2	OV-CD 2	708830	7017801	1962	CFPN	CORE-DRILL	191.7	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2562-	AZINCOURT 1	AZT-CD 1	638871	7041234	1962	CFPN	CORE-DRILL	183	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2563-	HERLY 1	HY-CD 1	628279	7050600	1962	CFPN	CORE-DRILL	69.6	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2564-	SEMPY 1	SMY-CD 1	620104	7045223	1962	CFPN	CORE-DRILL	152.7	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2565-	BEAURAINVILLE 1	BEV-CD 1	621764	7036433	1962	CFPN	CORE-DRILL	152.9	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2566-	BEUSSENT 1	BEU-CD 1	614110	7050804	1962	CFPN	CORE-DRILL	179.2	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						
14-2567-	FRESSIN 1	FSN-CD 1	630932	7038435	1962	CFPN	CORE-DRILL	161	PERMIEN	X	X	X	X	X						
14-2694-	FREVILLERS 1	FRE 1	665604	7032274	1962	COPESEP	EXPLORATION	757.5	EMSIEN	X	X	X	X	X	X	X				
14-2703-	ST OMER 1	SOM-CD 1	666206	7107807	1962	RAP	CORE-DRILL	311.9	SILURIEN			X	X	X						
14-2704-	ST OMER 2	SOM-CD 2	662803	7102374	1962	RAP	CORE-DRILL	348.6	SILURIEN			X	X	X						
14-2705-	ST OMER 3	SOM-CD 3	661555	7097024	1962	RAP	CORE-DRILL	334	SILURIEN			X	X	X						
14-2706-	ST OMER 4	SOM-CD 4	656859	7092655	1962	RAP	CORE-DRILL	310.8	SILURIEN			X	X	X						
14-2707-	ST OMER 5	SOM-CD 5	651818	7088940	1962	RAP	CORE-DRILL	347.5	SILURIEN			X	X	X						
14-2708-	ST OMER 6	SOM-CD 6	648175	7084563	1962	RAP	CORE-DRILL	306	SILURIEN			X	X	X						
14-2709-	ST OMER 7 BIS	SOM-CD 7 BIS	643493	7081747	1962	RAP	CORE-DRILL	300	SILURIEN			X	X	X						

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-2710-	ST OMER 8	SOM-CD 8	637217	7079996	1962	RAP	CORE-DRILL	296.8	SILURIEN			X	X	X						
14-2711-	ST OMER 9	SOM-CD 9	631195	7078693	1962	RAP	CORE-DRILL	134.5	SILURIEN			X	X	X						
14-2712-	ST OMER 10	SOM-CD 10	663425	7087140	1962	RAP	CORE-DRILL	295.5	SILURIEN			X	X	X						
14-2713-	ST OMER 11	SOM-CD 11	630016	7081507	1962	RAP	CORE-DRILL	294.2	SILURIEN			X	X	X						
14-2714-	ST OMER 12	SOM-CD 12	629556	7084016	1963	RAP	CORE-DRILL	271	SILURIEN			X	X	X						
14-2715-	ST OMER 13	SOM-CD 13	628546	7085497	1963	RAP	CORE-DRILL	362	SILURIEN			X	X	X						
14-2716-	ST OMER 14	SOM-CD 14	614214	7084741	1963	RAP	CORE-DRILL	285.4	GIVETIEN			X	X	X						
14-2717-	ST OMER 15	SOM-CD 15	627043	7097752	1963	RAP	CORE-DRILL	396.3	FAMMENNIEN			X	X	X						
14-2797-	NEUFCHATEL 1	NC-CD 1	601741	7056796	1962	CFPN	CORE-DRILL	273.5	RAURACIEN			X	X	X						
14-2798-	FRENcq 1	FQ-CD 1	607616	7055040	1962	CFPN	CORE-DRILL	397.1	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2799-	SAMER 2	SAM-CD 2	609911	7061880	1962	CFPN	CORE-DRILL	194.2	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2800-	TUBERSENT 1	TUB-CD 1	607977	7047276	1962	CFPN	CORE-DRILL	236.5	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2801-	HUCQUEVILLIERS 1	HQ-CD 1	623753	7052421	1962	CFPN	CORE-DRILL	171.7	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2802-	CAMBRAI CANTINPRE 1	CC-CD 1	715237	7008508	1962	CFPN	CORE-DRILL	146.7	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2803-	BEZINGHEM 1	BZM-CD 1	616730	7054149	1962	CFPN	CORE-DRILL	144.4	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2804-	CAUROIR 1	CA-CD 1	719806	7008116	1962	CFPN	CORE-DRILL	148.9	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2805-	RUMILLY 1	RUM-CD 1	715387	7003495	1962	CFPN	CORE-DRILL	146.4	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2806-	BOHAIN 1	BOH-CD 1	732653	6988231	1962	CFPN	CORE-DRILL	246.4	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2807-	GUYENCOURT 1	GUY-CD 1	685969	6989167	1962	CFPN	CORE-DRILL	344.4	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2809-	ST OMER 16 BIS	SOM-CD 16 BIS	623506	7094034	1963	RAP	CORE-DRILL	350	FRASNIEN			X	X	X						
14-2810-	ST OMER 17	SOM-CD 17	632870	7087445	1963	RAP	CORE-DRILL	340.5	SILURIEN			X								
14-2811-	ST OMER 18	SOM-CD 18	614619	7072967	1963	RAP	CORE-DRILL	380	DEVONIEN			X	X	X						
14-2815-	ARRAS (2E CAMP.) A 0	AR.2A-CD 0	697087	6999067	1962	COPESEP	CORE-DRILL	231	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2816-	ARRAS (2E CAMP.) B 0	AR.2B-CD 0	700521	6998987	1962	COPESEP	CORE-DRILL	212.5	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2817-	ARRAS (2E CAMP.) C 0	AR.2C-CD 0	698686	7005531	1962	COPESEP	CORE-DRILL	176.7	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2818-	ARRAS (2E CAMP.) D 0	AR.2D-CD 0	694618	7008700	1962	COPESEP	CORE-DRILL	175	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2819-	ARRAS (2E CAMP.) E 0	AR.2E-CD 0	702430	7007850	1962	COPESEP	CORE-DRILL	171.9	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2820-	ARRAS (2E CAMP.) F 0	AR.2F-CD 0	701229	7013548	1962	COPESEP	CORE-DRILL	158.5	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2821-	ARRAS (2E CAMP.) G 0	AR.2G-CD 0	694527	7014268	1962	COPESEP	CORE-DRILL	147.6	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2822-	ARRAS (2E CAMP.) H 0	AR.2H-CD 0	696416	7020159	1962	COPESEP	CORE-DRILL	163	PALEOZOIQUE			X	X	X						

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-2823-	ARRAS (2E CAMP.) I 0	AR.2I-CD 0	697213	7024217	1962	COPESEP	CORE-DRILL	163.2	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2824-	ARRAS (2E CAMP.) J 0	AR.2J-CD 0	700988	7026027	1962	COPESEP	CORE-DRILL	152.6	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2825-	ARRAS (2E CAMP.) K 0	AR.2K-CD 0	691228	7027995	1962	COPESEP	CORE-DRILL	157.1	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2826-	ARRAS (2E CAMP.) L 0	AR.2L-CD 0	678222	7025374	1962	COPESEP	CORE-DRILL	163.4	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2827-	ARRAS (2E CAMP.) M 0	AR.2M-CD 0	676317	7019232	1962	COPESEP	CORE-DRILL	192.6	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2828-	ARRAS (2E CAMP.) N 0	AR.2N-CD 0	670530	7024067	1962	COPESEP	CORE-DRILL	177	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2829-	ARRAS (2E CAMP.) O 0	AR.2O-CD 0	665697	7027934	1962	COPESEP	CORE-DRILL	179	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2830-	ARRAS (2E CAMP.) P 0	AR.2P-CD 0	656780	7031514	1962	COPESEP	CORE-DRILL	229.2	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2831-	ARRAS (2E CAMP.) Q 0	AR.2Q-CD 0	656683	7036107	1962	COPESEP	CORE-DRILL	185	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2832-	ARRAS (2E CAMP.) R 0	AR.2R-CD 0	657925	7027254	1962	COPESEP	CORE-DRILL	160.2	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2833-	ARRAS (2E CAMP.) S 0	AR.2S-CD 0	656619	7022559	1962	COPESEP	CORE-DRILL	168.4	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2834-	ARRAS (2E CAMP.) T 0	AR.2T-CD 0	657817	7016150	1962	COPESEP	CORE-DRILL	233	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2835-	ARRAS (2E CAMP.) U 0	AR.2U-CD 0	658203	700855	1962	COPESEP	CORE-DRILL	334.6	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2836-	ARRAS (2E CAMP.) V 0	AR.2V-CD 0	670124	7012872	1962	COPESEP	CORE-DRILL	204.3	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2837-	ARRAS (2E CAMP.) W 0	AR.2W-CD 0	673522	7006845	1962	COPESEP	CORE-DRILL	294	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2838-	ARRAS (2E CAMP.) X 0	AR.2X-CD 0	680666	7017382	1962	COPESEP	CORE-DRILL	155	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2839-	ARRAS (2E CAMP.) Y 0	AR.2Y-CD 0	685257	7012722	1962	COPESEP	CORE-DRILL	167.9	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2840-	ARRAS (2E CAMP.) Z 1	AR.2Z-CD 1	695030	7024757	1962	COPESEP	CORE-DRILL	180.2	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2841-	ARRAS (2E CAMP.) Z 2	AR.2Z-CD 2	701552	7024054	1962-1963	COPESEP	CORE-DRILL	182.8	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-2920-	LILLE 10	LI-CD 10	716190	7054539	1962	SNPA	CORE-DRILL	63.4	TOURNAISIEN			X	X	X						
14-2921-	LILLE 11	LI-CD 11	716948	7055955	1962	SNPA	CORE-DRILL	68.4	TOURNAISIEN			X	X	X		X				
14-2922-	LILLE 12	LI-CD 12	712945	7057282	1962	SNPA	CORE-DRILL	64.4	TOURNAISIEN			X	X	X		X				
14-2923-	LILLE 13	LI-CD 13	714476	7059622	1962	SNPA	CORE-DRILL	70.9	TOURNAISIEN			X	X	X		X				
14-2924-	LILLE 14	LI-CD 14	714997	7060540	1962	SNPA	CORE-DRILL	81.3	VISEEN			X	X	X		X				
14-2925-	LILLE 15	LI-CD 15	710880	7058498	1962	SNPA	CORE-DRILL	63.4	FAMENNien			X	X	X		X			X	
14-2926-	LILLE 16	LI-CD 16	709349	7059233	1962	SNPA	CORE-DRILL	77	TOURNAISIEN			X	X	X		X			X	
14-2927-	LILLE 17	LI-CD 17	705227	7060306	1962	SNPA	CORE-DRILL	94	TOURNAISIEN			X	X	X		X				
14-2928-	LILLE 18	LI-CD 18	706995	7063389	1962	SNPA	CORE-DRILL	117	TOURNAISIEN			X	X	X		X			X	
14-2929-	LILLE 19	LI-CD 19	706402	7062084	1963	SNPA	CORE-DRILL	133	TOURNAISIEN			X	X	X						
14-2930-	HAUBOURDIN 1	HA-CD 1	699877	7056181	1962	SNPA	CORE-DRILL	92.6	FRASNien			X	X	X		X				

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-2931-	HAUBOURDIN 2	HA-CD 2	698203	7053827	1962	SNPA	CORE-DRILL	123.4	FAMENNIEN			X	X	X		X				
14-2932-	HAUBOURDIN 3	HA-CD 3	693890	7063122	1962	SNPA	CORE-DRILL	168.9	FRASNIEN			X	X	X		X				
14-2934-	QUESNOY 3	QUY-CD 3	696464	7066443	1962	SNPA	CORE-DRILL	153.4	FAMENNIEN			X	X	X		X				
14-2935-	ROUBAIX 1	ROU-CD 1	708393	7065244	1963	SNPA	CORE-DRILL	133.4	WEALDIEN			X	X	X						
14-2936-	ROUBAIX 2 BIS	ROU-CD 2 BIS	717718	7067531	1963	SNPA	CORE-DRILL	101.7	VISEEN			X	X	X		X				
14-2937-	TEMPLEUVE 2	TPV-CD 2	713452	7052846	1962	SNPA	CORE-DRILL	70	CRETACE MOY.			X	X	X						X
14-2938-	TEMPLEUVE 3	TPV-CD 3	709419	7044013	1963	SNPA	CORE-DRILL	198.4	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3003-	ST OMER 19	SOM-CD 19	624727	7065543	1963	RAP	CORE-DRILL	418.2	SILURIEN			X								
14-3004-	ST OMER 20	SOM-CD 20	638768	7097917	1963	RAP	CORE-DRILL	373.2	SILURIEN			X								
14-3005-	ST OMER 21	SOM-CD 21	665296	7065635	1963	RAP	CORE-DRILL	324.9	SILURIEN			X								
14-3022-	ANNAPE 1	ANN 1	711042	7058607	1963	SNPA	EXPLORATION	1210	SILURIEN	X	X	X	X	X	X	X		X		X
14-3037-	JEUMONT 1	JEU-1	777103	7023064	1963-1964	COPESEP	EXPLORATION	4938.1	EIFELIEN	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
14-3038-	RACHES 1	RA-CD 1	708459	7040739	1963	SNPA	CORE-DRILL	207.6	FAMENNIEN	X	X	X	X	X						X
14-3039-	RACHES 3	RA-CD 3	708882	7042430	1963	SNPA	CORE-DRILL	225.7	SILURIEN	X	X	X	X	X						X
14-3040-	TEMPLEUVE 4	TPV-CD 4	710794	7045899	1963	SNPA	CORE-DRILL	181	VISEEN	X	X	X	X	X						X
14-3042-	RACHES 2	RA-CD 2	715693	7039214	1963	SNPA	CORE-DRILL	175.9	PALEOZOIQUE	X	X	X	X	X						X
14-3043-	ORCHIES 1	ORS-CD 1	716982	7041222	1963	SNPA	CORE-DRILL	183.5	SILURIEN	X	X	X	X	X						
14-3045-	BOURGHELLES 1	BOG-CD 1	719572	7046661	1963	SNPA	CORE-DRILL	156	WEALDIEN	X	X	X	X	X						
14-3056-	GOUZEAUCOURT CD 2	GT-CD 2	707120	6996223	1963	CFPN	CORE-DRILL	233	FAMENNIEN			X	X	X		X	X			X
14-3057-	VILLERS PLOUCH 1	VLP-CD 1	707016	6997679	1963	CFPN	CORE-DRILL	229.2	VISEEN			X	X	X		X	X			
14-3059-	METZ EN COUTURE 1	MZ-CD 1	705939	6996997	1963	CFPN	CORE-DRILL	299.2	DEVONIEN			X	X	X		X	X			X
14-3062-	METZ EN COUTURE 2	MZ-CD 2	706293	6995690	1963	CFPN	CORE-DRILL	249	PALEOZOIQUE			X	X	X		X	X			X
14-3065-	METZ EN COUTURE 3	MZ-CD 3	705555	6994202	1963	CFPN	CORE-DRILL	292	PALEOZOIQUE			X	X	X		X	X			X
14-3076-	GOUZEAUCOURT 101	GT 101	706336	6995174	1963-1964	CFPM	EXPLORATION	3711.5	COUVINIEN	X	X	X	X	X	X	X		X		
14-3077-	BOURGHELLES 2	BOG-CD 2	721658	7046766	1963	SNPA	CORE-DRILL	99.8	VISEEN INF.			X	X	X		X				X
14-3078-	BOURGHELLES 3	BOG-CD 3	722749	7044464	1963	SNPA	CORE-DRILL	118	GIVETIEN INF.			X	X	X		X				X
14-3079-	ORCHIES 2	ORS-CD 2	723556	7041809	1963	SNPA	CORE-DRILL	139	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3080-	ORCHIES 3	ORS-CD 3	725138	7038990	1963	SNPA	CORE-DRILL	261.5	WEALDIEN			X	X	X		X				X
14-3081-	ST AMAND 1	SA-CD 1	730819	7041868	1963	SNPA	CORE-DRILL	121.7	DINANTIEN			X	X	X		X				X
14-3082-	HAUBOURDIN 4	HA-CD 4	691783	7058686	1963	SNPA	CORE-DRILL	184	GIVETIEN			X	X	X		X				X

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-3083-	LA BASSEE 1	LB-CD 1	688814	7053462	1963	SNPA	CORE-DRILL	175	FAMENNIEN			X	X	X		X				
14-3089-	LA BASSEE 2	LB-CD 2	681205	7052475	1963	SNPA	CORE-DRILL	220	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3090-	LA BASSEE 3	LB-CD 3	685297	7047910	1963	SNPA	CORE-DRILL	164.2	VISEEN			X	X	X		X				X
14-3091-	BETHUNE 1	BE-CD 1	669371	7046698	1963	SNPA	CORE-DRILL	193.9	VISEEN			X	X	X		X				X
14-3092-	CALAIS 101	CAL 101	623496	7094074	1964	RAP	EXPLORATION	1033.9	SILURIEN	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
14-3096-	BETHUNE 2	BE-CD 2	669031	7049735	1964	SNPA	CORE-DRILL	214	NAMURIEN			X	X	X		X				X
14-3097-	MERVILLE 1	MEV-CD 1	674045	7059898	1964	SNPA	CORE-DRILL	245	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3099-	MERVILLE 3	MEV-CD 3	675793	7063146	1964	SNPA	CORE-DRILL	282	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3100-	HAZEBROUK 1	HK-CD 1	678331	7066182	1964	SNPA	CORE-DRILL	278.7	GIVETIEN			X	X	X		X				X
14-3106-	BAILLEUL 1	BAI-CD 1	680675	7073152	1964	SNPA	CORE-DRILL	250	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3107-	MERVILLE 4	MEV-CD 4	674304	7060320	1964	SNPA	CORE-DRILL	248	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3112-	AIRE SUR LA LYS 1	AI-CD 1	659561	7060944	1964	SNPA	CORE-DRILL	260.4	SILURIEN			X	X	X		X				X
14-3115-	AIRE SUR LA LYS 2	AI-CD 2	657506	7057923	1964	SNPA	CORE-DRILL	237.3	FAMENNIEN			X	X	X		X				X
14-3119-	LILLERS 1	LLS-CD 1	654997	7053452	1964	SNPA	CORE-DRILL	177.9	VISEEN			X	X	X		X				X
14-3121-	MERVILLE 2	MEV-CD 2	672045	7056163	1964	SNPA	CORE-DRILL	281.3	DEVONIEN MOY.			X	X	X		X				X
14-3136-	BOUSSIERES 2	BSS-CD 2	728347	7009542	1964	CFPM	CORE-DRILL	156.1	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3138-	BOUSSIERES 3	BSS-CD 3	724836	7006590	1964	CFPM	CORE-DRILL	171.9	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3139-	BOUSSIERES 4	BSS-CD 4	726672	7009256	1964	CFPM	CORE-DRILL	143	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3140-	BOUSSIERES 6	BSS-CD 6	728107	7007381	1964	CFPM	CORE-DRILL	164	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3143-	BOUSSIERES 5	BSS-CD 5	731714	7010872	1964	CFPM	CORE-DRILL	142.1	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3144-	BOUSSIERES 7	BSS-CD 7	730973	7008176	1964	CFPM	CORE-DRILL	140	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3145-	BOUSSIERES 8	BSS-CD 8	734554	7012249	1964	CFPM	CORE-DRILL	109.5	PALEOZOIQUE			X			X					
14-3146-	SELVIGNY 3	S-CD 3	729779	6999127	1964	CFPM	CORE-DRILL	173	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3147-	SELVIGNY 4	S-CD 4	726341	6998106	1964	CFPM	CORE-DRILL	180	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3148-	SELVIGNY 5	S-CD 5	732859	7000696	1964	CFPM	CORE-DRILL	160	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3149-	SELVIGNY 6	S-CD 6	729540	6997576	1964	CFPM	CORE-DRILL	187	FAMENNIEN			X	X	X						
14-3154-	BOUSSIERES 9	BSS-CD 9	729266	7012933	1964	CFPM	CORE-DRILL	158	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3155-	BOUSSIERES 10	BSS-CD 10	730424	7011635	1964	CFPM	CORE-DRILL	149.7	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3156-	SECLIN 1	SCL-CD 1	702844	7047268	1964-1967	SNPA	CORE-DRILL	206	SILURIEN			X	X	X		X				
14-3157-	SECLIN 2	SCL-CD 2	703659	7048877	1964	SNPA	CORE-DRILL	147	SILURIEN			X	X	X		X				

N°	NOM	ABREV.	X L93	Y L93	DATE	OPÉRATEUR	TYPE	PROFONDEUR (m)	NIV. GÉOL. ATTEINT	C	RFS	LFO	R	PS	GR	DT	VTS	N	D	PEND
14-3158-	TEMPLEUVE 5	TPV-CD 5	704255	7050476	1964	SNPA	CORE-DRILL	108	TOURNAISEN			X	X	X		X				
14-3159-	SECLIN 3	SCL-CD 3	698370	7050477	1964	SNPA	CORE-DRILL	146.5	FRASNien- FAMENNIEN			X	X	X		X				
14-3160-	SECLIN 4	SCL-CD 4	699593	7051985	1964	SNPA	CORE-DRILL	121	VISEEN			X	X	X		X				
14-3161-	LILLERS 2	LLS-CD 2	662662	7049733	1964	SNPA	CORE-DRILL	217	FRASNien			X	X	X		X				
14-3162-	LILLERS 3	LLS-CD 3	662195	7052540	1964	SNPA	CORE-DRILL	224	PALEOZOIQUE			X	X	X		X				
14-3163-	SECLIN 6	SCL-CD 6	697825	7048243	1964	SNPA	CORE-DRILL	157	VISEEN			X	X	X		X				
14-3174-	SELVIGNY 7	S-CD 7	728969	7000866	1964	CFPM	CORE-DRILL	141	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3175-	SELVIGNY 9	S-CD 9	728600	6995432	1964	CFPM	CORE-DRILL	168.5	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3176-	SELVIGNY 8	S-CD 8	735726	7001866	1964	CFPM	CORE-DRILL	143	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3178-	FLESQUIERES 2	FLQ-CD 2	708224	7004055	1964	CFPN	CORE-DRILL	192.5	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3179-	BOURLON 2	BRN-CD 2	706446	7007975	1964	CFPN	CORE-DRILL	192.8	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3181-	BOURLON 3	BRN-CD 3	705191	7008647	1964	CFPM	CORE-DRILL	176	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3182-	BOURLON 4	BRN-CD 4	708625	7007310	1964	CFPM	CORE-DRILL	169	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3189-	CROISSETTE 1	CTE-CD 1	646493	7029468	1964	CFPM	CORE-DRILL	203	PALEOZOIQUE			X								
14-3190-	ECLIMEUX 1	EMC-CD 1	642057	7033090	1964	CFPN	CORE-DRILL	200	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3193-	PIERREMONT 1	PT-CD 1	647129	7033658	1964	CFPM	CORE-DRILL	205	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3199-	SECLIN 5	SCL-CD 5	694265	7052955	1964	SNPA	CORE-DRILL	158.5	TOURNAISEN			X	X	X		X				
14-3200-	LA BASSEE 4	LB-CD 4	689466	7050193	1964	SNPA	CORE-DRILL	180	VISEEN			X	X	X		X				
14-3201-	AIRE SUR LA LYS 3	AI-CD 3	664879	7054511	1964	SNPA	CORE-DRILL	236	VISEEN			X	X	X		X				
14-3204-	SELVIGNY 10	S-CD 10	733099	6997948	1964	CFPM	CORE-DRILL	150	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3205-	SELVIGNY 11	S-CD 11	726573	7001013	1964	CFPM	CORE-DRILL	147	PALEOZOIQUE			X								
14-3215-	BOURLON 5	BRN-CD 5	704612	7006570	1964	CFPM	CORE-DRILL	158	PALEOZOIQUE			X								
14-3216-	BOURLON 8	BRN-CD 8	706807	7006891	1964	CFPM	CORE-DRILL	178.5	PALEOZOIQUE			X								
14-3225-	BOURLON 6	BRN-CD 6	707668	7009026	1964	CFPM	CORE-DRILL	188	PALEOZOIQUE			X	X	X						
14-3226-	TRESCAULT 5	TRE-CD 5	707611	7001538	1964	CFPM	CORE-DRILL	148	PALEOZOIQUE			X								
14-3258-	MONTIGNY EN CAMBRESIS 101	MYC 101	730249	6998878	1965	CFPM	EXPLORATION	1860	GIVETIEN	X	X	X	X	X	X	X		X		
14-3602-	EPINOY 1	EPY 1	711684	7015809	1983	TOTAL EXPLO	EXPLORATION	3952	NAMURIEN	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
14-4221-	AUVERNAUX 101	AUV 101	663322	7066495	1988	SNEA(P)	EXPLORATION	2244	KEUPER INFERIEUR		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

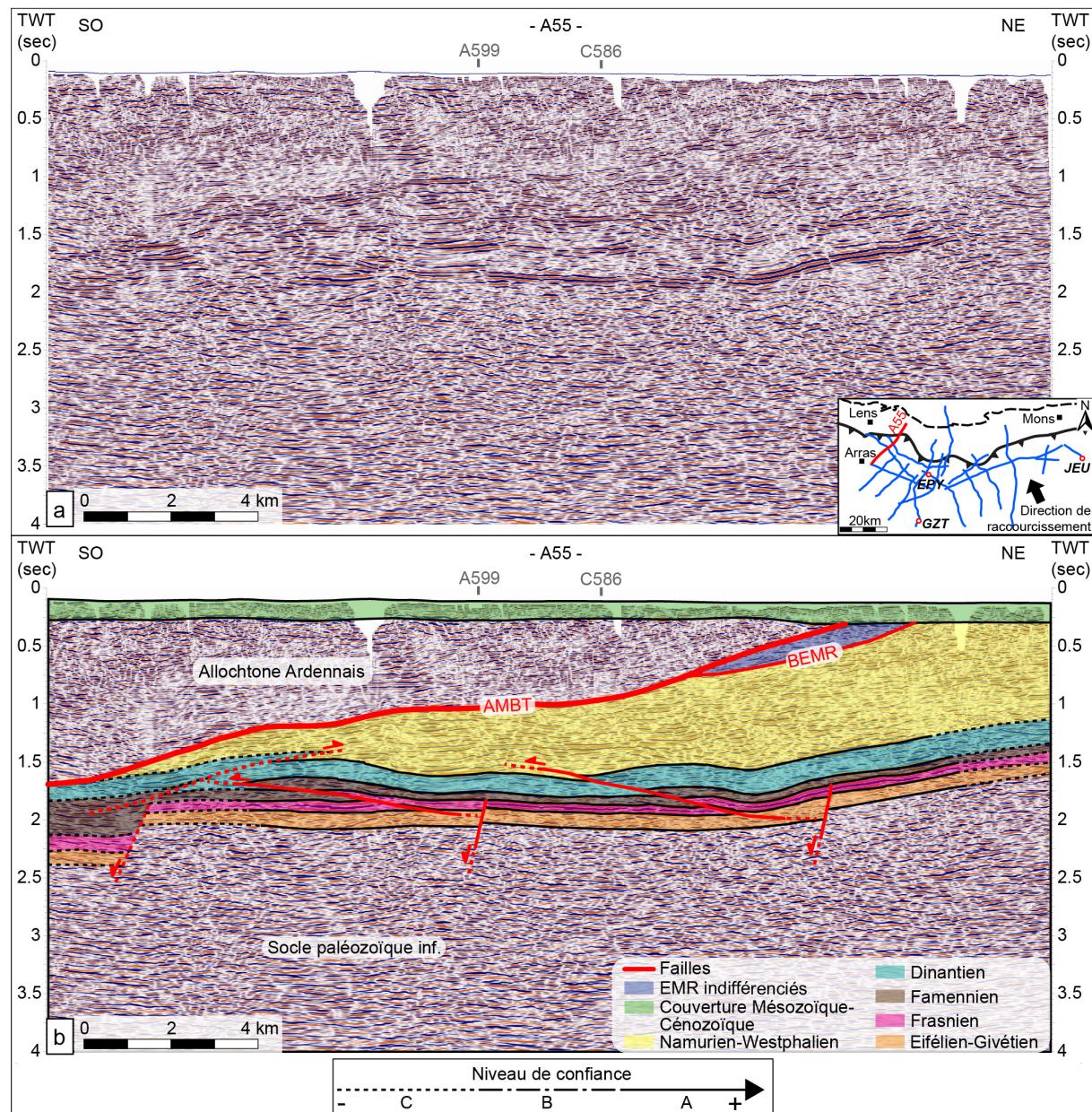
Annexe 3. Informations d'acquisition et de retraitement des profils de sismique réflexion disponibles dans le cadre de la thèse.

ACQUISITION									
PROFIL	LONGUEUR (Km)	PERMIS	CAMPAGNE	ETUDE	ENREGISTREMENT	OPERATEUR	CONTRACTEUR	DATE DEBUT	DATE FIN
A-55	43,288	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
A-586	28,541	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
A-599	30,063	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-058	20,007	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-067	23,336	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-068	21,490	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-083	40,241	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 800	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-089	31,699	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-099	43,217	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-101	17,697	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0452	ETUDE 811	SN348	CFP	CGG	1981-09-28	1981-12-23
C-122	27,853	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-126	25,953	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-574	13,920	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-576	54,164	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-576-2		BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 801	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
C-586	31,488	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0452	ETUDE 811	SN348	CFP	CGG	1981-09-28	1981-12-23
C-589	21,391	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0452	ETUDE 811	SN348	CFP	CGG	1981-09-28	1981-12-23
M-146	45,474	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0408	ETUDE 800	SN348	CFP	CGG	1980-03-06	1981-04-07
M-168	12,482	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0452	ETUDE 811	SN348	CFP	CGG	1981-09-28	1981-12-23
M-588	9,849	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0452	ETUDE 811	SN348	CFP	CGG	1981-09-28	1981-12-23
M-590	9,070	BOULOGNE-MAUBEUGE	14-0452	ETUDE 811	SN348	CFP	CGG	1981-09-28	1981-12-23

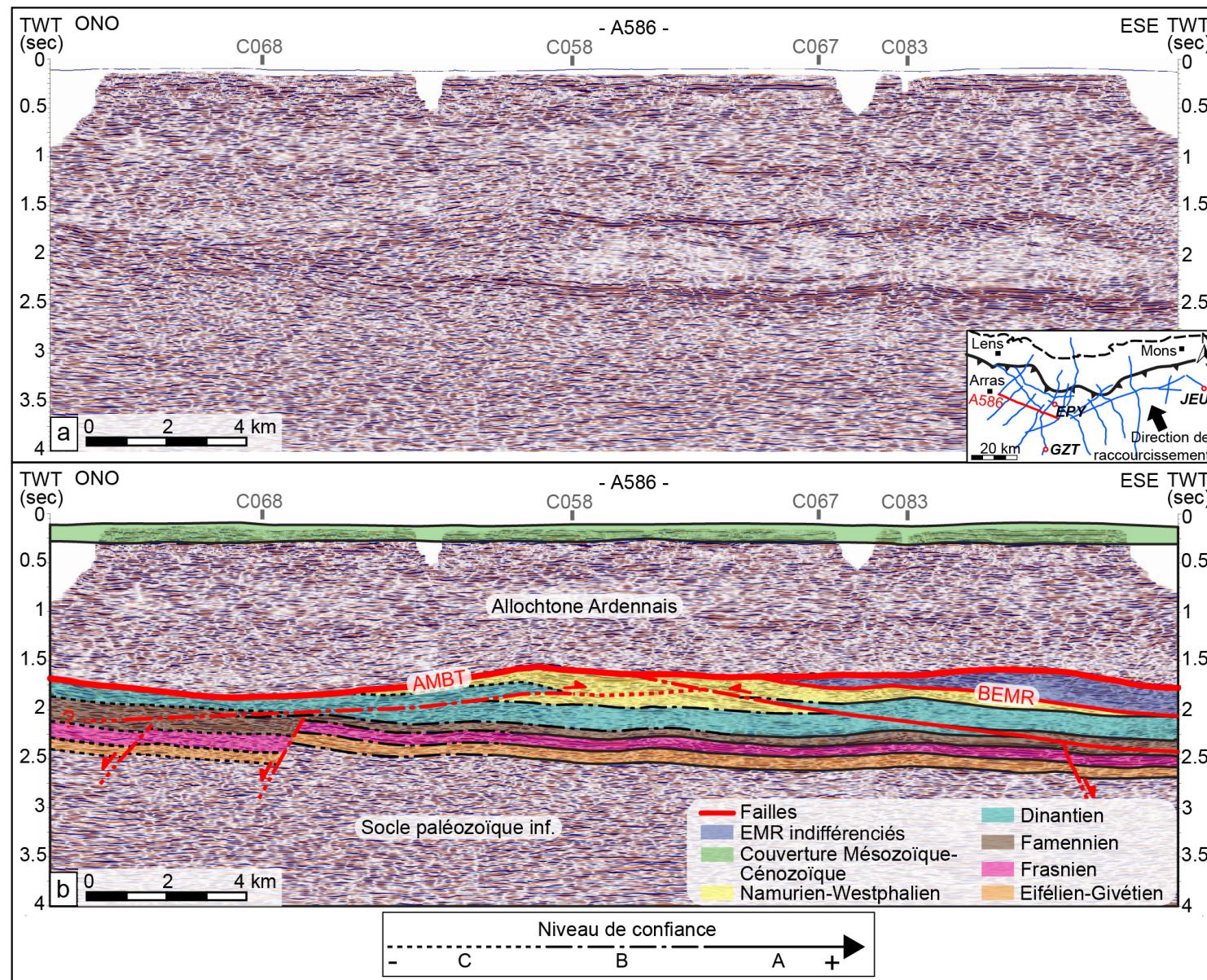
RETRAITEMENT								
PROFIL	CDP FROM	CDP TO	LONGUEUR (Km)	ANNÉE	PROJET	OBJET	TYPE PROJET	CLIENT
A-55	206	1364	23,134	2019	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2019	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
A-586	262	1424	28,487	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
A-599	262	1450	29,718	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-058	260	1087	20,234	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-067	264	1190	23,443	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-068	262	1090	21,707	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-083	178	1792	41,425	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-089	214	1509	32,267	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-099	865	2400	31,581	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-101	220	1103	18,053	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-122	296	1405	28,519	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-126	202	1100	22,464	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-574	264	843	13,906	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-576	211	1460	31,995	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-576-2	1121	2207	27,259	2005	BOULOGNE MAUBEUGE	TEST CONTRACTEUR	RETRAITEMENT	
C-586	212	1780	32,167	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
C-589	234	1297	21,594	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2018	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN
M-146	1	1815	45,503	2018	THESE HAUTS-DE-FRANCE-1998	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	VECTORISATION	TRAITEMENT ORIGINAL : FACULTE DE LILLE (FREDERIC LACQUEMENT, 1998, CGG)
M-168	26	523	12,406	2005	BOULOGNE MAUBEUGE	TEST CONTRACTEUR	RETRAITEMENT	
M-588	18	413	9,849	2005	BOULOGNE MAUBEUGE	TEST CONTRACTEUR	RETRAITEMENT	
M-590	223	586	9,070	2019	THESE HAUTS-DE-FRANCE-2019	CONNAISSANCE GEOLOGIQUE REGIONALE	RETRAITEMENT	RGF CHANTIER BASSIN PARISIEN

Annexe 4. a) Versions retraitées vierges et b) interprétations géologiques des profils de sismique réflexion disponibles dans le cadre de la thèse. Le niveau de confiance des interprétations, nécessaire lors de l'intégration des horizons interprétés dans le modèle 3D, est indiqué pour chaque profil. Les niveaux de confiance A, B et C sont définis dans le chapitre IV (Chapitre IV.C.1.1.1).

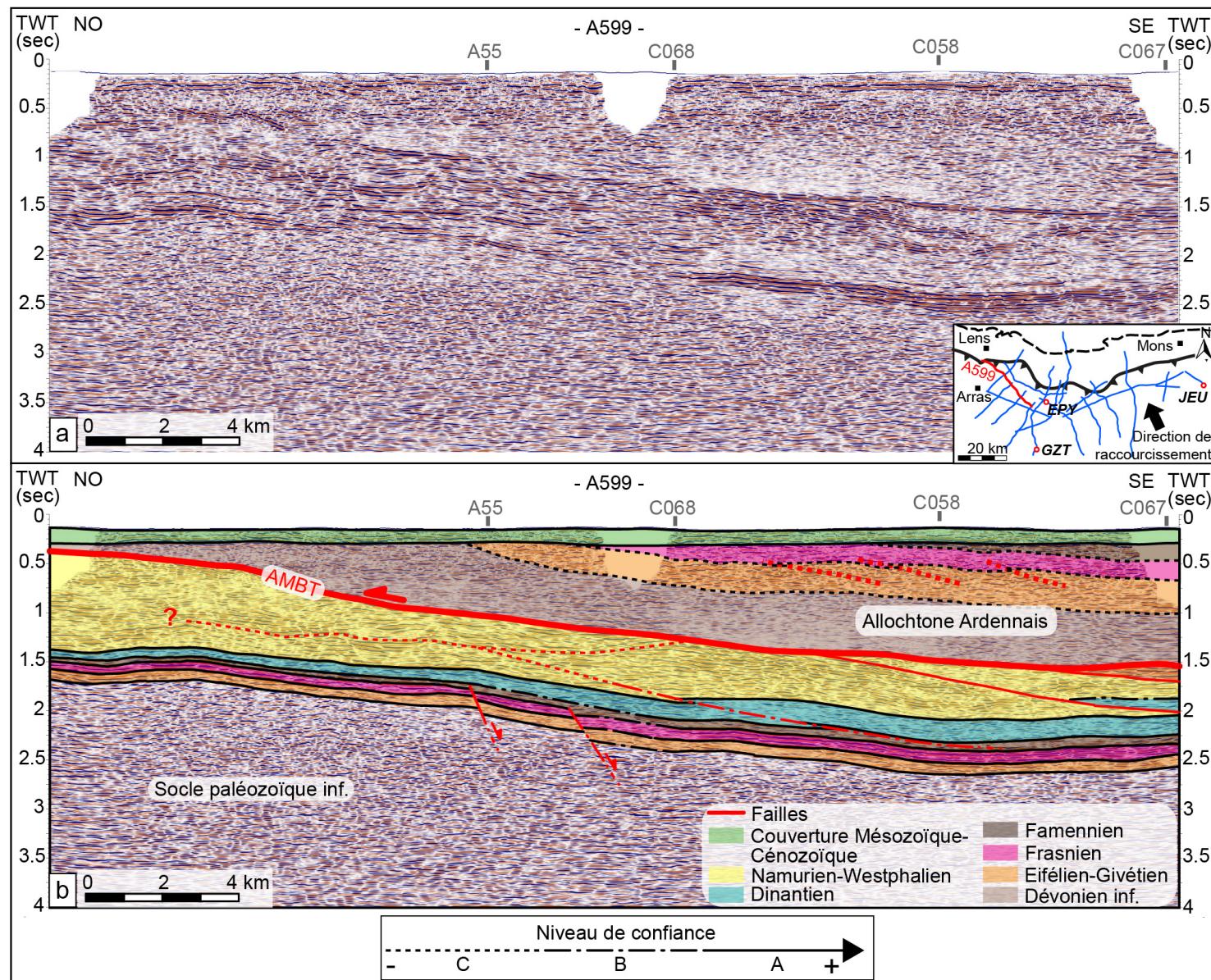
A55

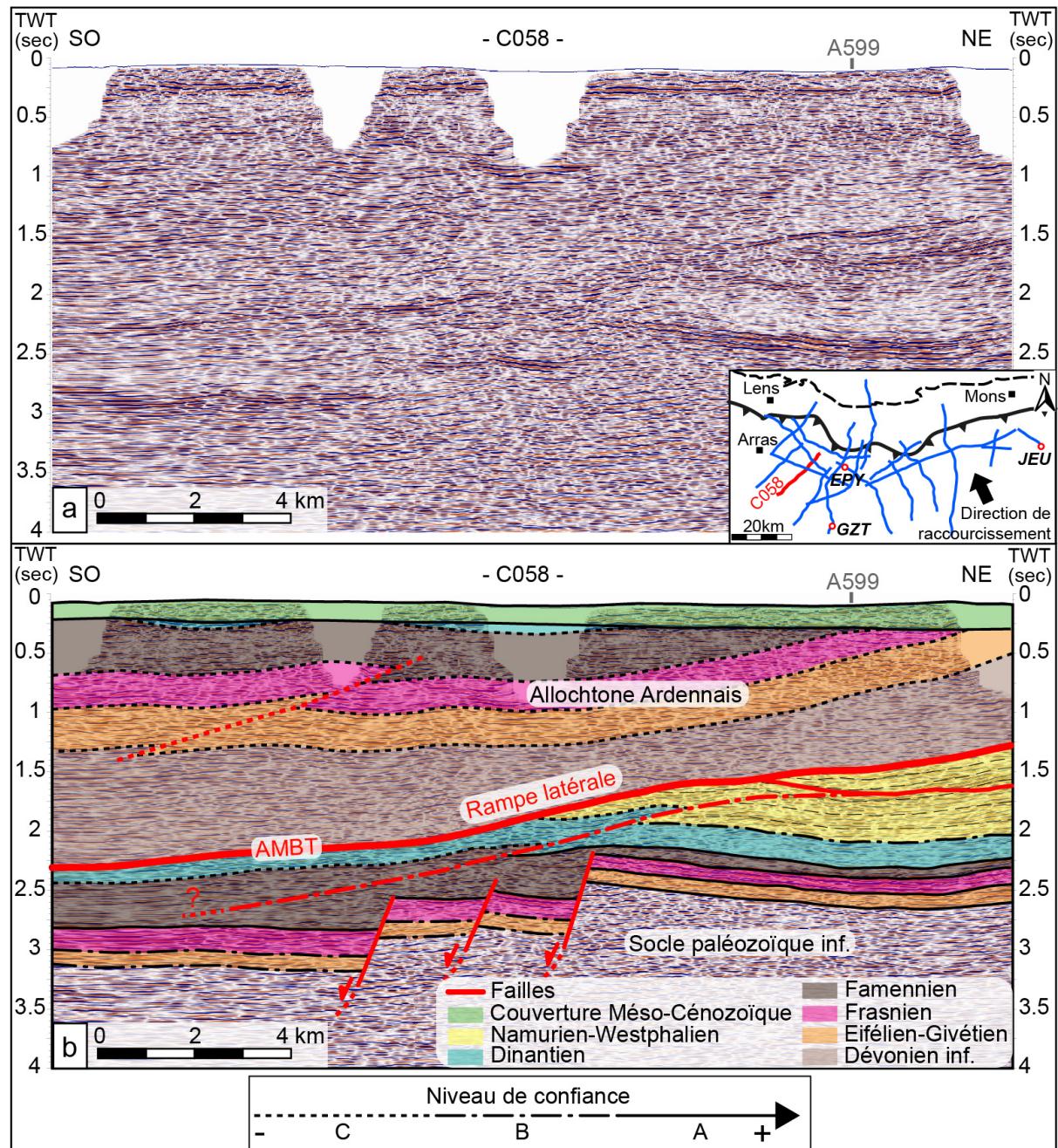


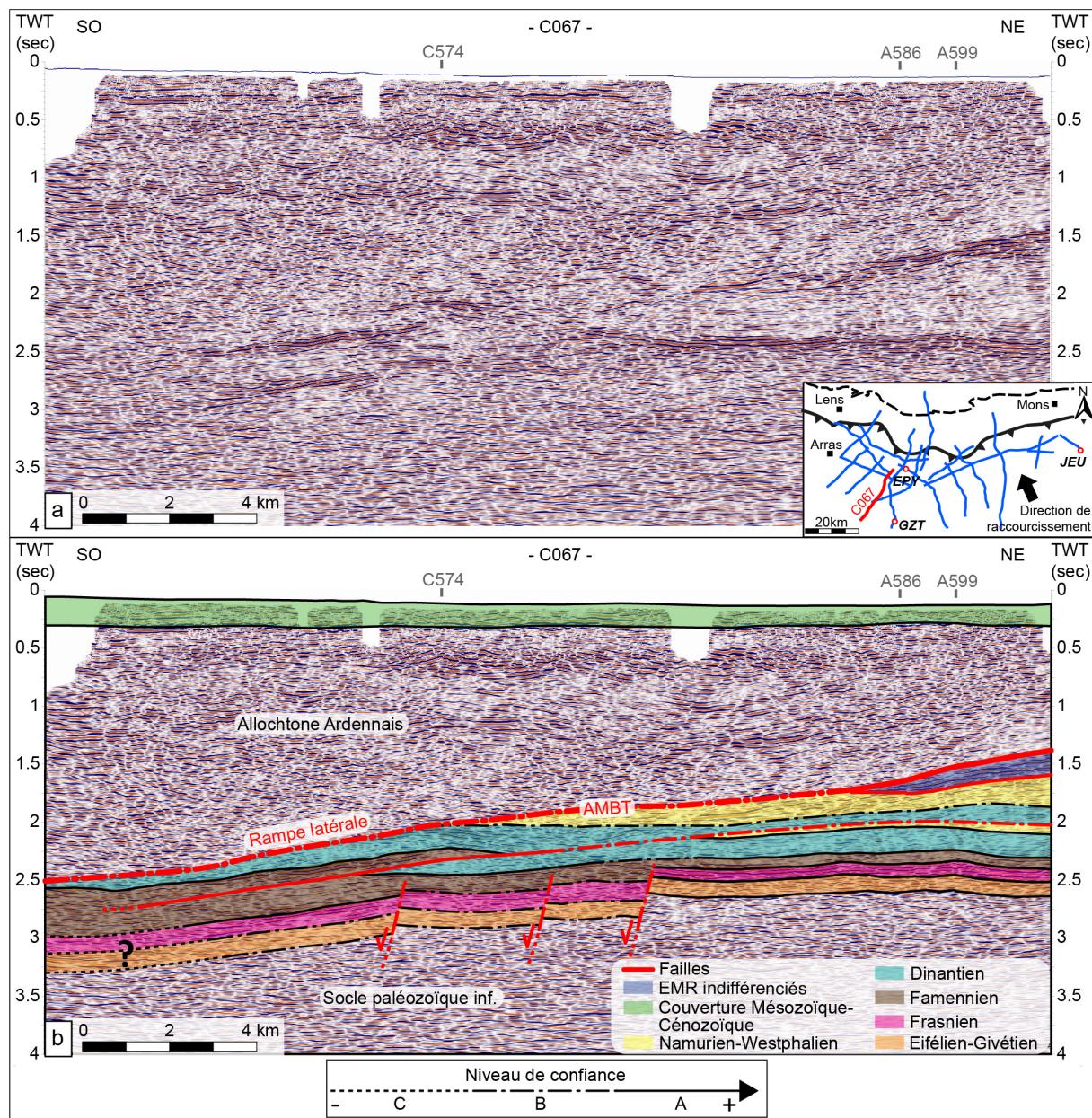
A586

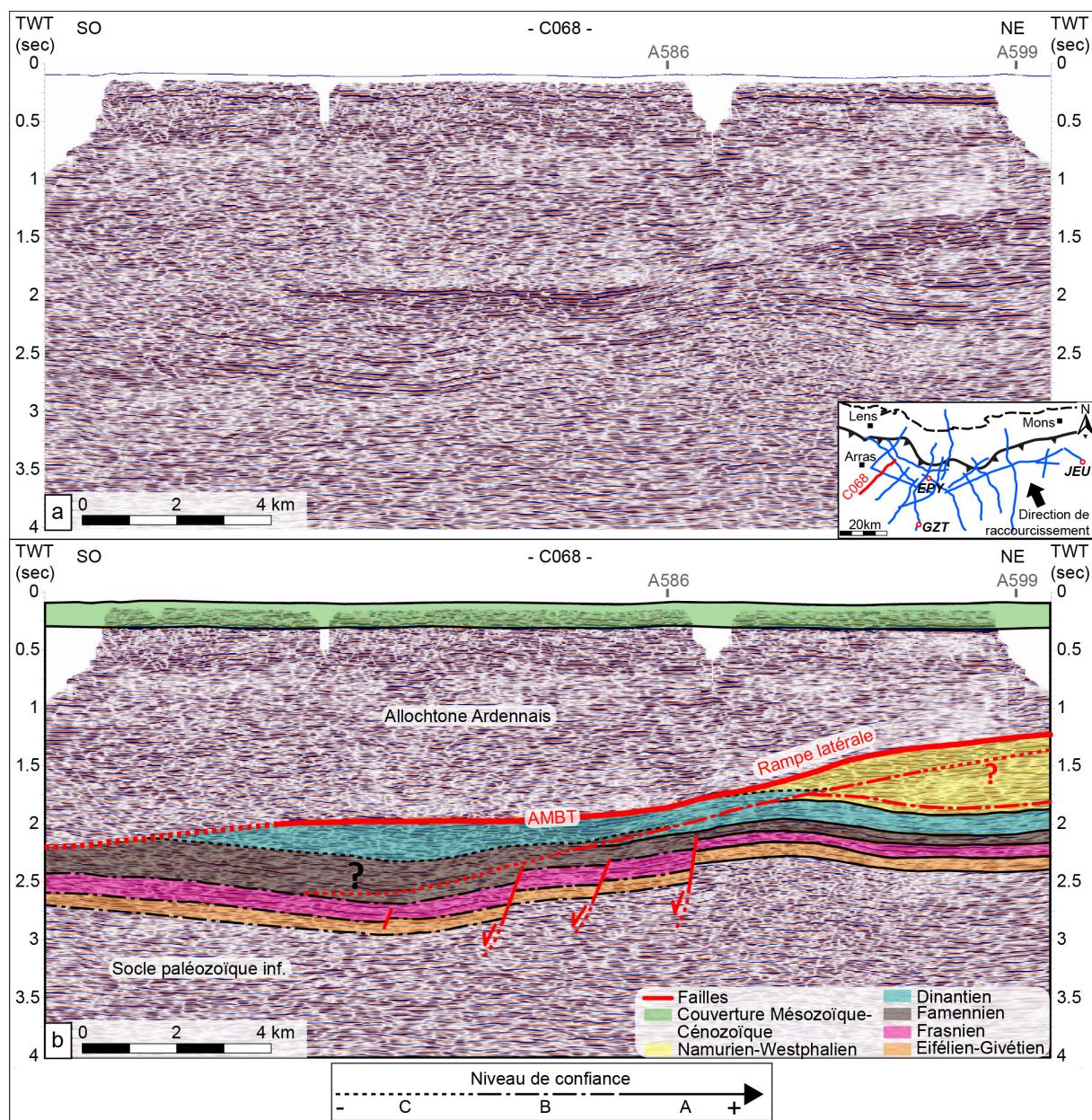


A599

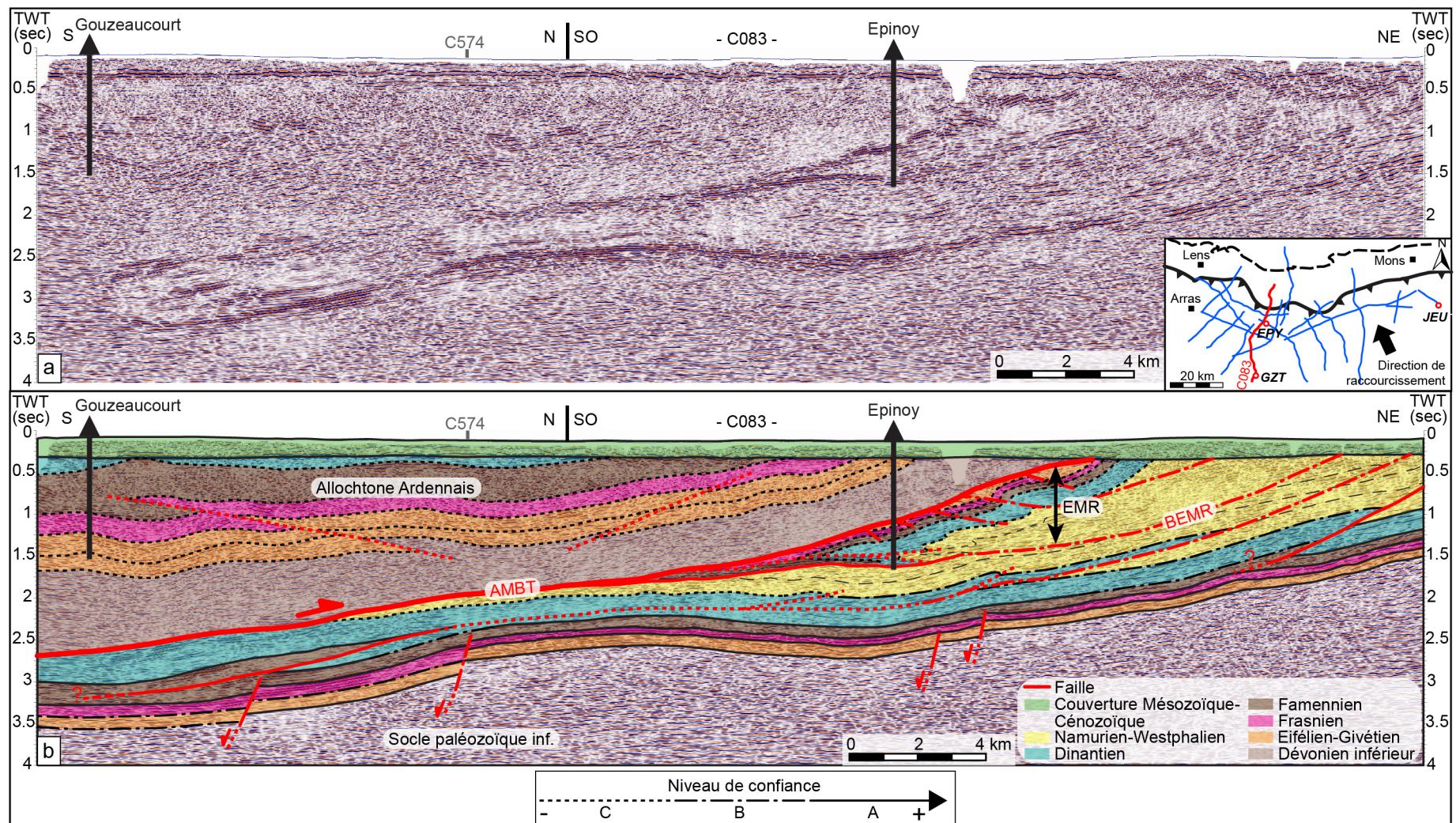


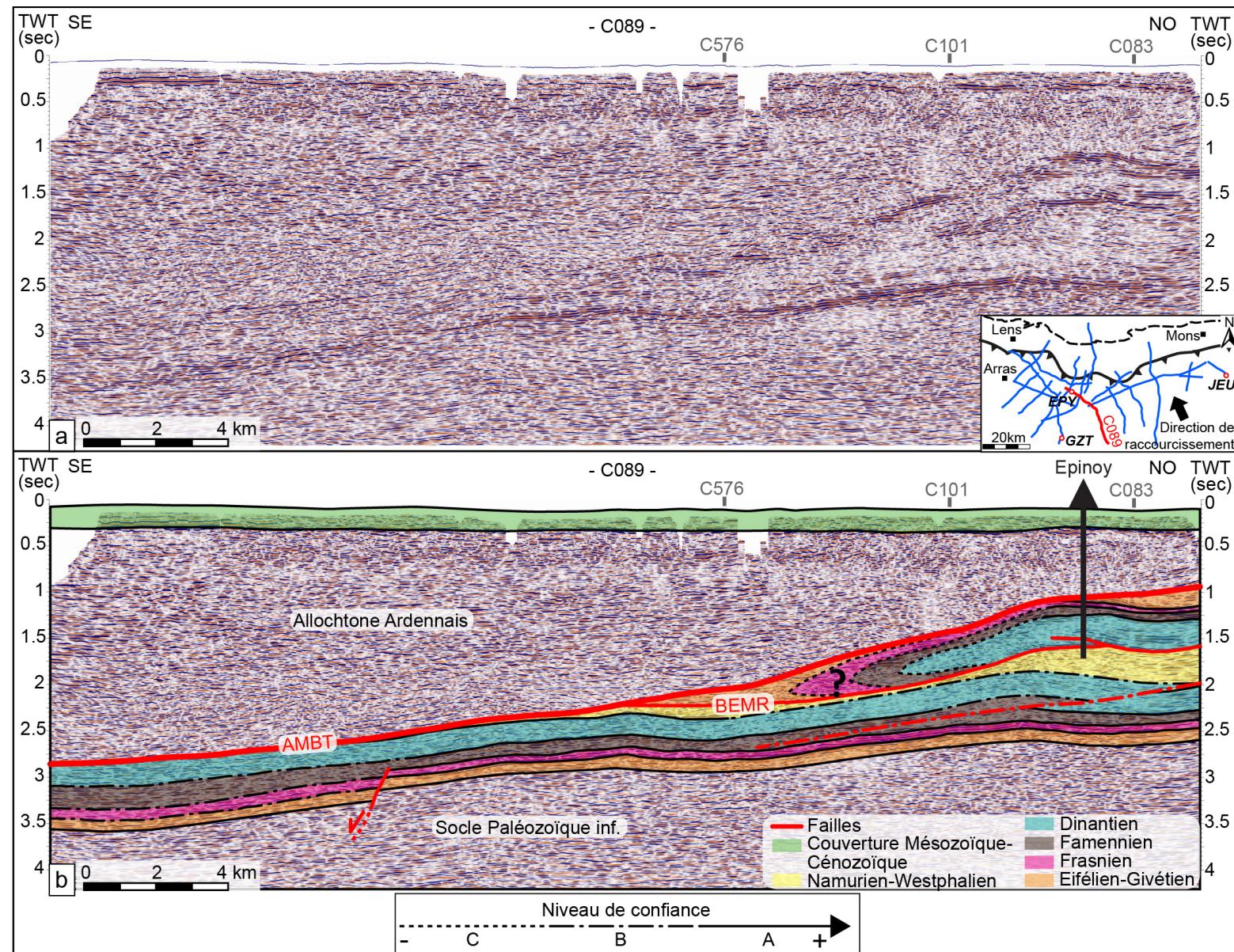
C058

C067

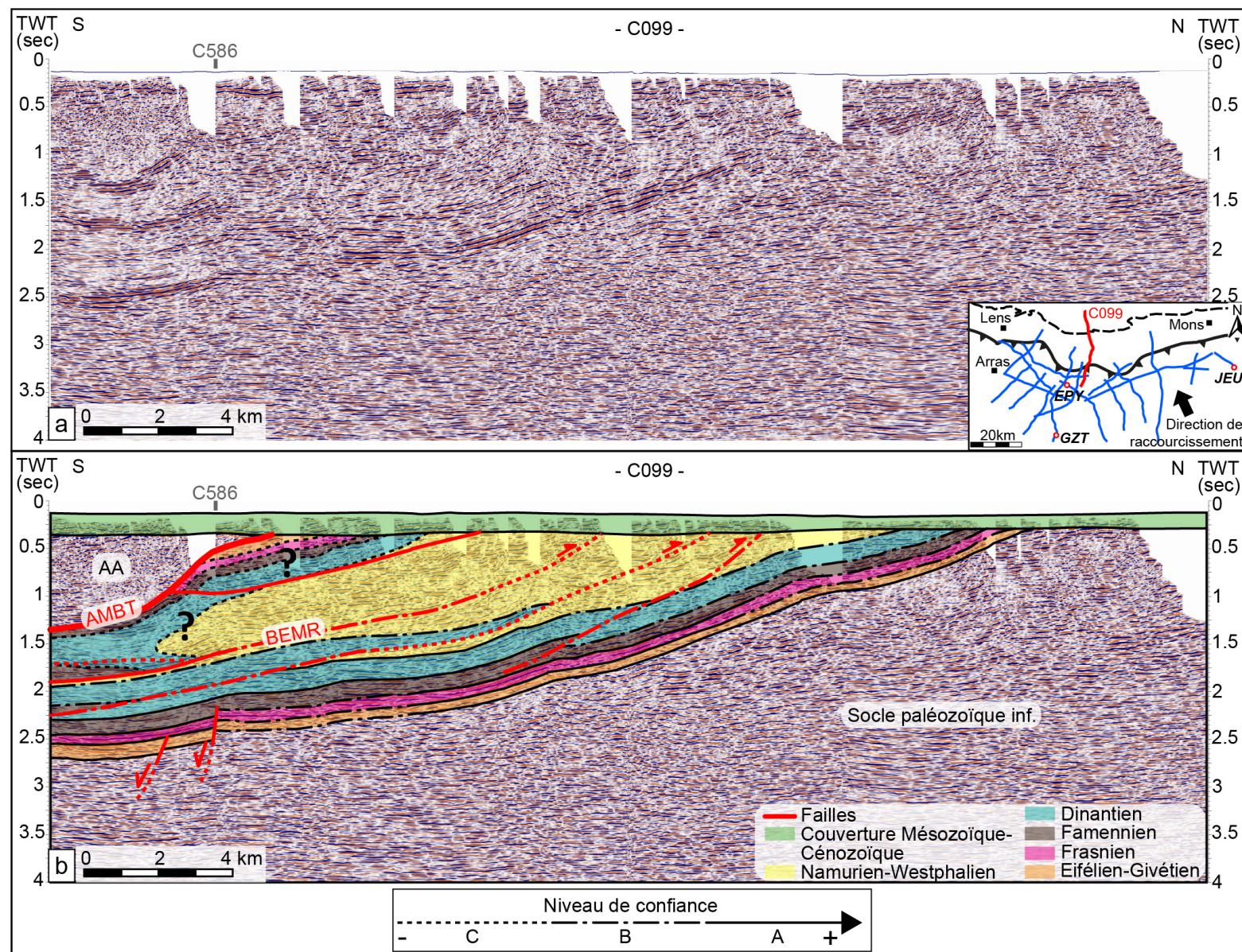
C068

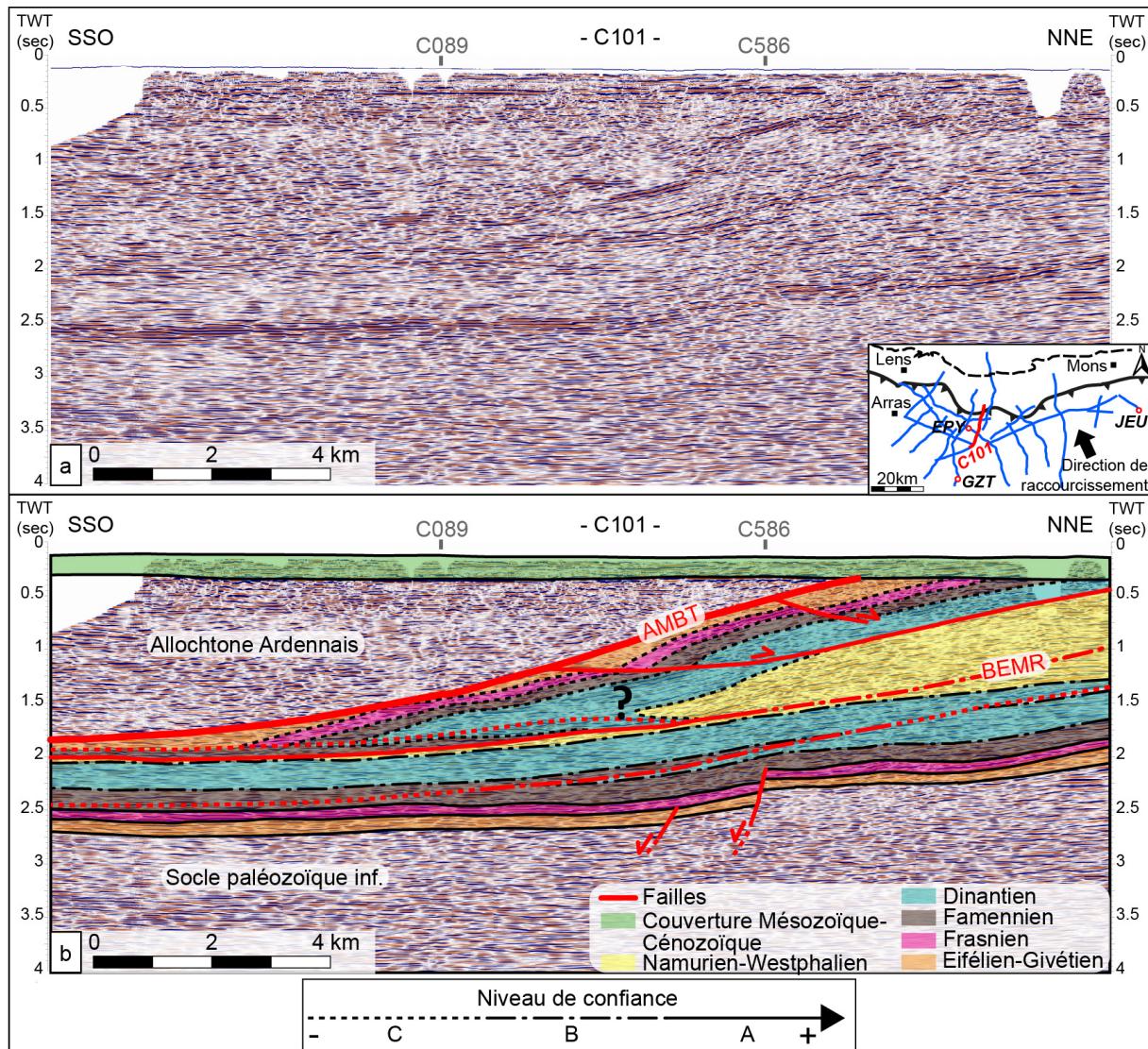
C083

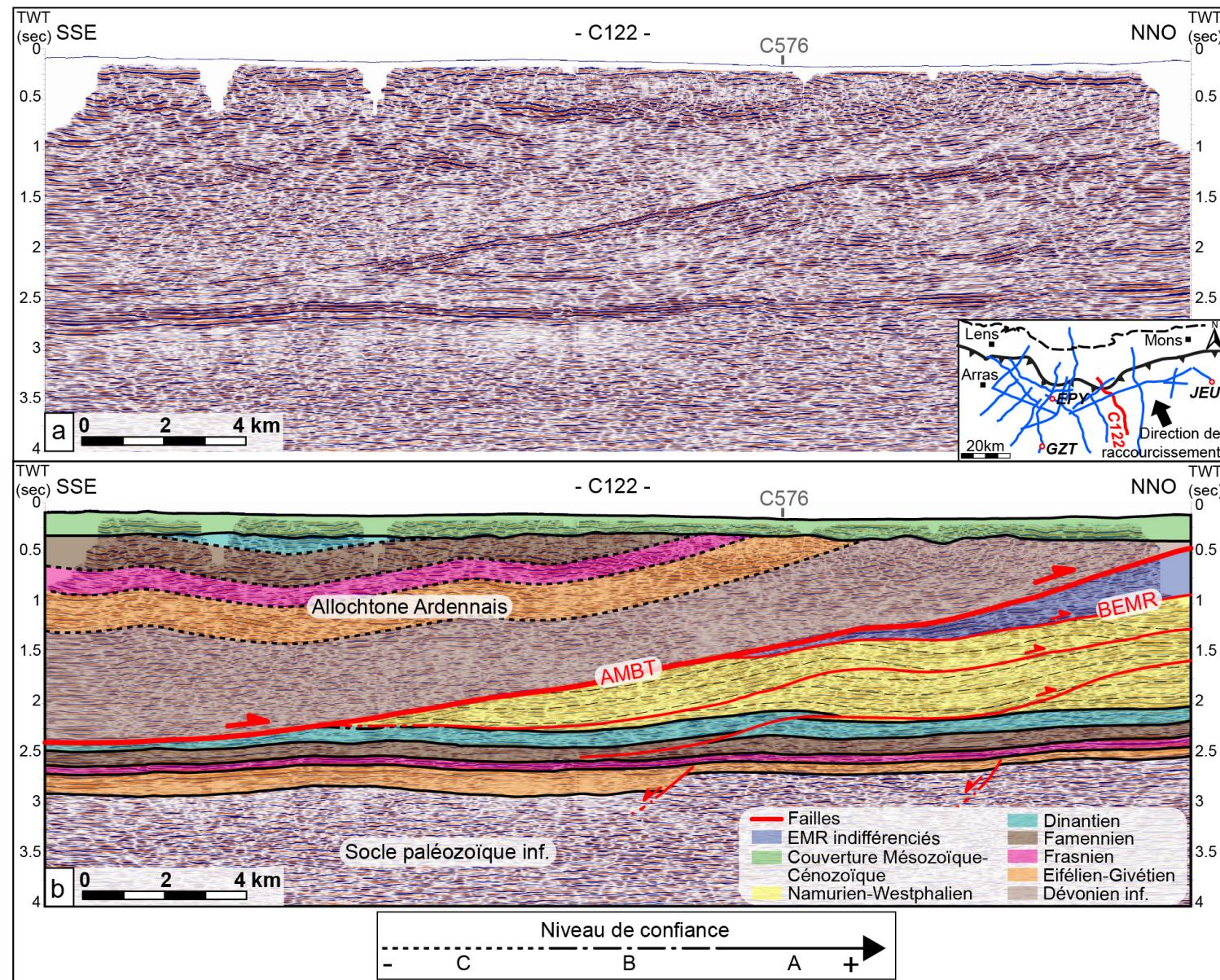


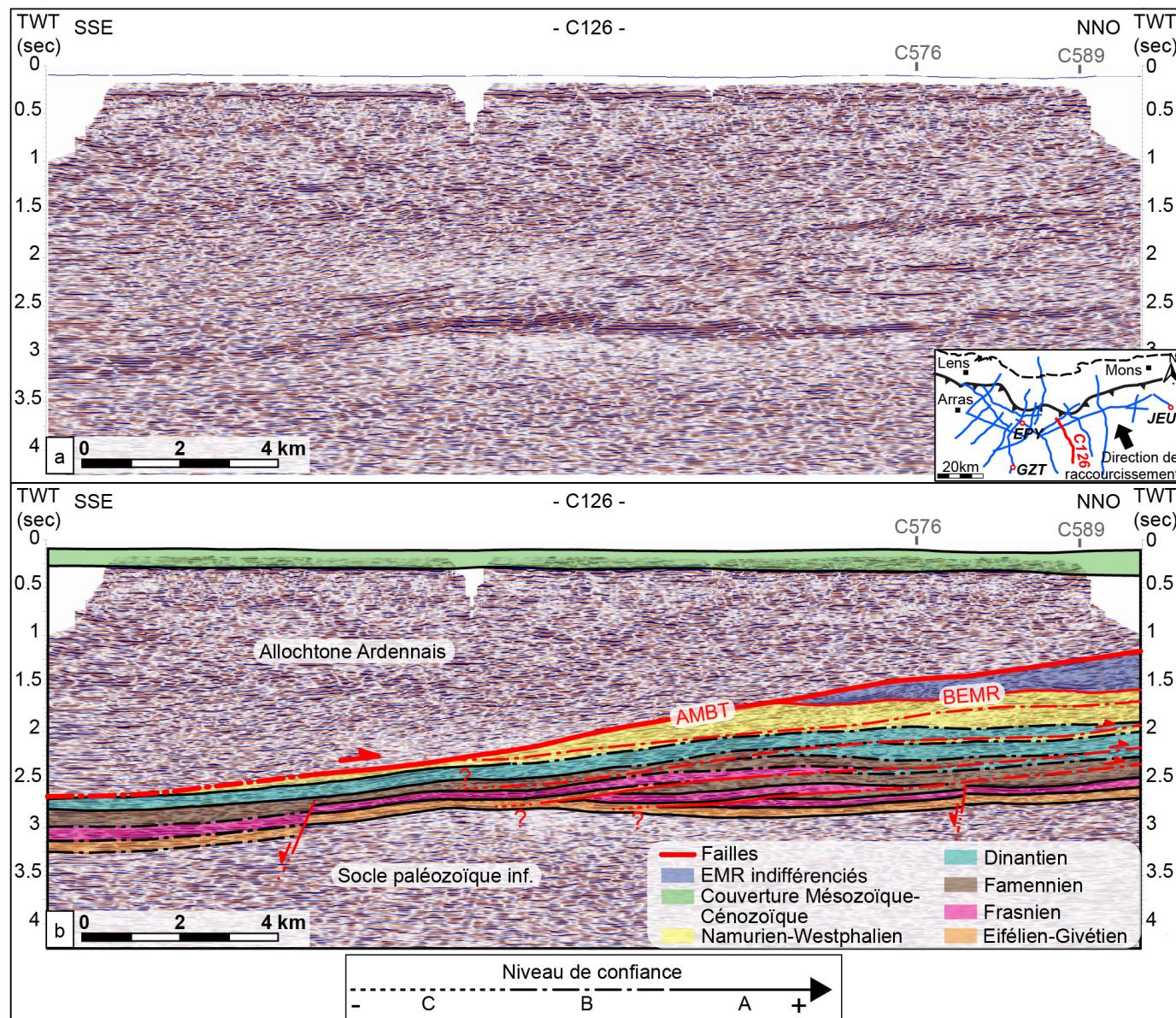
C089

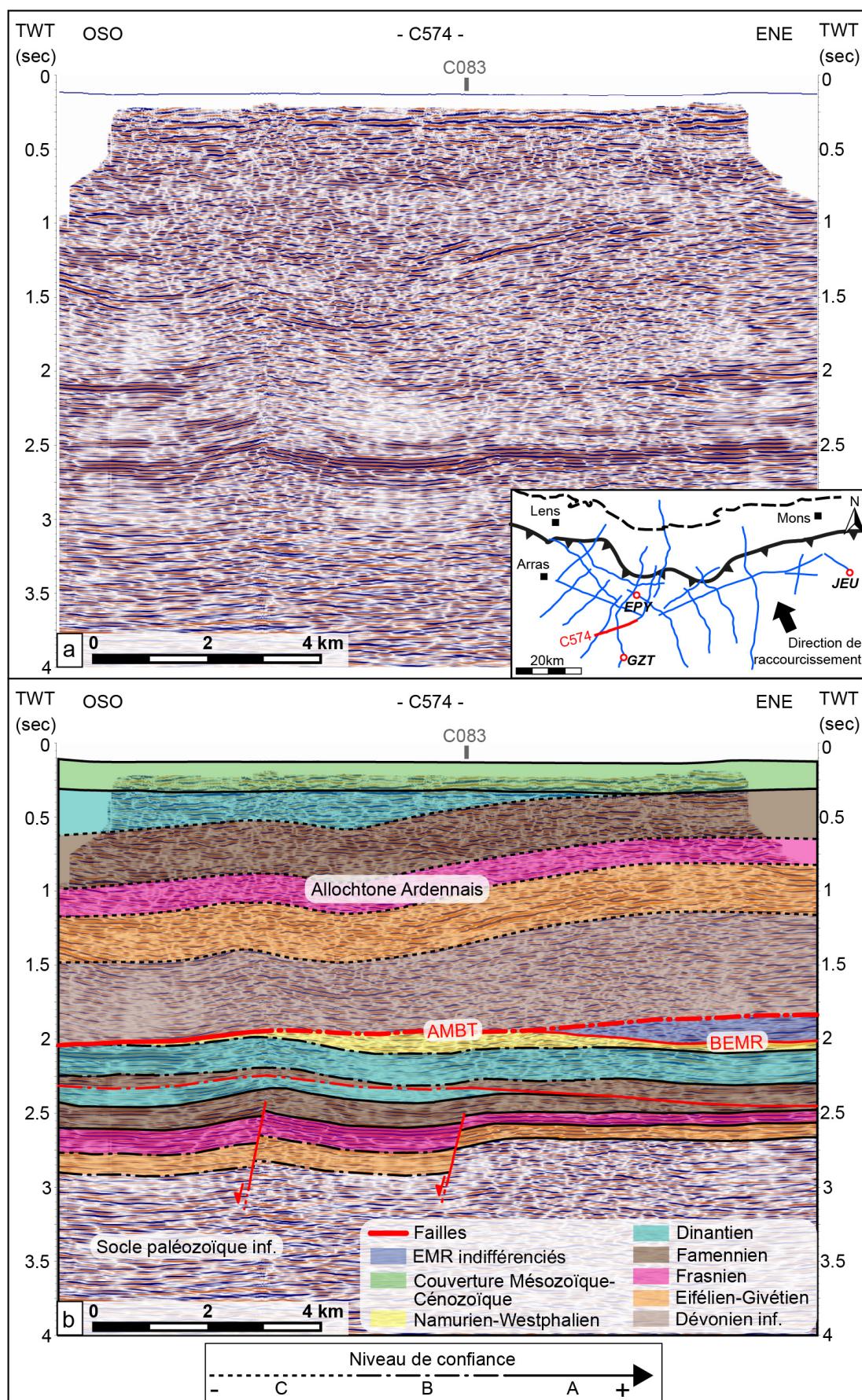
C099

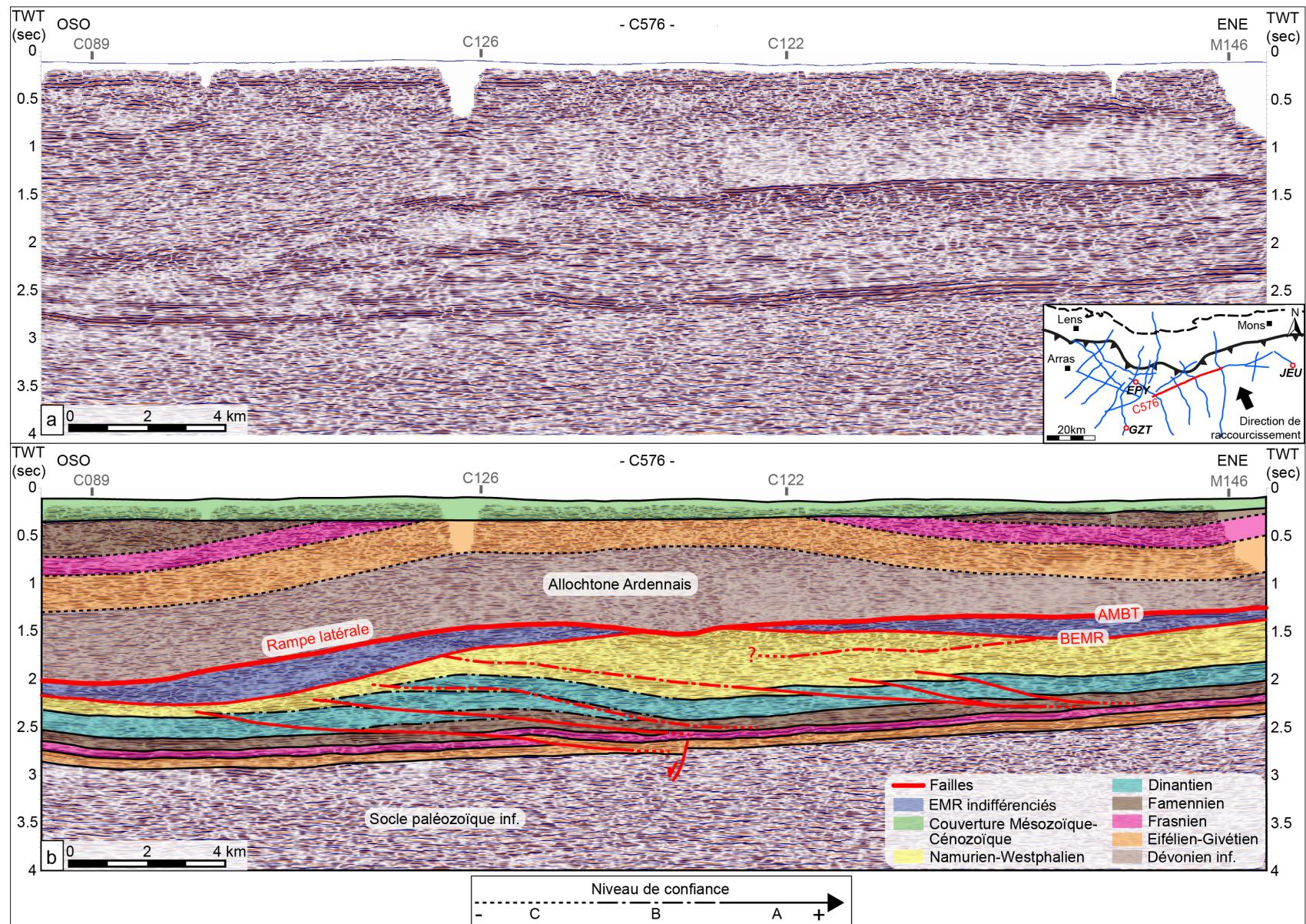


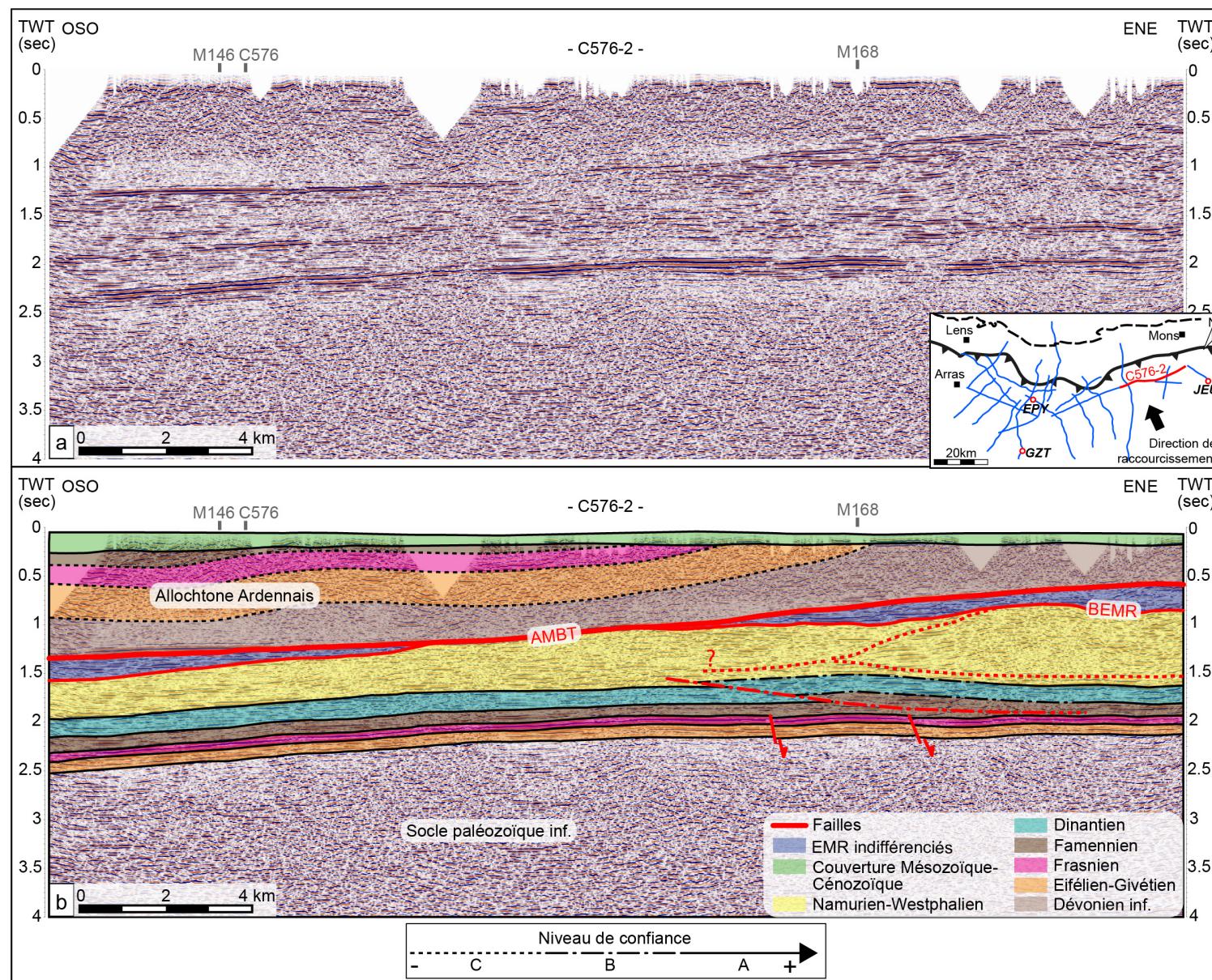
C101

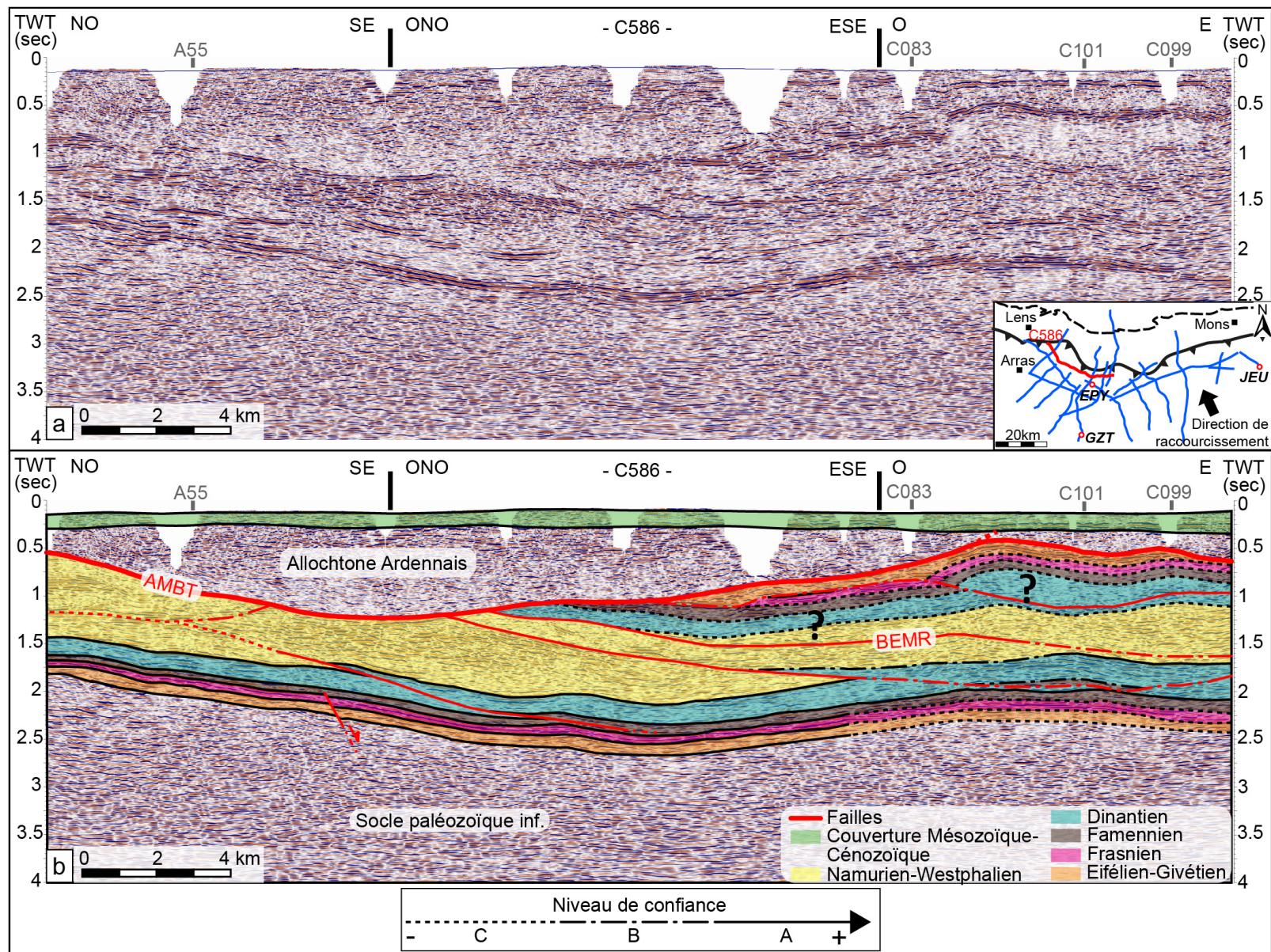
C122

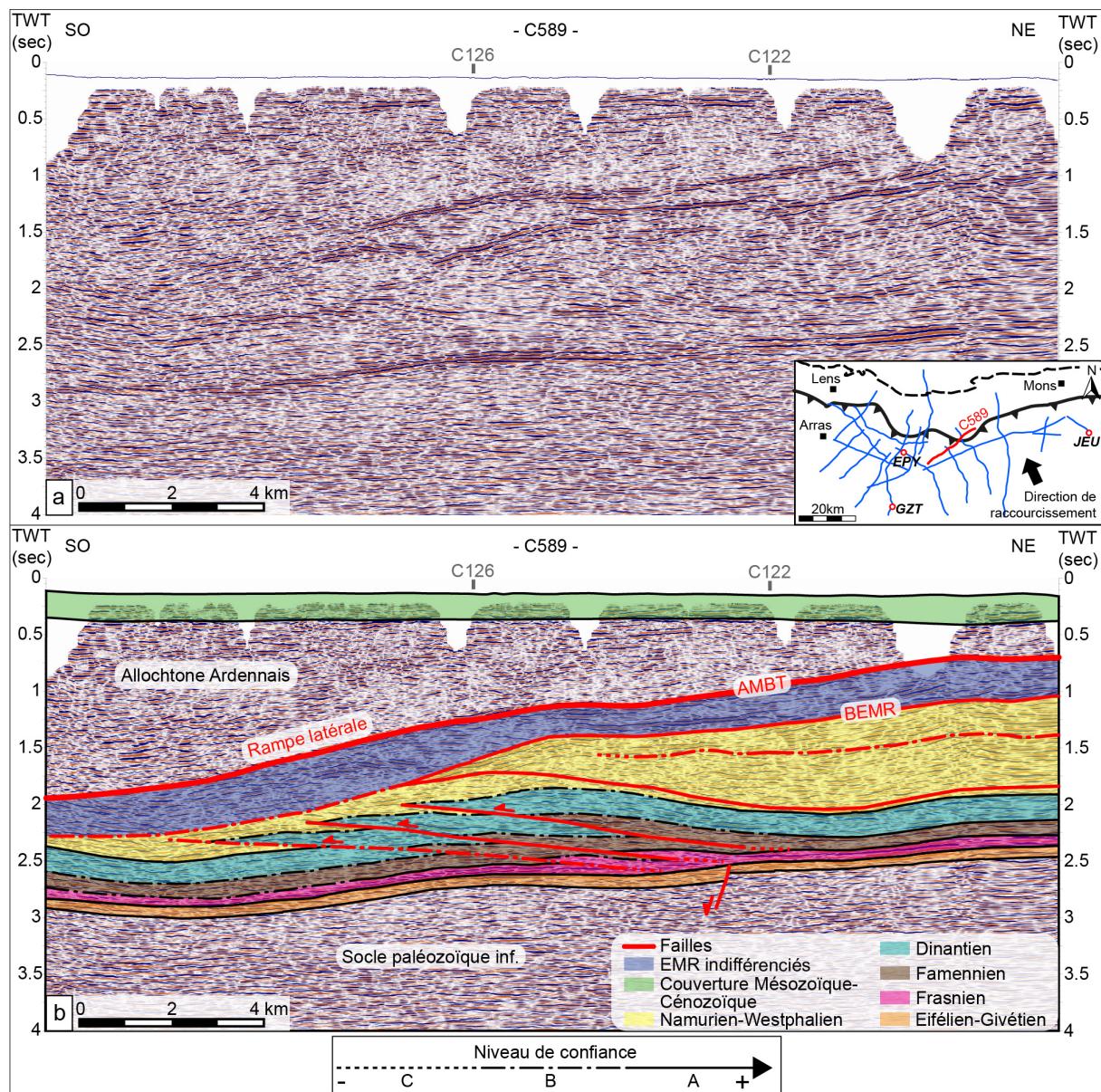
C126

C574

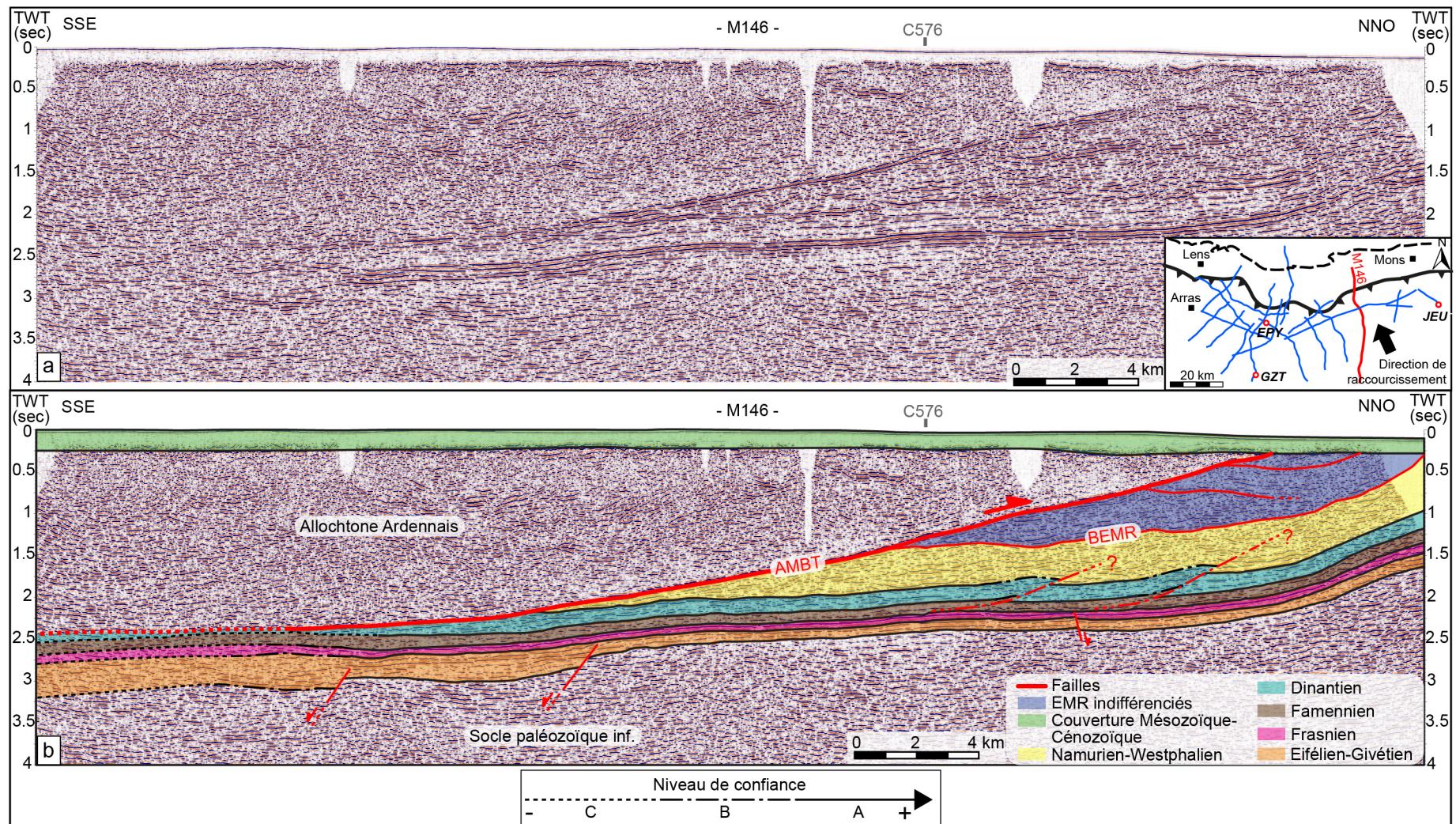
C576

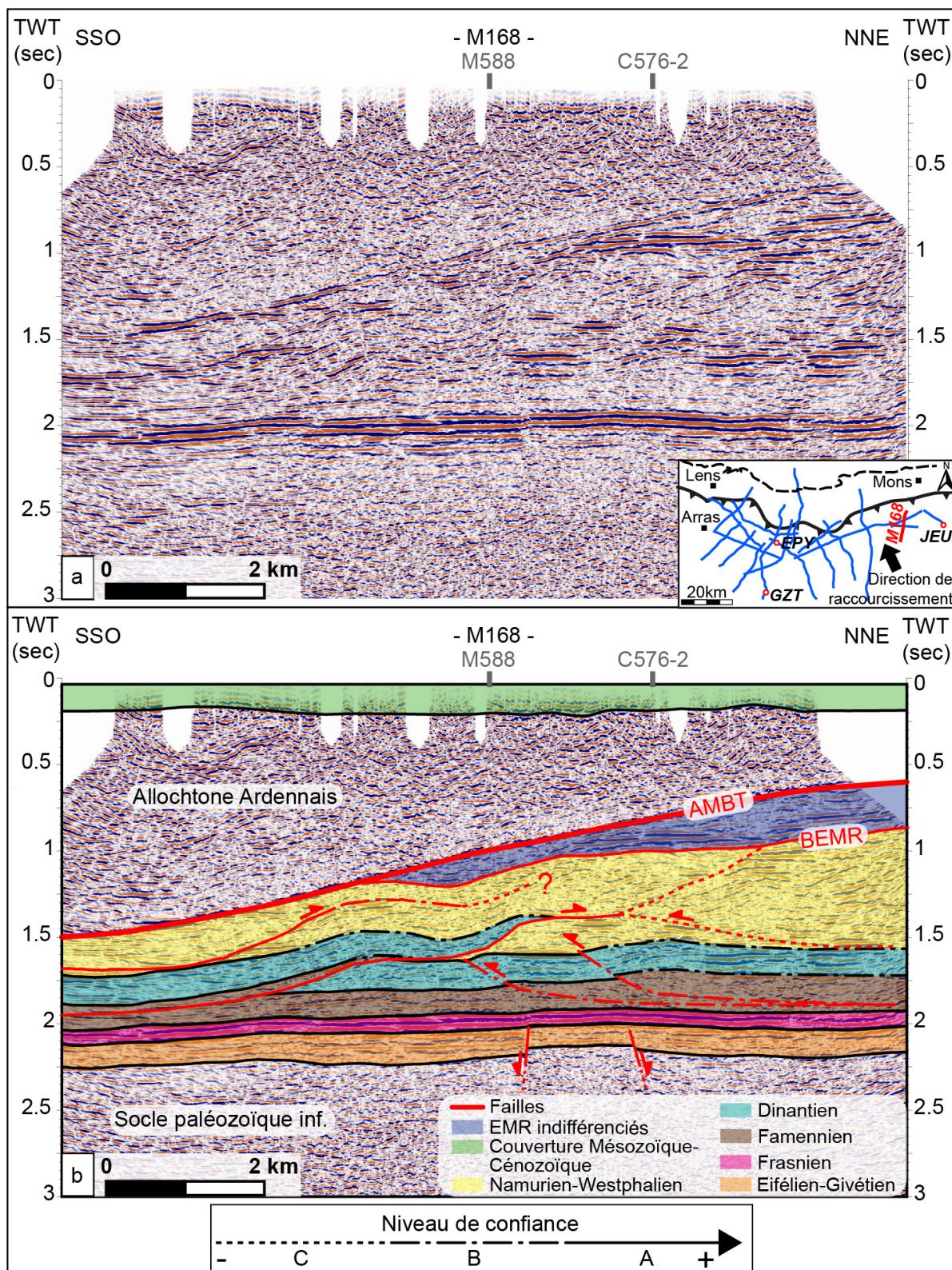
C576-2

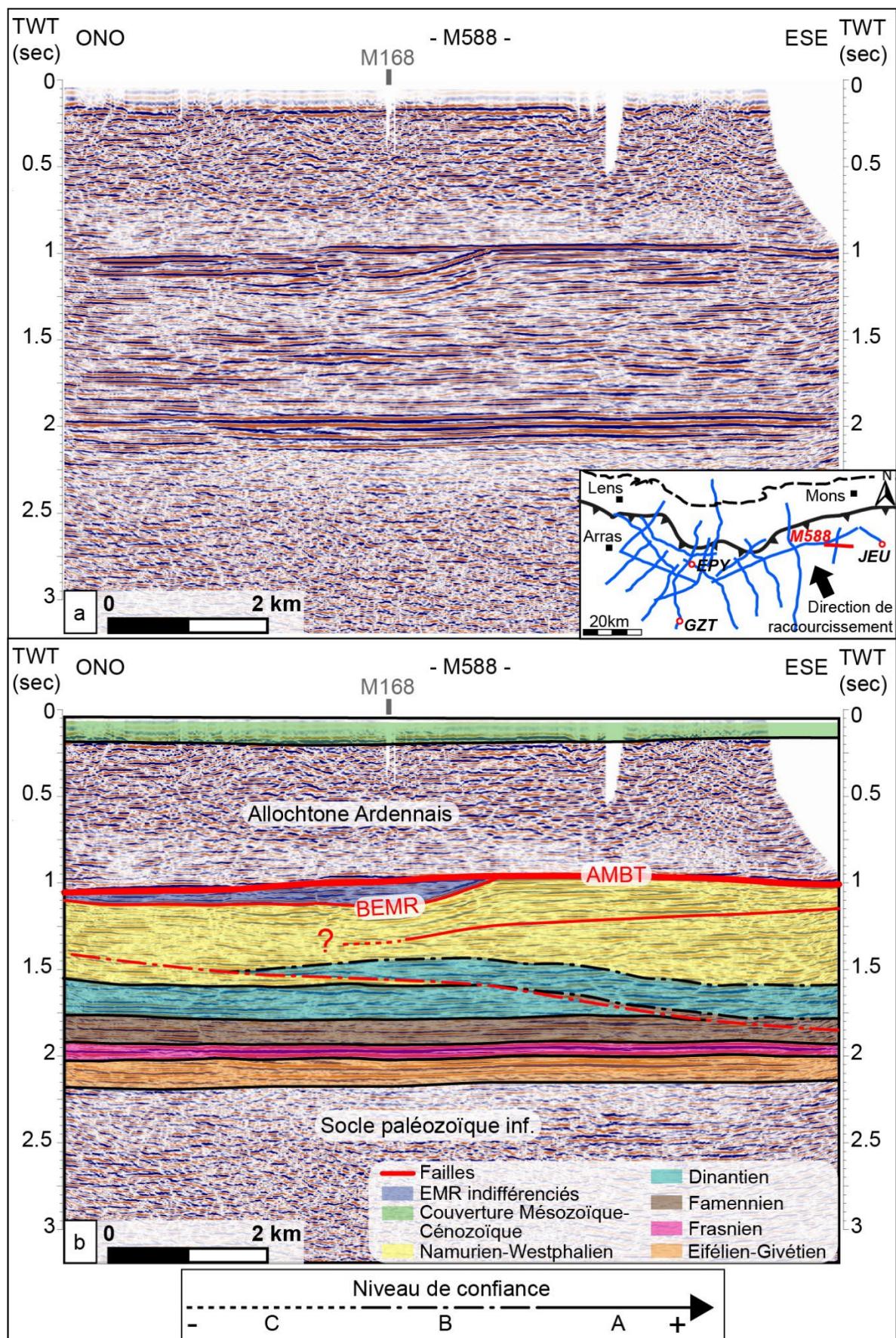
C586

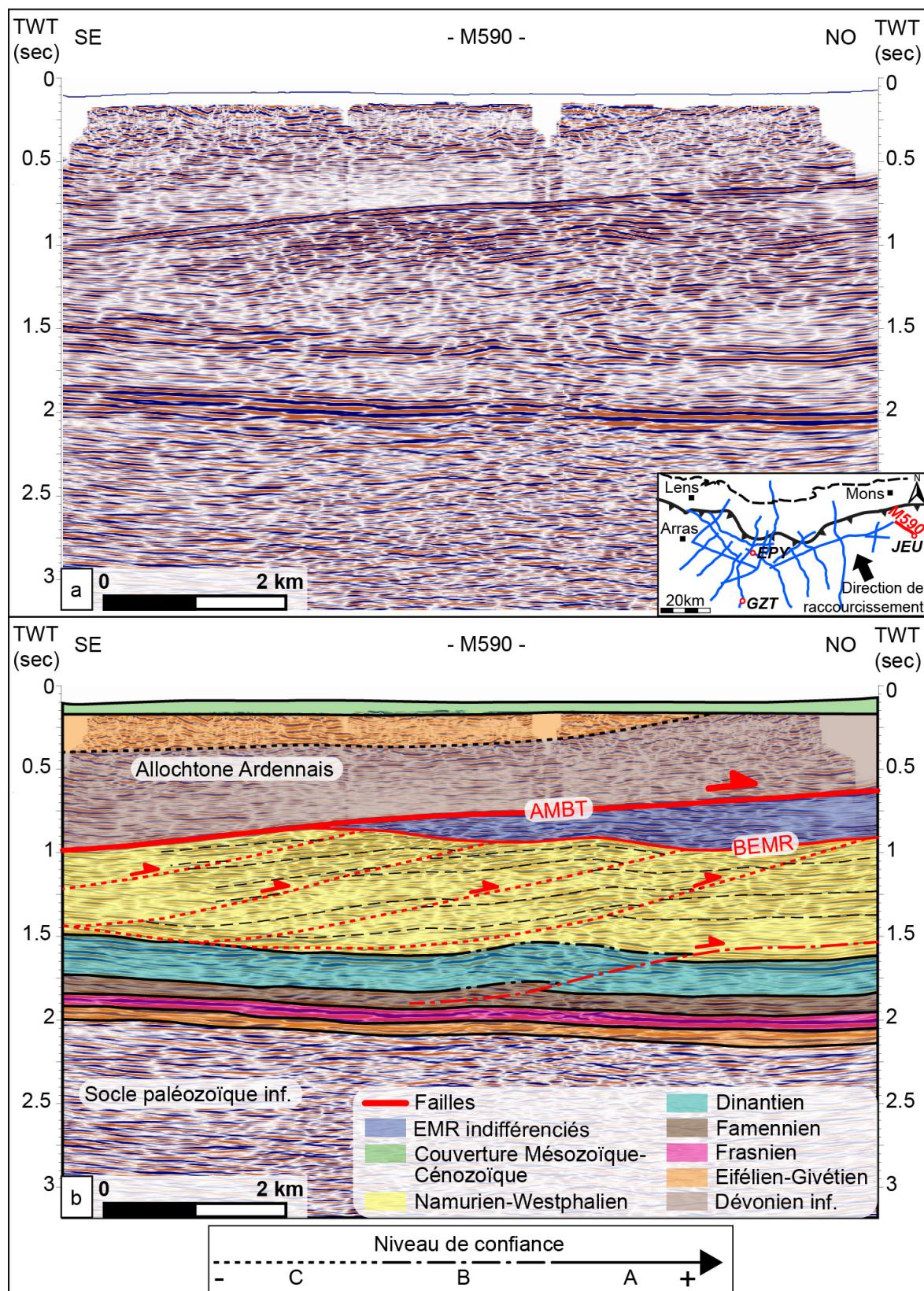
C589

M146



M168

M588

M590

Annexe 5. Extrait de la stratigraphie des forages intégrés au GeoModeller, uniformisée et formatée afin de correspondre à la pile stratigraphique.

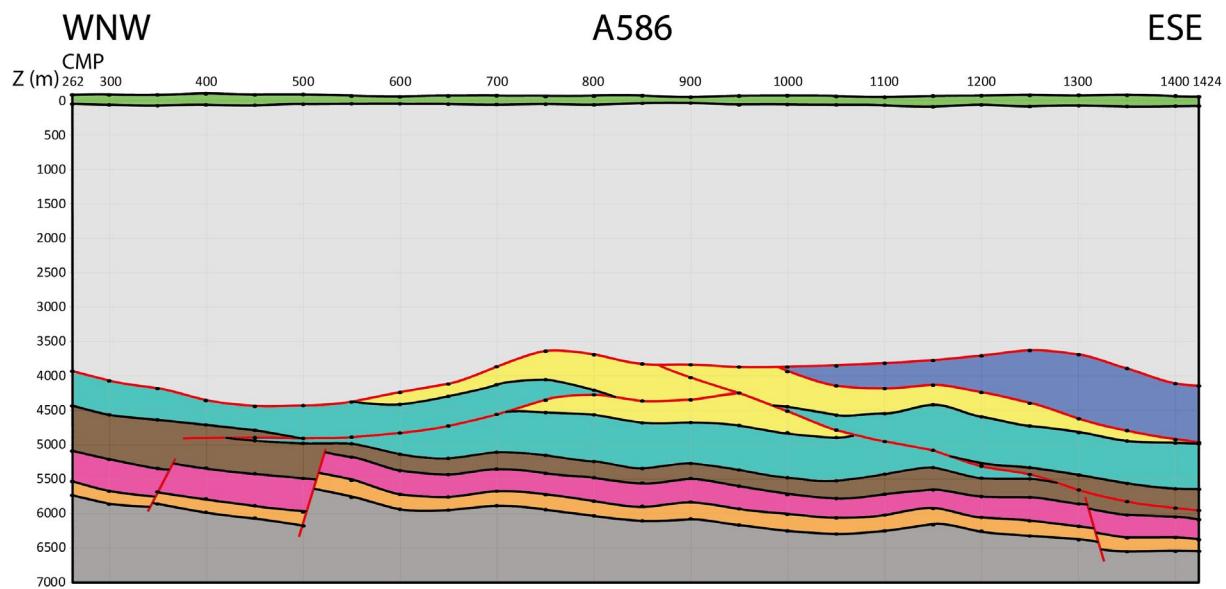
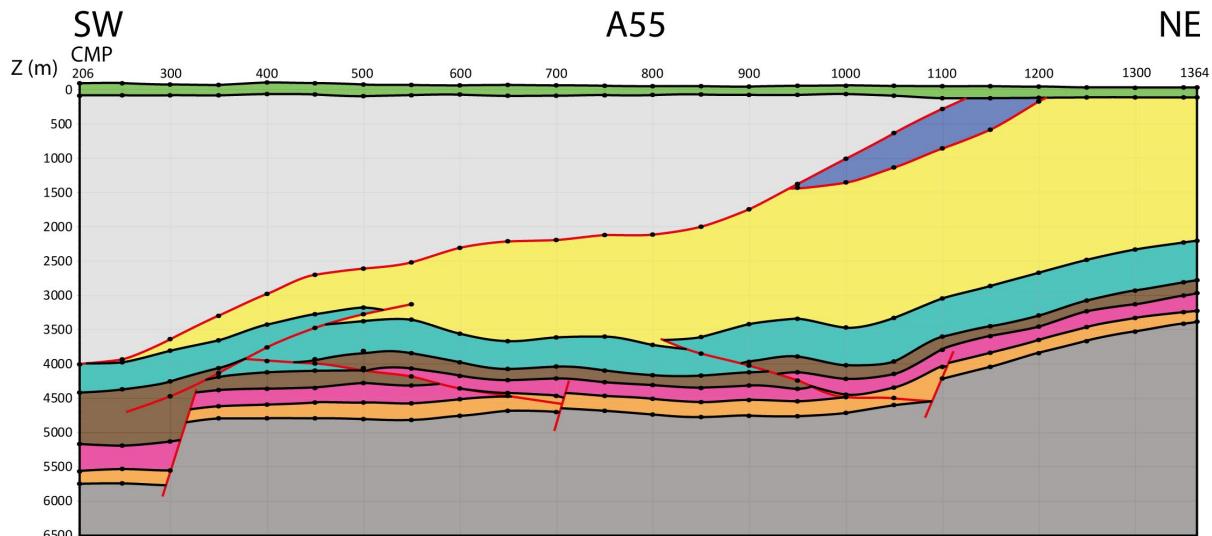
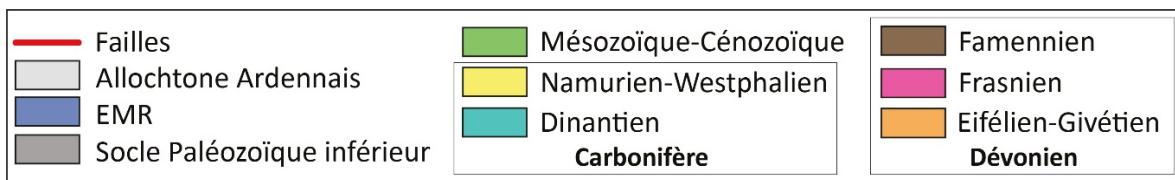
Numéro BSS	Nom de l'ouvrage	X (Lambert 93)	Y (Lambert L93)	Altitude	Profondeur forage MD (m)	Formation	Z_MD_From (m)	Z_MD_To (m)
BSS000BRYF	Fosse Ligny n°2	652014	7053470	78,2	567	Couverture Méso-Cénozoïque	0	138
BSS000BRYF	Fosse Ligny n°2	652014	7053470	78,2	567	Dinantien	138	201
BSS000BRYF	Fosse Ligny n°2	652014	7053470	78,2	567	Assise d'Anzin	201	429
BSS000BRYF	Fosse Ligny n°2	652014	7053470	78,2	567	Assise de Vicoigne	429	567
BSS000BSMY	Fosse Marles n°3ter	663026	7045929	78	1021,1	Couverture Méso-Cénozoïque	0	137
BSS000BSMY	Fosse Marles n°3ter	663026	7045929	78	1021,1	Assise de Bruay	137	605,6
BSS000BSMY	Fosse Marles n°3ter	663026	7045929	78	1021,1	Assise d'Anzin	605,6	841,7
BSS000BSMY	Fosse Marles n°3ter	663026	7045929	78	1021,1	Assise de Vicoigne	841,7	1021,1
BSS000BSPW	Fosse Marles n°5ter	662595	7044832	96	948,5	Couverture Méso-Cénozoïque	0	144,37
BSS000BSPW	Fosse Marles n°5ter	662595	7044832	96	948,5	Assise de Bruay	144,37	360
BSS000BSPW	Fosse Marles n°5ter	662595	7044832	96	948,5	Assise d'Anzin	360	615
BSS000BSPW	Fosse Marles n°5ter	662595	7044832	96	948,5	Assise de Vicoigne	615	781,57
BSS000BSPW	Fosse Marles n°5ter	662595	7044832	96	948,5	Namurien	781,57	939,9
BSS000BSPW	Fosse Marles n°5ter	662595	7044832	96	948,5	Dinantien	939,9	948,5
BSS000BTMZ	Fosse Marles n°4	661625	7047014	85	647,69	Couverture Méso-Cénozoïque	0	134,5
BSS000BTMZ	Fosse Marles n°4	661625	7047014	85	647,69	Assise de Bruay	134,5	478,5
BSS000BTMZ	Fosse Marles n°4	661625	7047014	85	647,69	Assise d'Anzin	478,5	585
BSS000BTMZ	Fosse Marles n°4	661625	7047014	85	647,69	Assise de Vicoigne	585	647,69
BSS000BTNA	Fosse Marles n°7bis	660512	7046047	103,88	644	Couverture Méso-Cénozoïque	0	136,3
BSS000BTNA	Fosse Marles n°7bis	660512	7046047	103,88	644	Assise de Bruay	136,3	431,2
BSS000BTNA	Fosse Marles n°7bis	660512	7046047	103,88	644	Assise d'Anzin	431,2	644

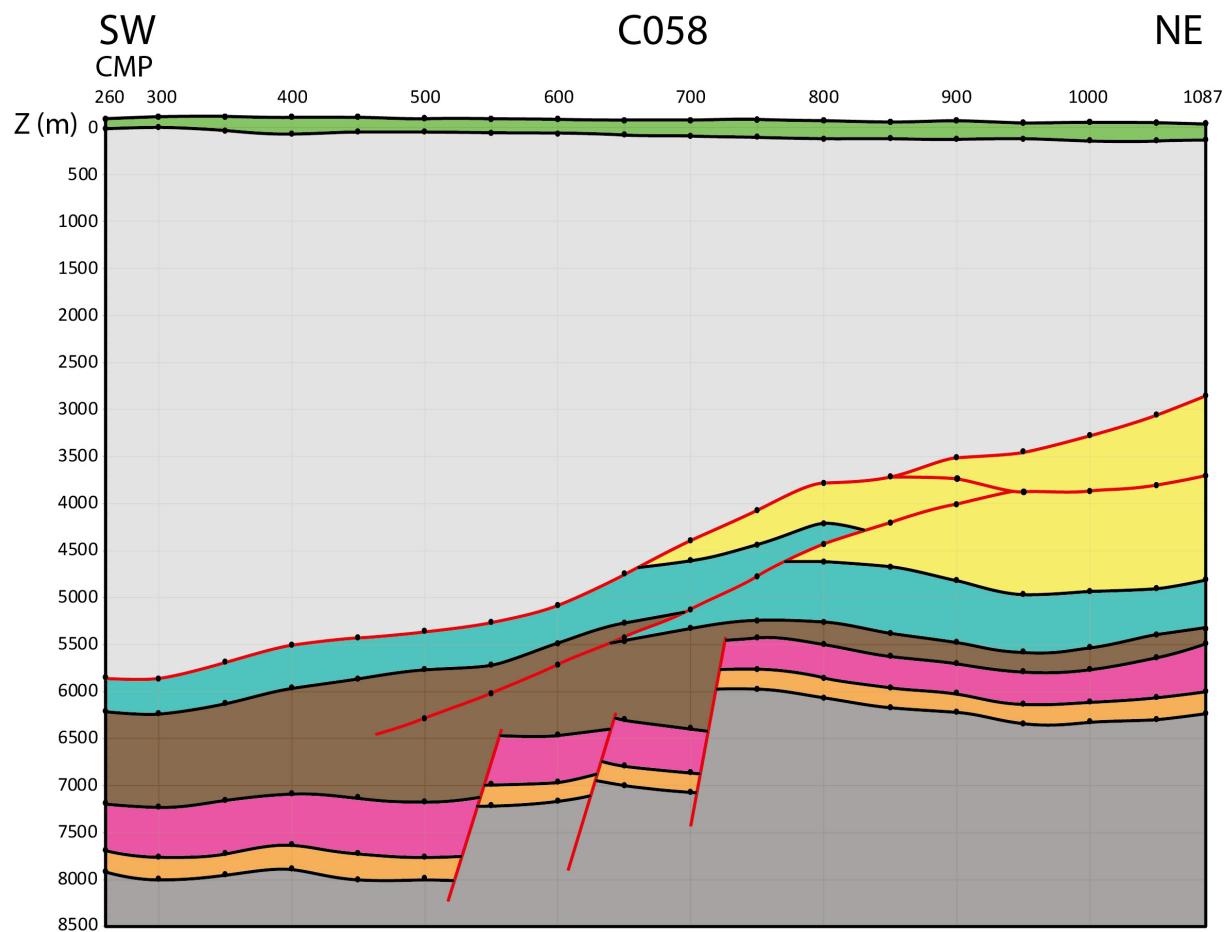
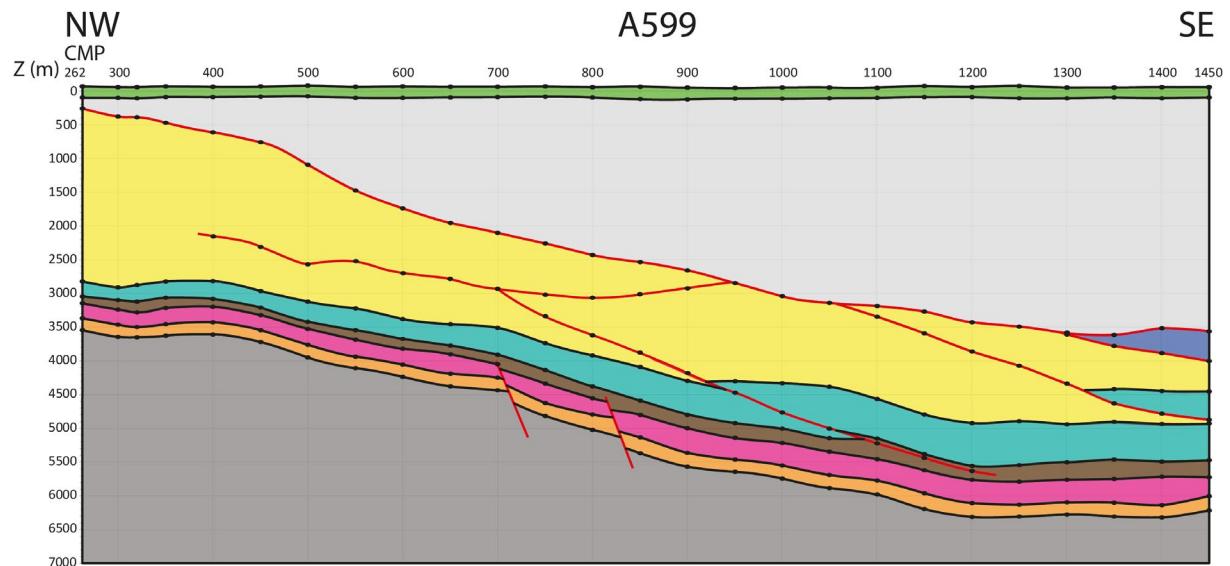
Annexe 6. Tableau de calcul des conversions temps-profondeur (méthode « layer-cake ») des horizons interprétés sur le profil sismique M590. Z : Profondeur.

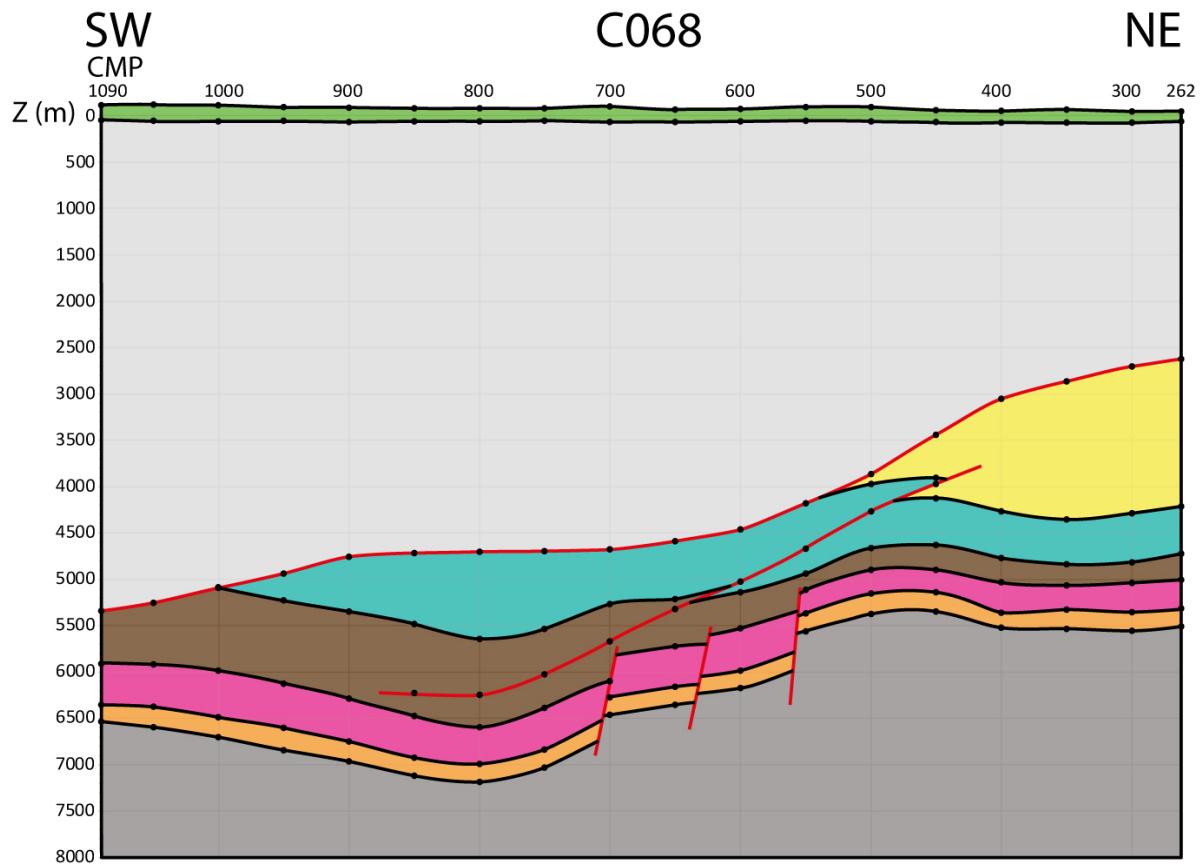
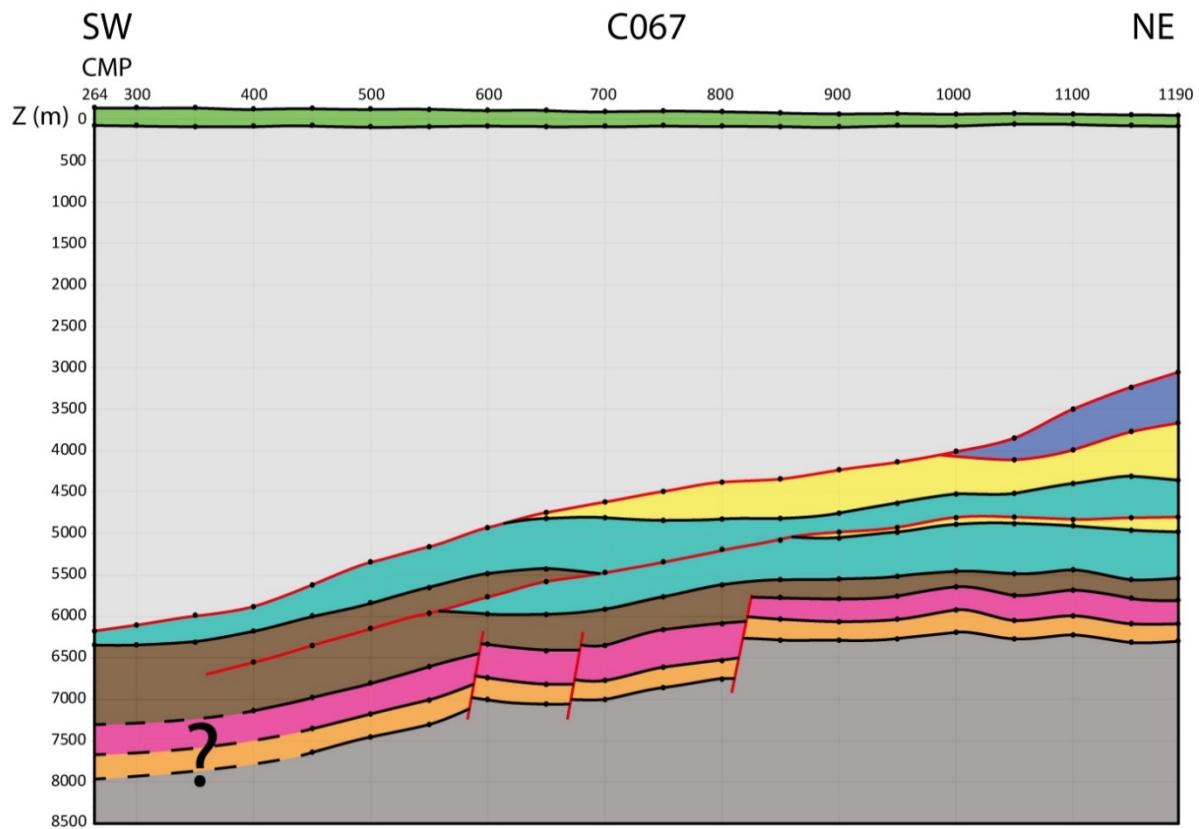
CMP	Horizon	Temps simple (s)	Z (m) / datum sismique (225m)	Z (m) / Niveau marin référence
223	Top Paléozoïque	0,09	89,80	-135,20
223	AMBT	0,49	2457,61	2232,61
223	Top Dinantien	0,74	3713,41	3488,41
223	Top Famennien	0,87	4387,75	4162,75
223	Top Frasnien	0,92	4676,58	4451,58
223	Top Dev moy	0,96	4877,11	4652,11
223	Top Socle	1,00	5012,88	4787,88
250	Top Paléozoïque	0,09	89,79	-135,21
250	AMBT	0,48	2386,92	2161,92
250	Top Dinantien	0,75	3752,65	3527,65
250	Top Famennien	0,87	4420,29	4195,29
250	Top Frasnien	0,92	4679,69	4454,69
250	Top Dev moy	0,96	4891,21	4666,21
250	Top Socle	1,00	5016,69	4791,69
300	Top Paléozoïque	0,09	89,94	-135,06
300	AMBT	0,45	2176,74	1951,74
300	Top Dinantien	0,78	3855,10	3630,10
300	Top Famennien	0,90	4507,07	4282,07
300	Top Frasnien	0,94	4717,46	4492,46
300	Top Dev moy	0,98	4939,38	4714,38
300	Top Socle	1,02	5086,13	4861,13
350	Top Paléozoïque	0,09	92,12	-132,88
350	AMBT	0,41	1959,88	1734,88
350	BEMR	0,43	2077,98	1852,98
350	Top Dinantien	0,80	3940,24	3715,24
350	Top Famennien	0,91	4533,27	4308,27
350	Top Frasnien	0,96	4797,33	4572,33
350	Top Dev moy	1,01	5055,68	4830,68
350	Top Socle	1,04	5161,02	4936,02
400	Top Paléozoïque	0,09	90,92	-134,08
400	AMBT	0,39	1837,57	1612,57
400	BEMR	0,46	2266,77	2041,77
400	Top Dinantien	0,80	3948,06	3723,06
400	Top Famennien	0,91	4568,28	4343,28
400	BD1 (T28)	0,94	4699,28	4474,28
400	Top Frasnien	0,96	4840,95	4615,95
400	Top Dev moy	1,00	5061,67	4836,67
400	Top Socle	1,05	5200,61	4975,61
450	Top Paléozoïque	0,08	83,82	-141,18
450	AMBT	0,37	1789,73	1564,73
450	BEMR	0,47	2338,93	2113,93
450	Top Dinantien	0,77	3864,51	3639,51
450	BD1 (T28)	0,87	4408,95	4183,95
450	Top Famennien	0,92	4673,65	4448,65
450	Top Frasnien	0,97	4932,51	4707,51
450	Top Dev moy	1,01	5169,76	4944,76
450	Top Socle	1,05	5291,45	5066,45
500	Top Paléozoïque	0,08	85,35	-139,65
500	AMBT	0,36	1671,69	1446,69
500	BEMR	0,50	2473,87	2248,87
500	Top Dinantien	0,81	4027,00	3802,00
500	BD1 (T28)	0,81	4060,33	3835,33
500	Top Dinantien	0,83	4140,49	3915,49
500	Top Famennien	0,93	4688,83	4463,83
500	Top Frasnien	0,98	4995,80	4770,80
500	Top Dev moy	1,03	5221,85	4996,85
500	Top Socle	1,07	5368,63	5143,63
550	Top Paléozoïque	0,09	87,50	-137,50
550	AMBT	0,33	1529,78	1304,78
550	BEMR	0,48	2355,45	2130,45
550	BD1 (T28)	0,80	3987,19	3762,19
550	Top Dinantien	0,82	4089,85	3864,85
550	Top Famennien	0,93	4683,15	4458,15
550	Top Frasnien	0,99	4983,28	4758,28
550	Top Dev moy	1,03	5225,28	5000,28
550	Top Socle	1,08	5389,47	5164,47
586	Top Paléozoïque	0,09	88,97	-136,03
586	AMBT	0,32	1422,90	1197,90
586	BEMR	0,46	2227,96	2002,96
586	BD1 (T28)	0,78	3865,71	3640,71
586	Top Dinantien	0,81	3997,95	3772,95
586	Top Famennien	0,93	4649,23	4424,23
586	Top Frasnien	0,98	4911,09	4686,09
586	Top Dev moy	1,03	5168,96	4943,96
586	Top Socle	1,07	5322,00	5097,00

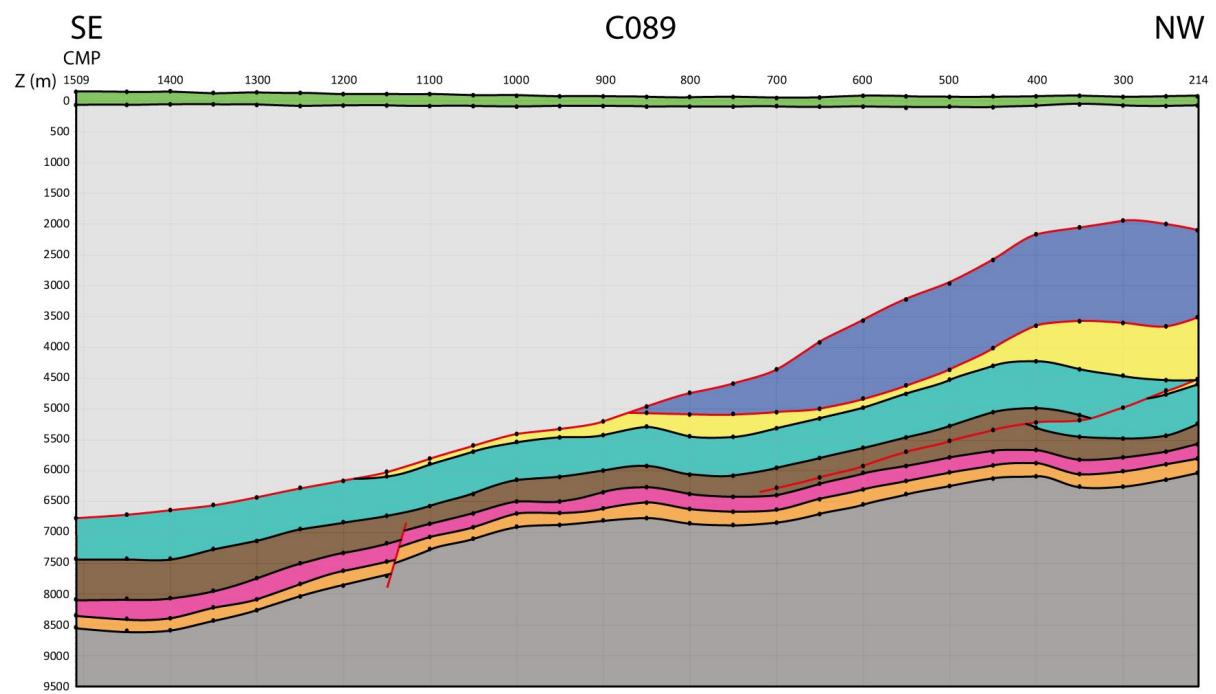
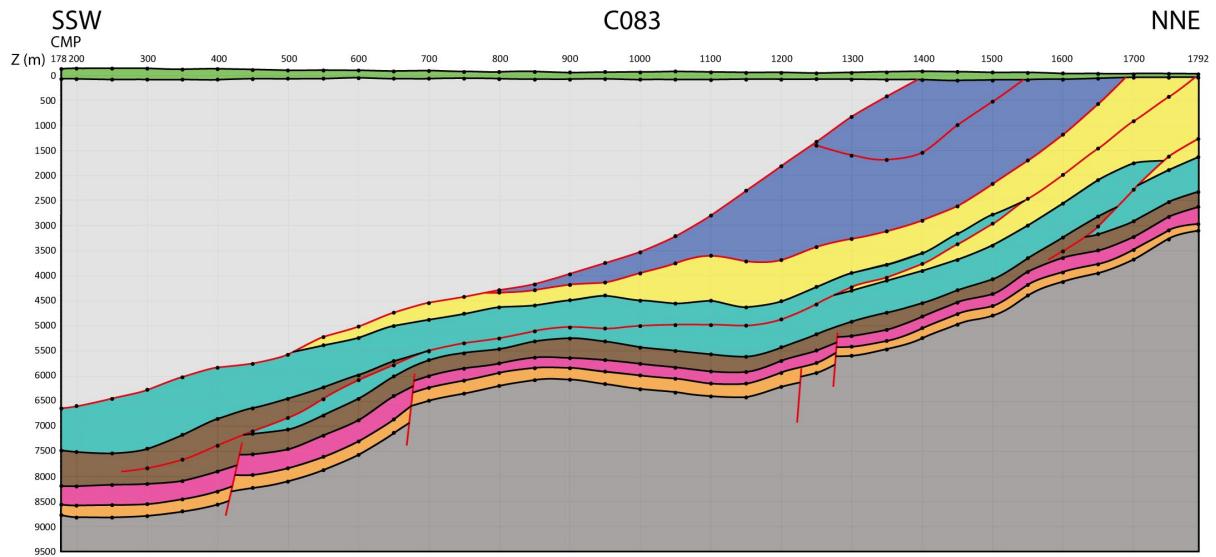
Annexe 7. Coupes géologiques réalisées à partir des conversions temps-profondeur des profils sismiques (méthode du « layer-cake ») et intégrées au modèle 3D.

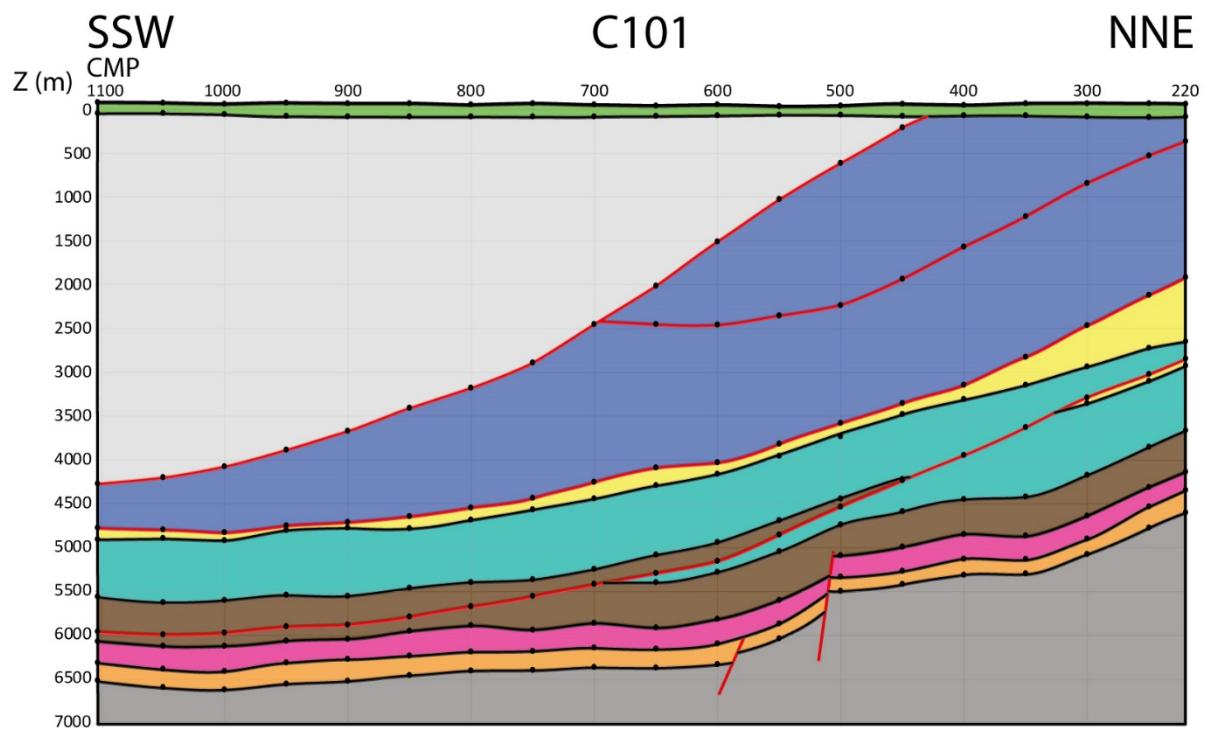
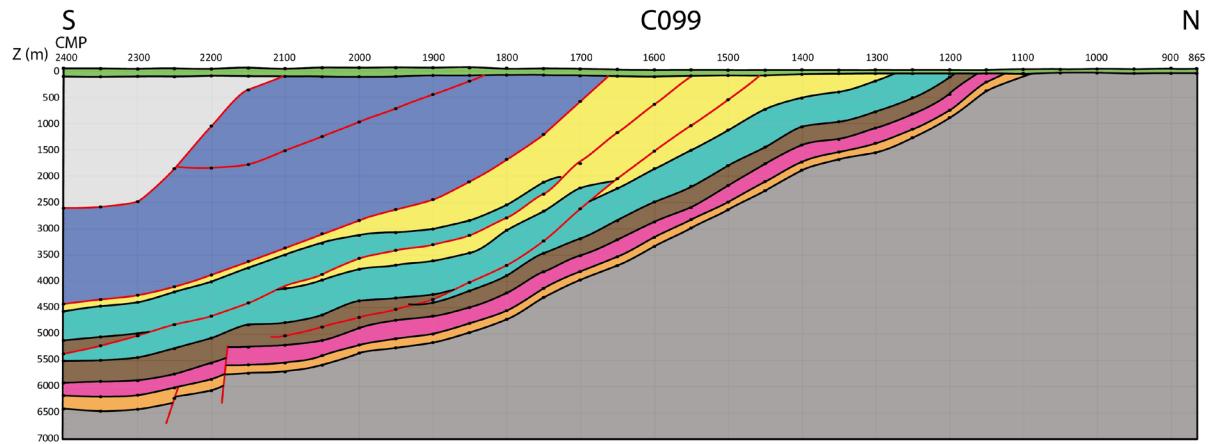
Légende des coupes

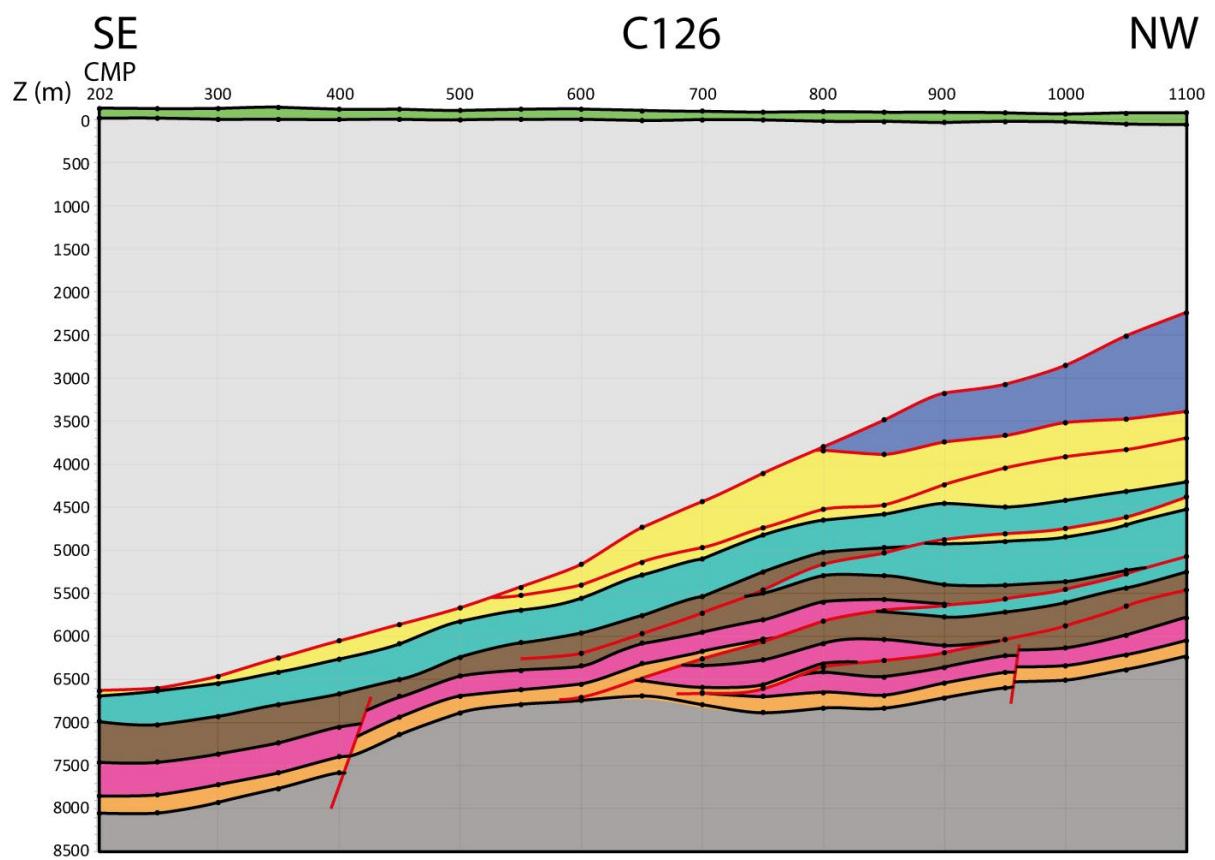
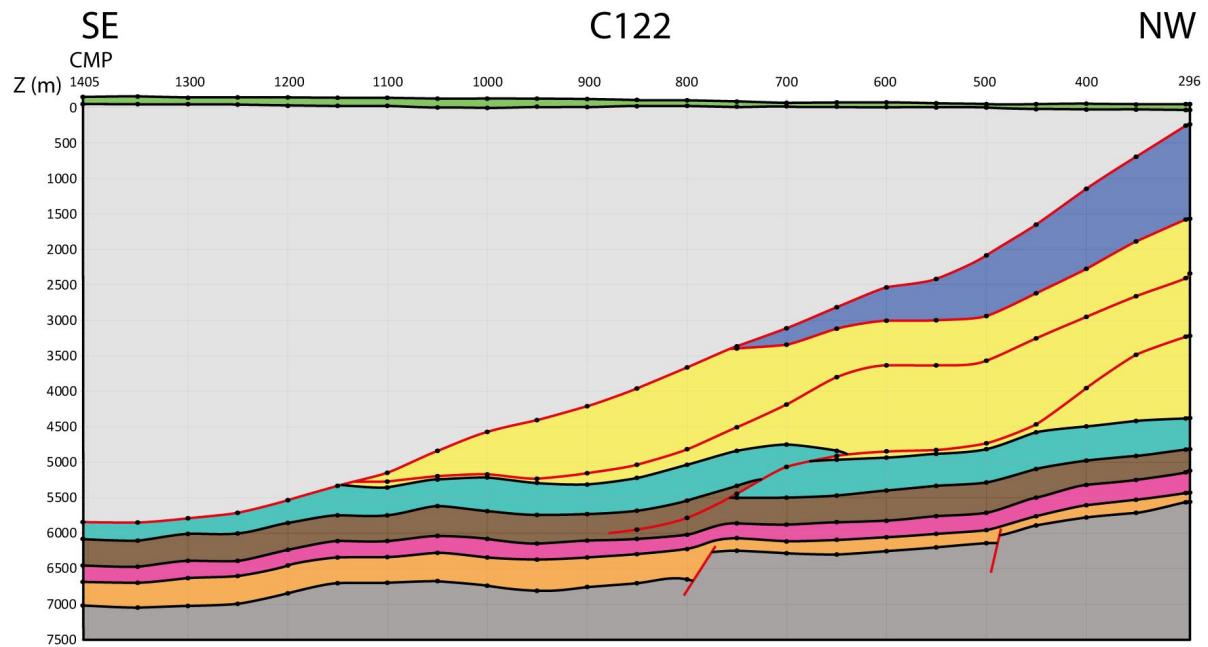


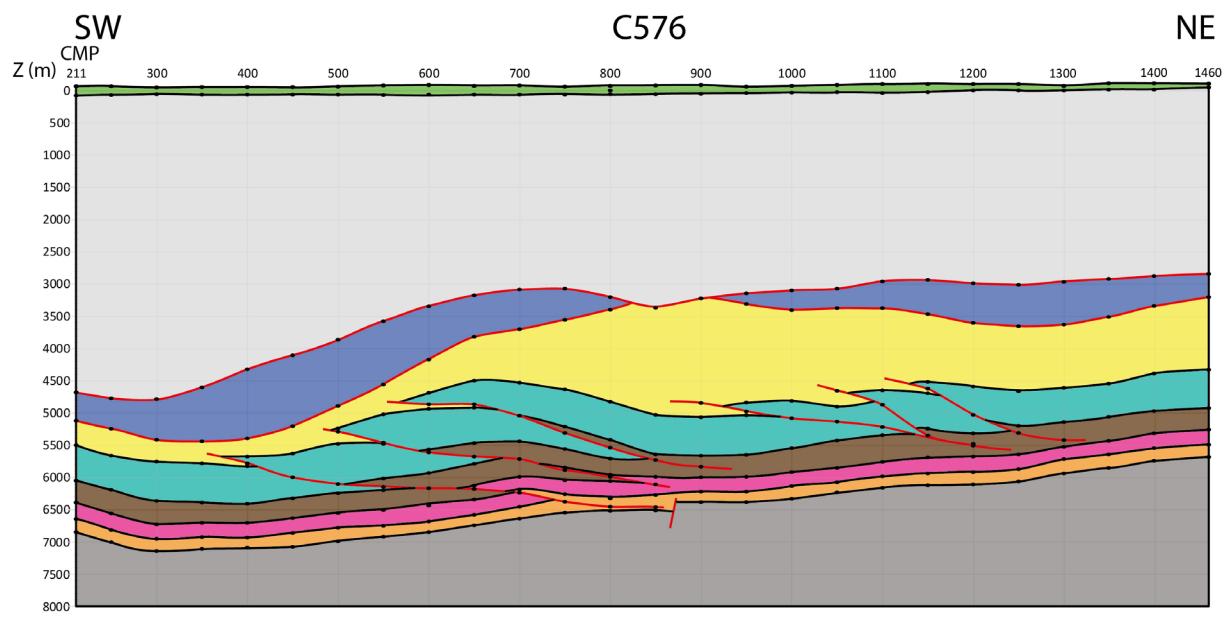
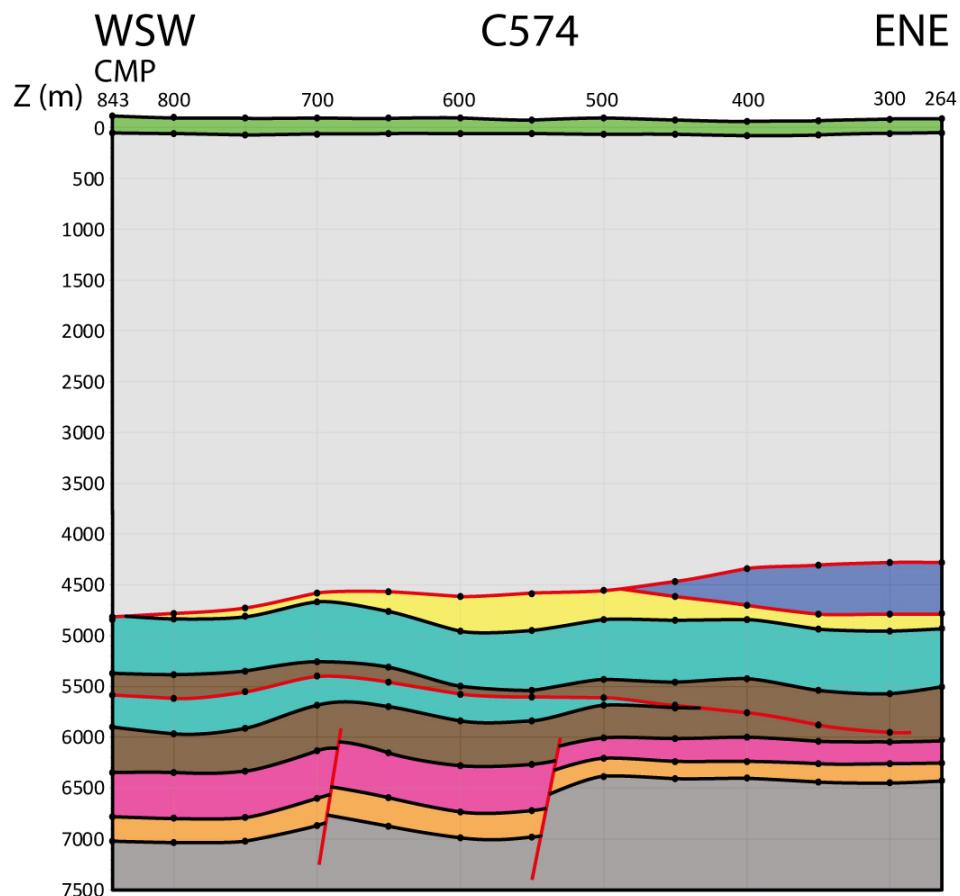


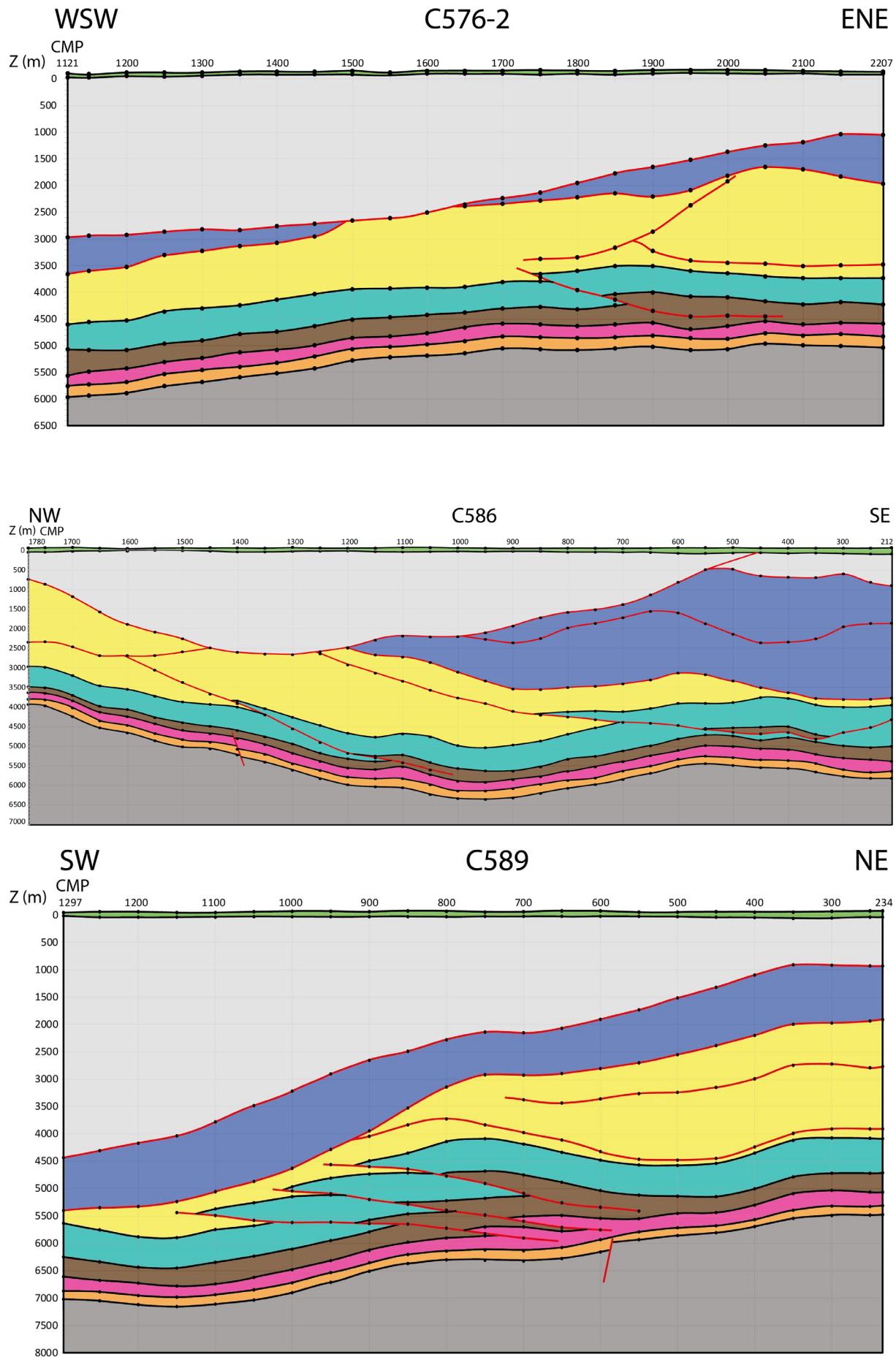


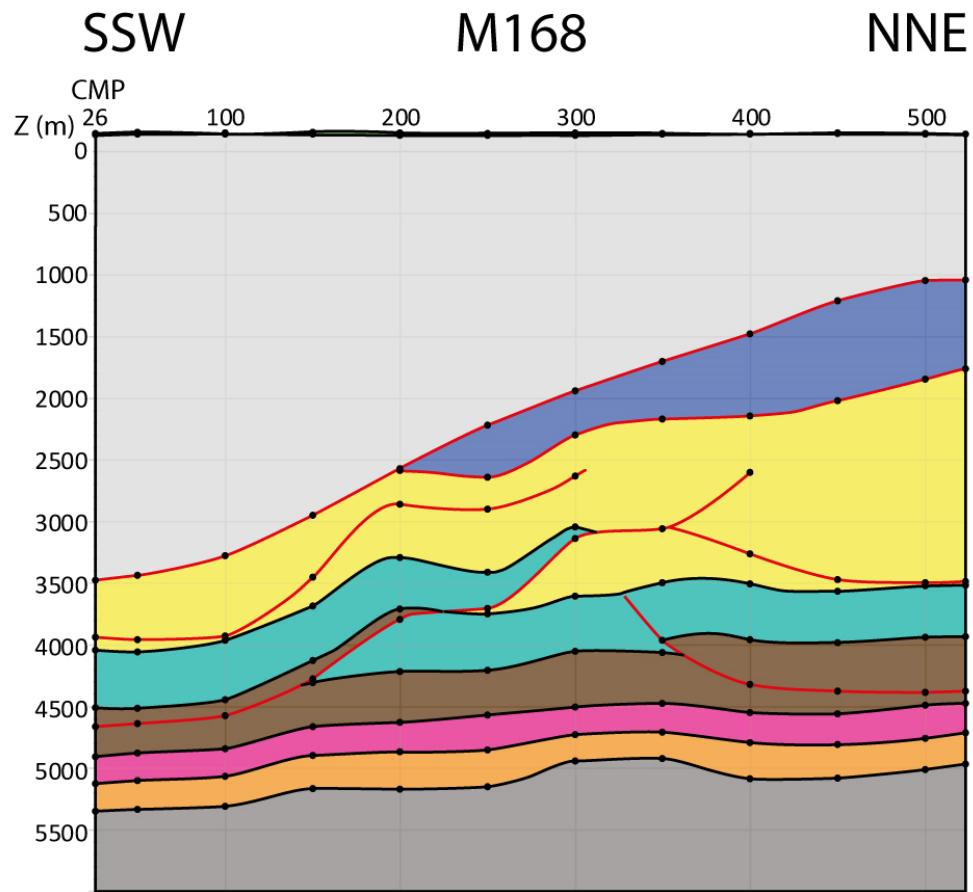
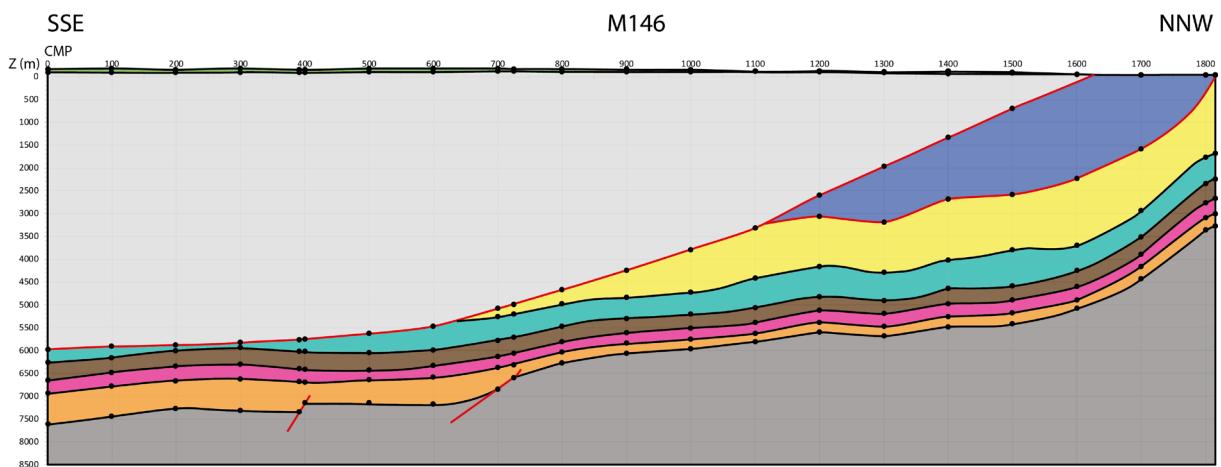


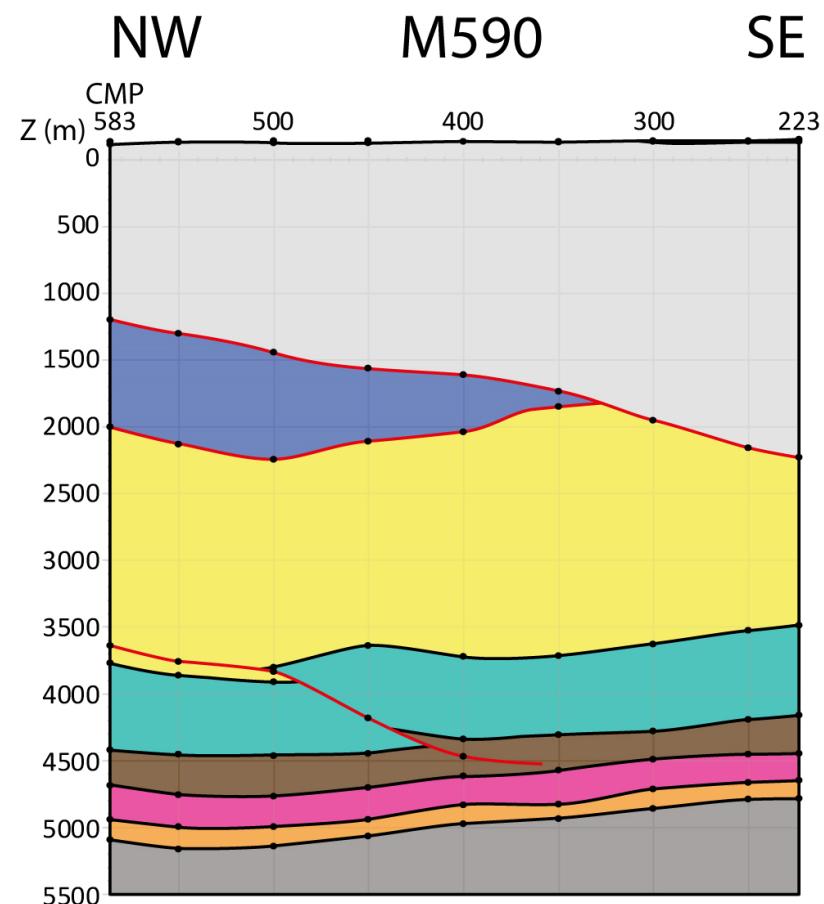
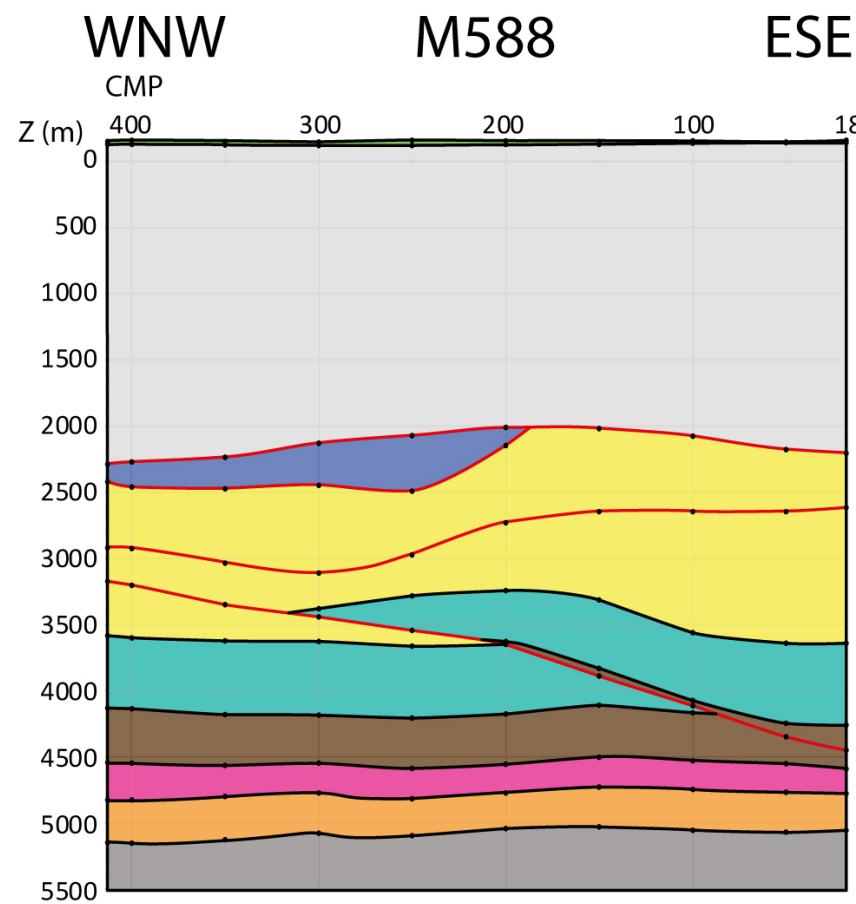




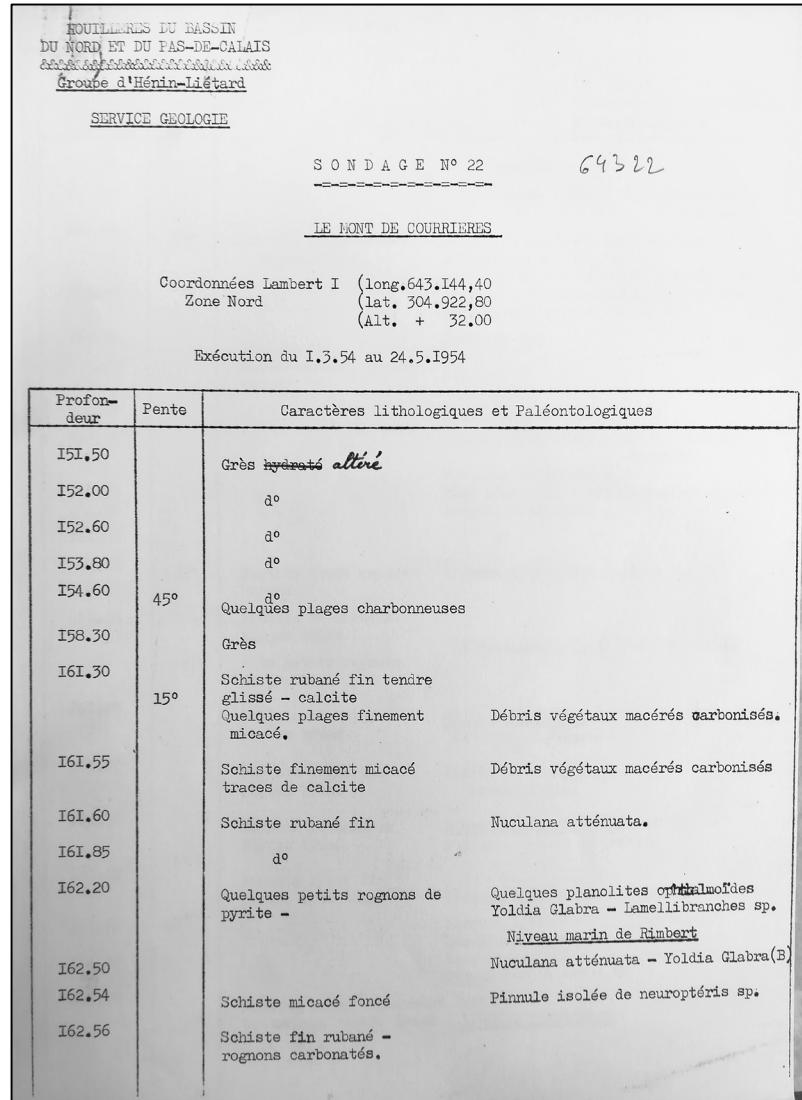




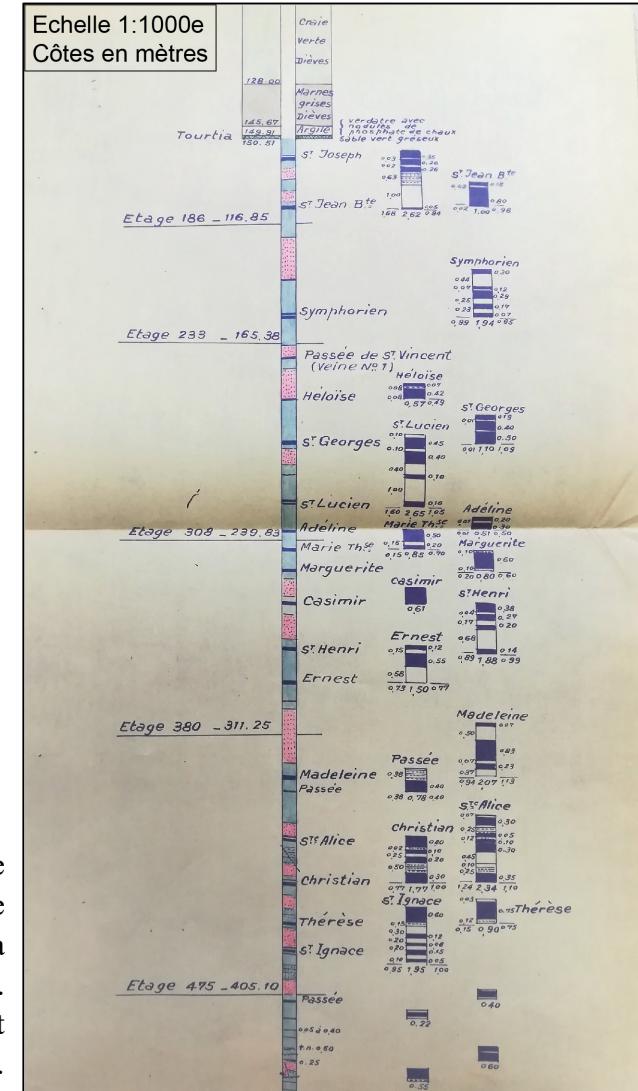




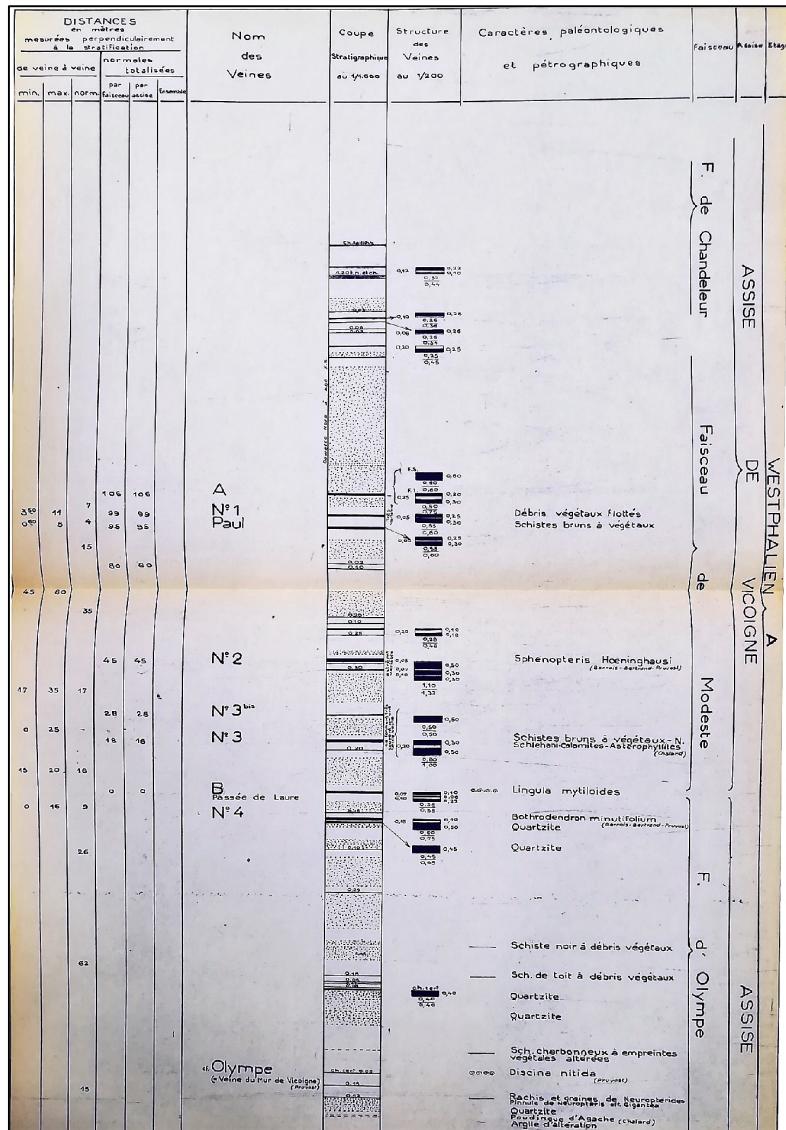
Annexe 8. Documents miniers des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais utilisés afin de définir la stratigraphie au sein des puits et sondages miniers. Documents récupérés à l'UTAM-Nord.



a. Fiche de sondage du Sondage n°22 « Le Mont de Courrières » dans la concession de Courrières. Le niveau marin de Rimbert est identifié.



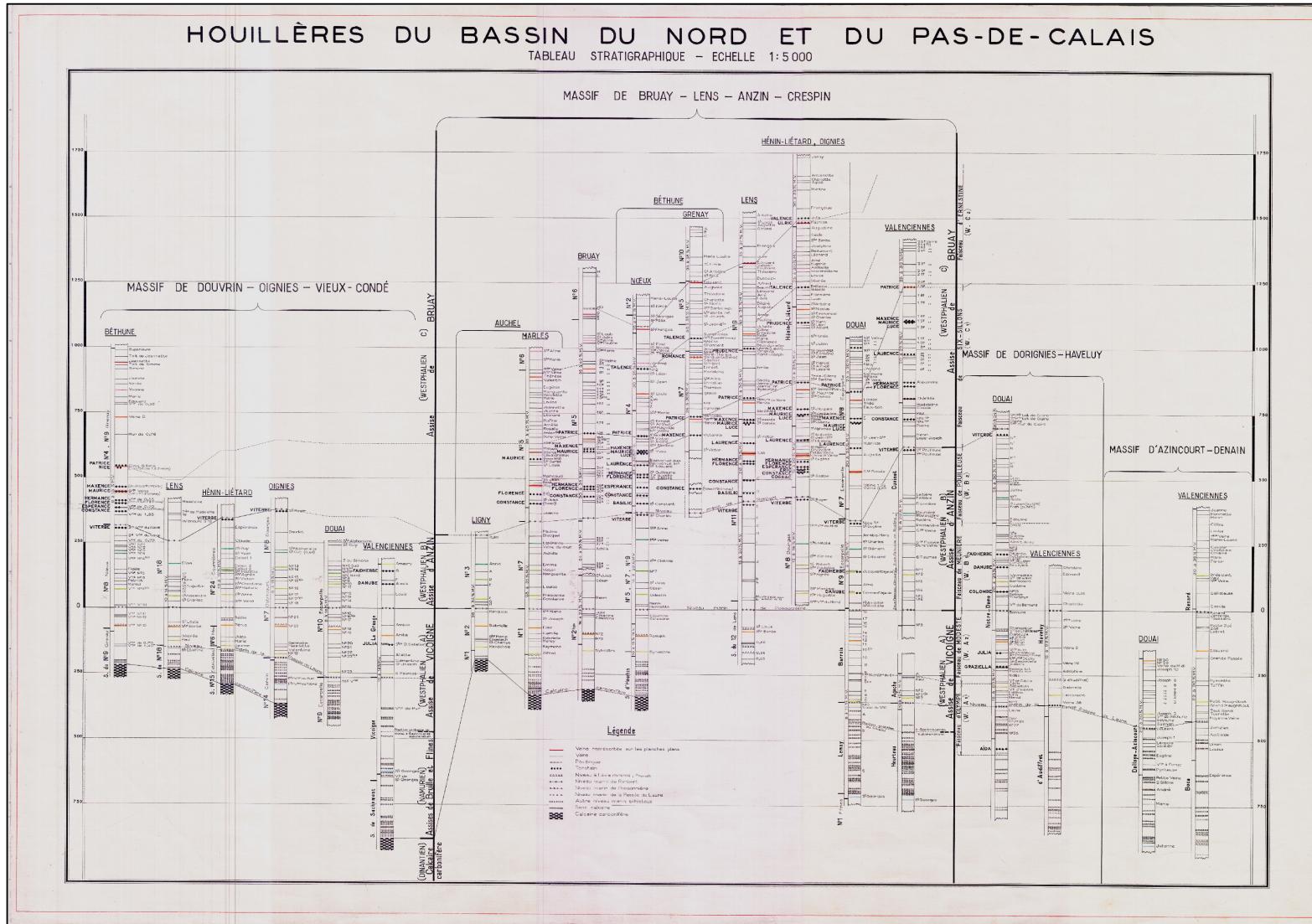
b. Extrait de la coupe d'exploitation de la Fosse Béthune 5 bis dans la concession de Grenay. Les veines traversées sont identifiées.



c. Extrait de la fiche stratigraphique de la Fosse Agache dans la concession d'Anzin.

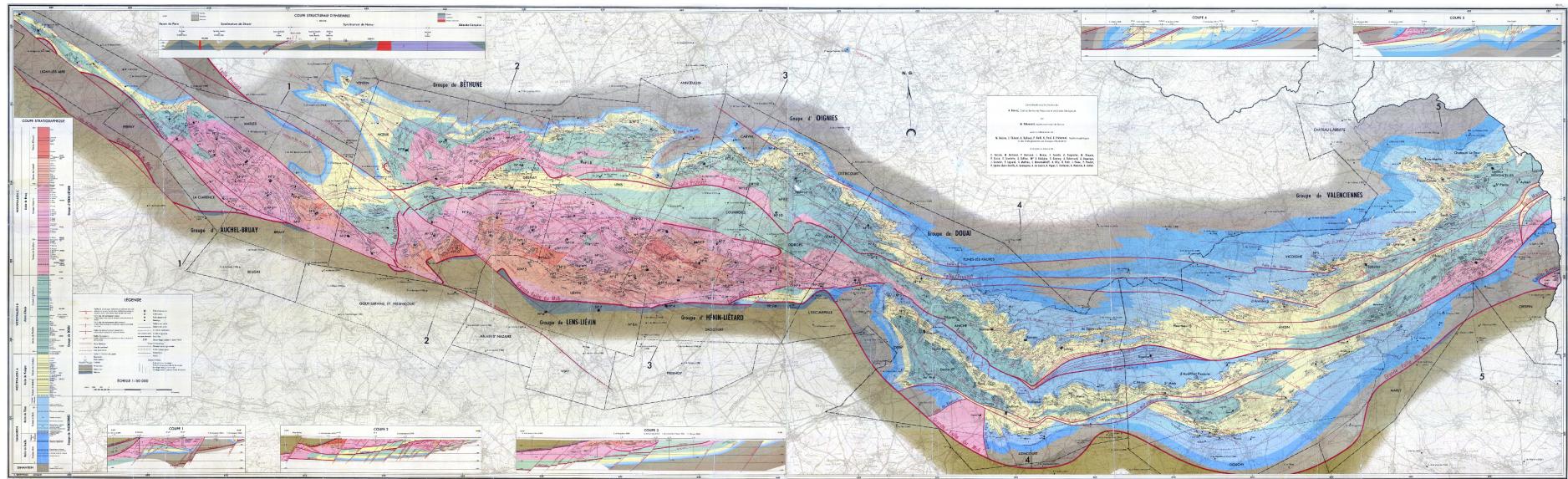
d. Tableau de concordance des veines dans les différentes fosses des concessions d'Aniche et d'Anzin.

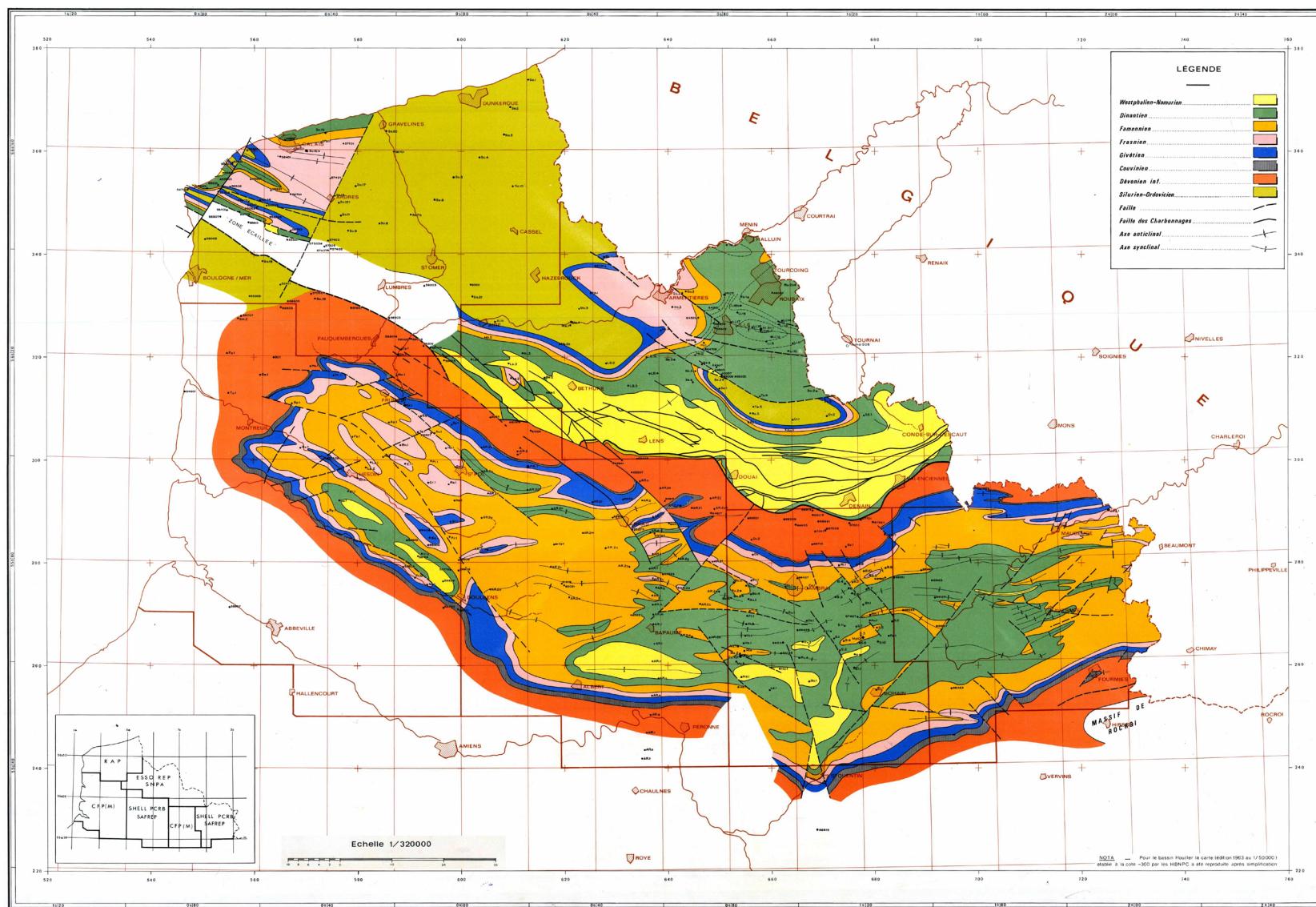
e. Tableau stratigraphique à l'échelle 1:5000^e synthétisant la stratigraphie des veines et des assises houillères au sein des différents massifs du bassin minier et au sein des différents groupes d'exploitation du bassin minier.



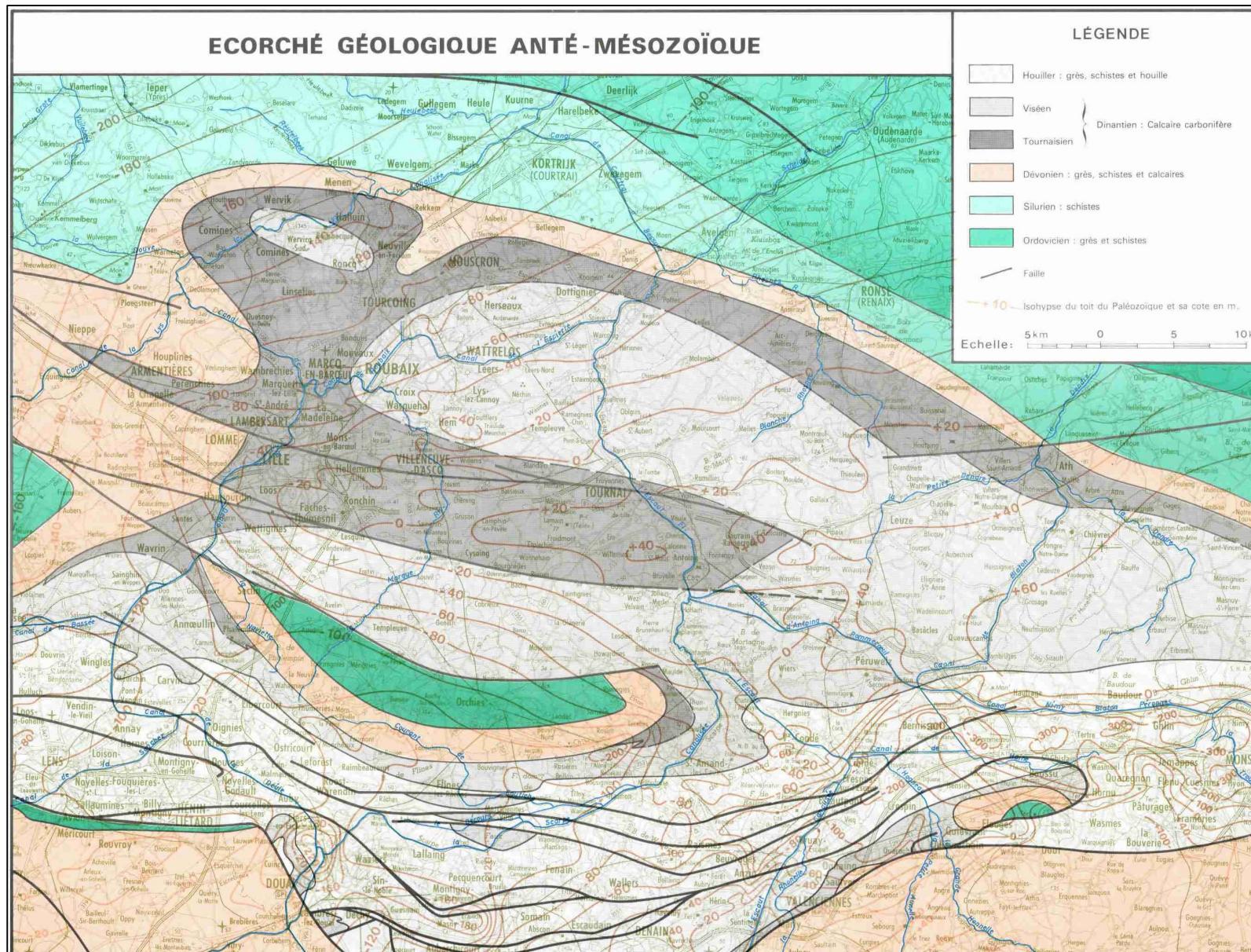
Annexe 9. Ecorchés géologiques infra-mésozoïques du nord de la France et du sud de la Belgique, importés dans la base de données du GeoModeller.

Bouroz et al. (1963)

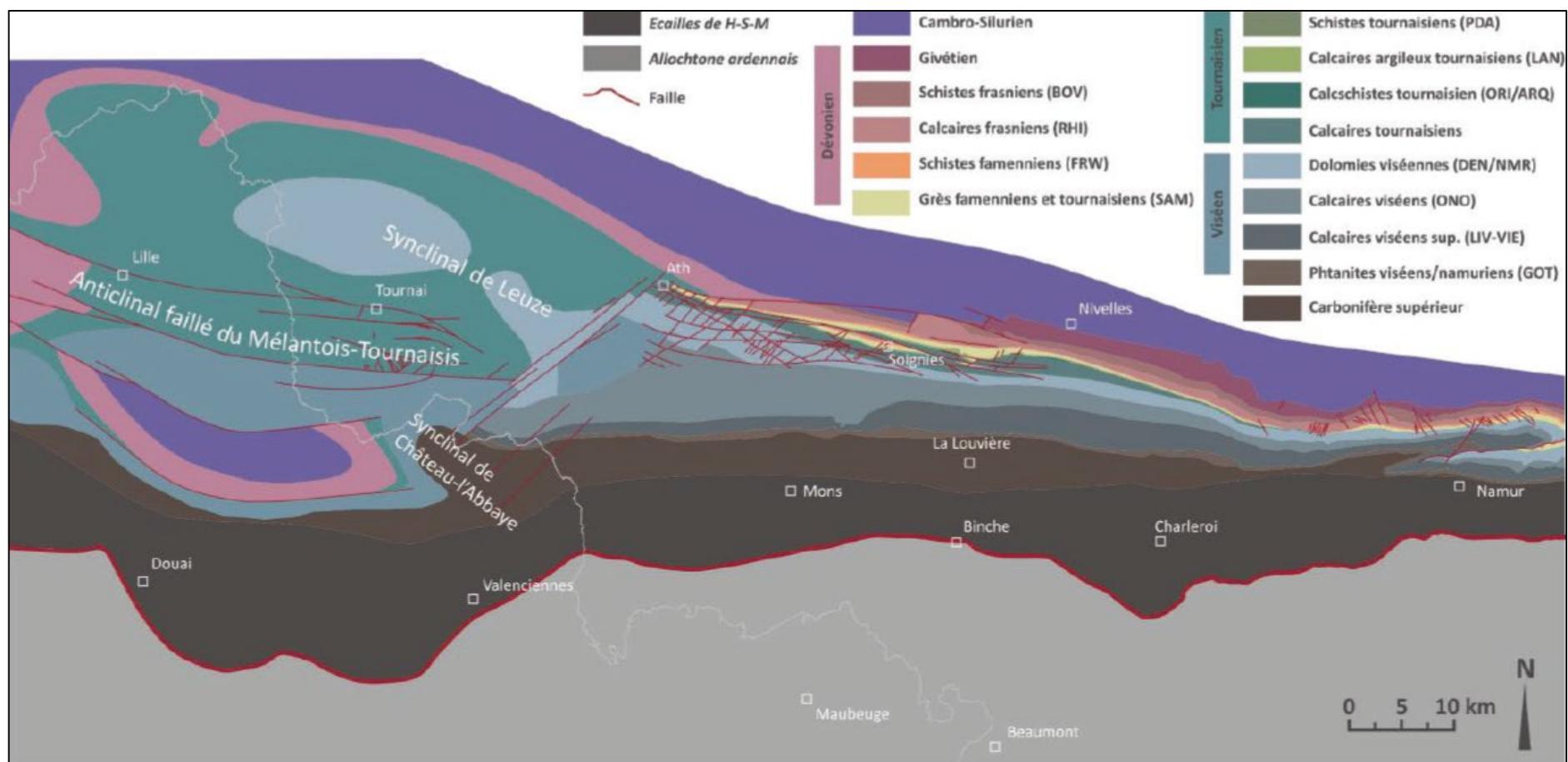




C.F.P. et al.
(1965)



Licour, 2012



Annexe 10. Tableaux des relations entre les failles et les séries géologiques modélisées en 3D, définies dans le GeoModeller.

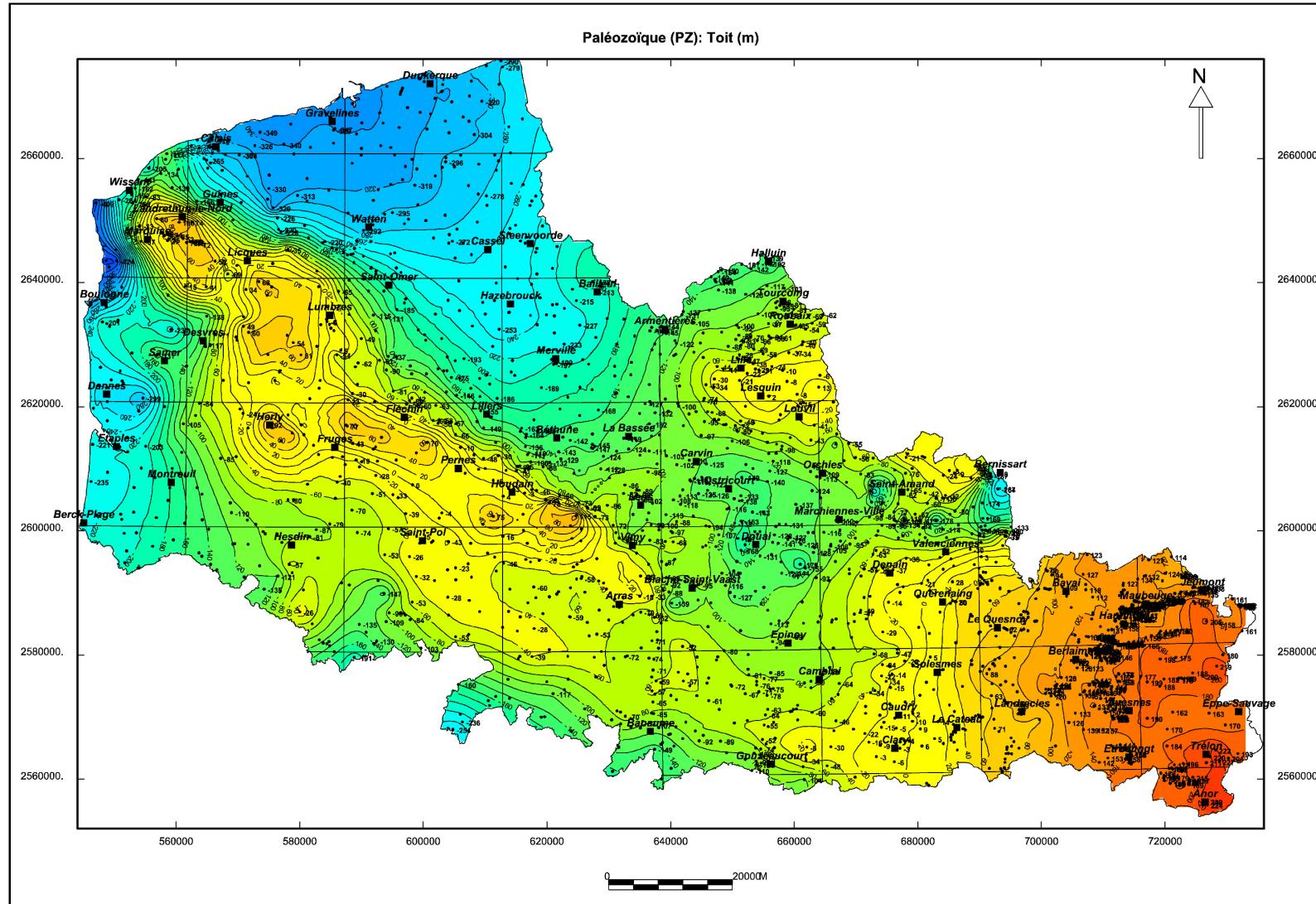
Séries / Failles	Chevauchements																
	BD1	BD2	BD5 (Chalard)	Amaury	Soult	Vicoigne	La Grange	Pruvost	T1	T17 (Bouroz)	T29	T3	T4	T_C576_1	T_C576_2	T_M590	Tc
Couv_Meso_Cenozoique_Series																	
Allocchtone_Series																	
EMR_Series																	
Houiller_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Dinantien_Series	✓	✓	✓			✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Famennien_Series		✓						✓			✓					✓	✓
Frasnien_Series		✓						✓			✓					✓	✓
Devonien_moy_Series								✓									
Socle_Series																	

Séries / Failles	Failles normales														
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11	F12	Cambron-St-Vincent	Feluy	Guelenne
Couv_Meso_Cenozoique_Series															
Allocchtone_Series															
EMR_Series															
Houiller_Series															
Dinantien_Series												✓	✓	✓	
Famennien_Series	✓	✓	✓	✓				✓	✓	✓		✓	✓	✓	
Frasnien_Series	✓	✓	✓	✓				✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
Devonien_moy_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
Socle_Series															

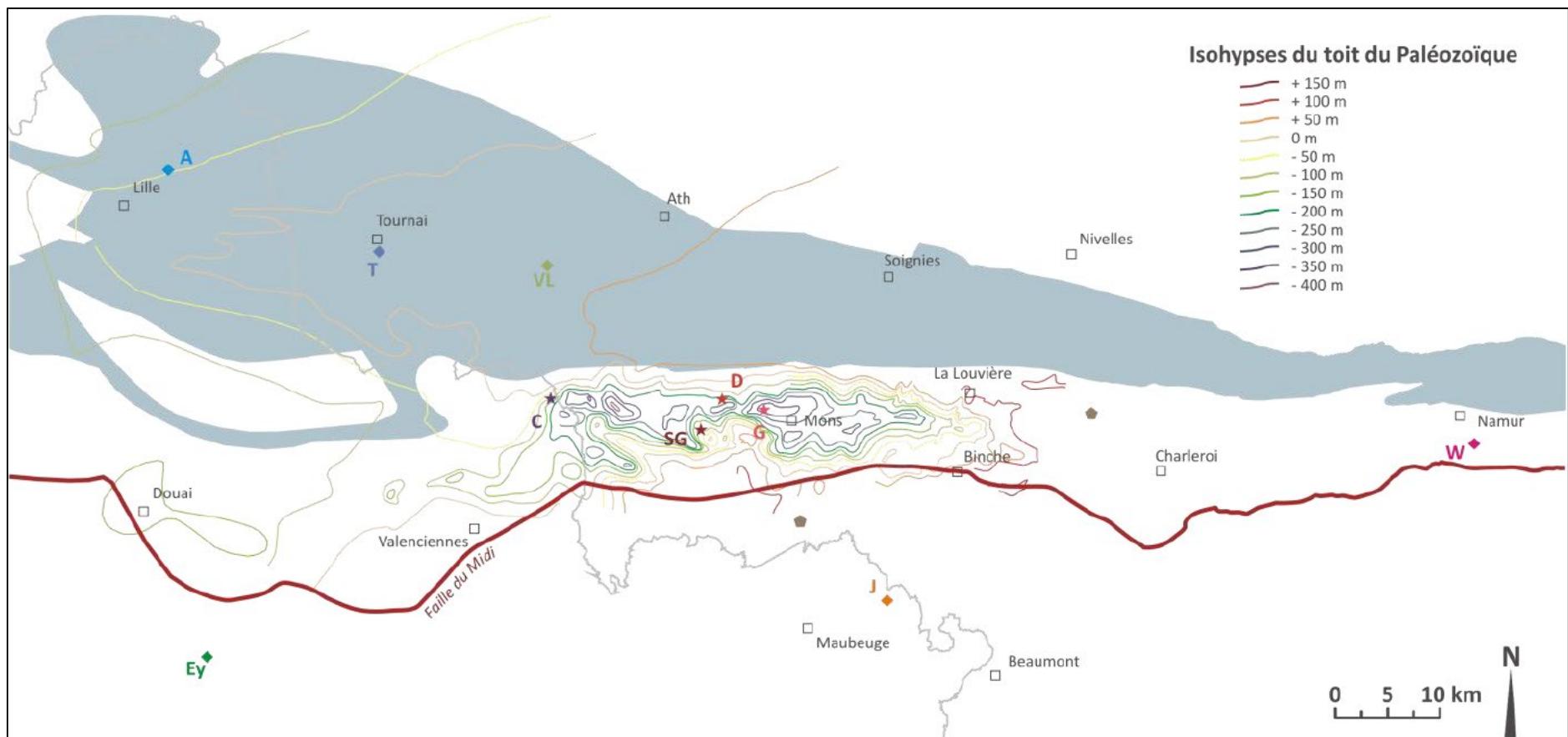
Séries / Failles	Failles indifférenciées								
	Armentières	Bruyelles	Dondaine	Gaurain-Ramecroix	Haubourdin-Rumes	Ruitz	Sains	Seclin	Marqueffles
Couv_Meso_Cenozoique_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Allochtone_Series									✓
EMR_Series									
Houiller_Series						✓	✓	✓	✓
Dinantien_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Famennien_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Frasnien_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Devonien_moy_Series	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Socle_Series									

Annexe 11. Tableau des relations entre les failles modélisées en 3D, définies dans le GeoModeller.

Stops on ➔	BD1	BD2	BD5	Amaury	Armentieres	Dondaine	Gaurain-Ramecroix	Ruitz	Sains	Vicoigne	La Grange	Marqueffles	Pruvost	T1	T17	T29	T3	T4	T_C576_1	T_C576_2	Tc
BD1																					
BD2																					
BD5 (Chalard)																✓		✓			
Amaury										✓											
Armentieres							✓														
Dondaine							✓														
Gaurain-Ramecroix																					
Ruitz													✓		✓						
Sains																✓					
Vicoigne			✓													✓					
La Grange										✓											
Marqueffles																✓					
Pruvost																	✓				
T1																					
T17 (Bouroz)		✓																✓	✓		
T29	✓																				
T3																					
T4																					
T_C576_1																✓					
T_C576_2																			✓		
Tc														✓							

Annexe 12. Cartes existantes des isohypes du toit du Paléozoïque.

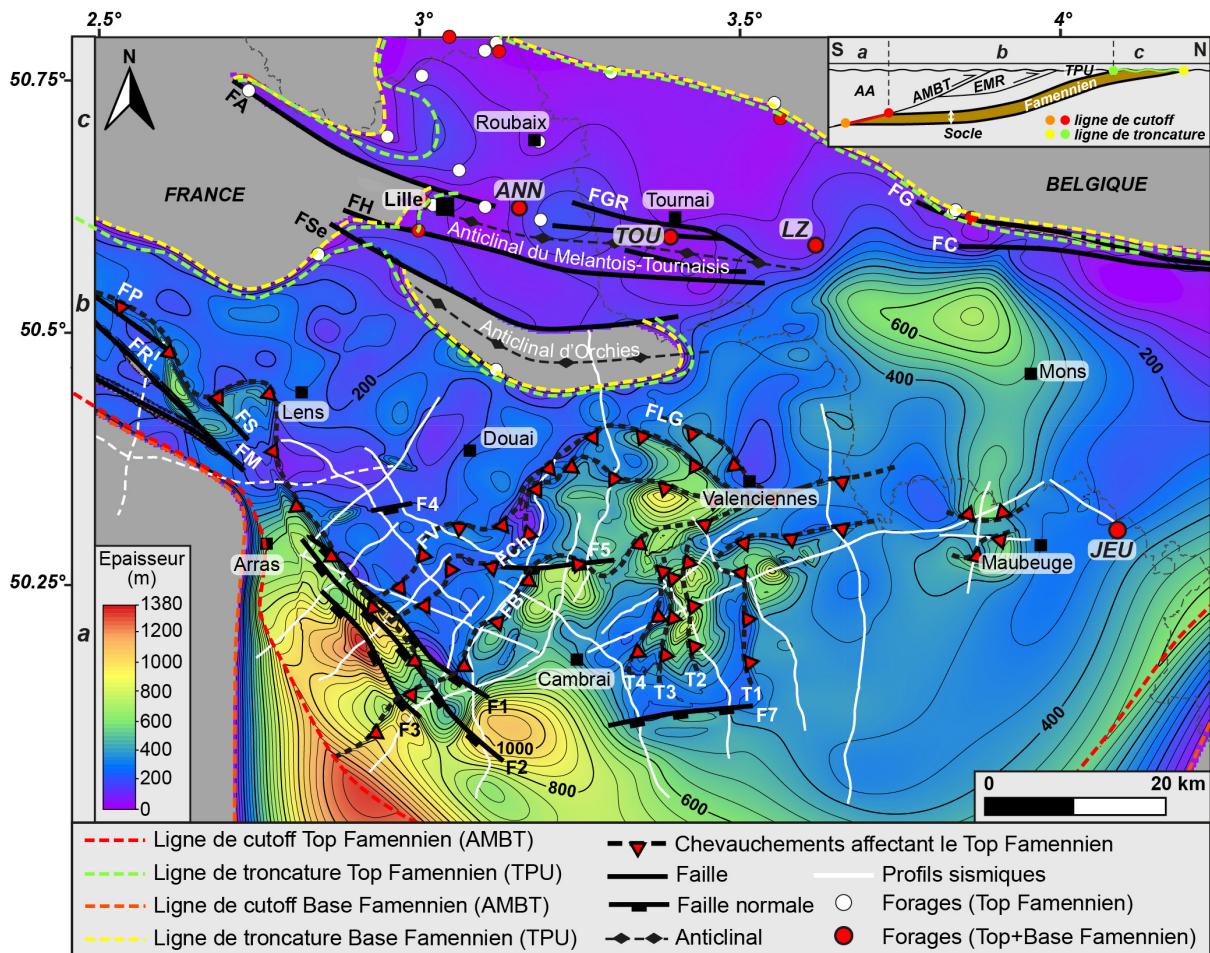
Licour, 2012



Annexe 13. Cartes des isohypses et cartes isopaques des surfaces et séries modélisées en 3D, non présentées dans le corps du manuscrit.

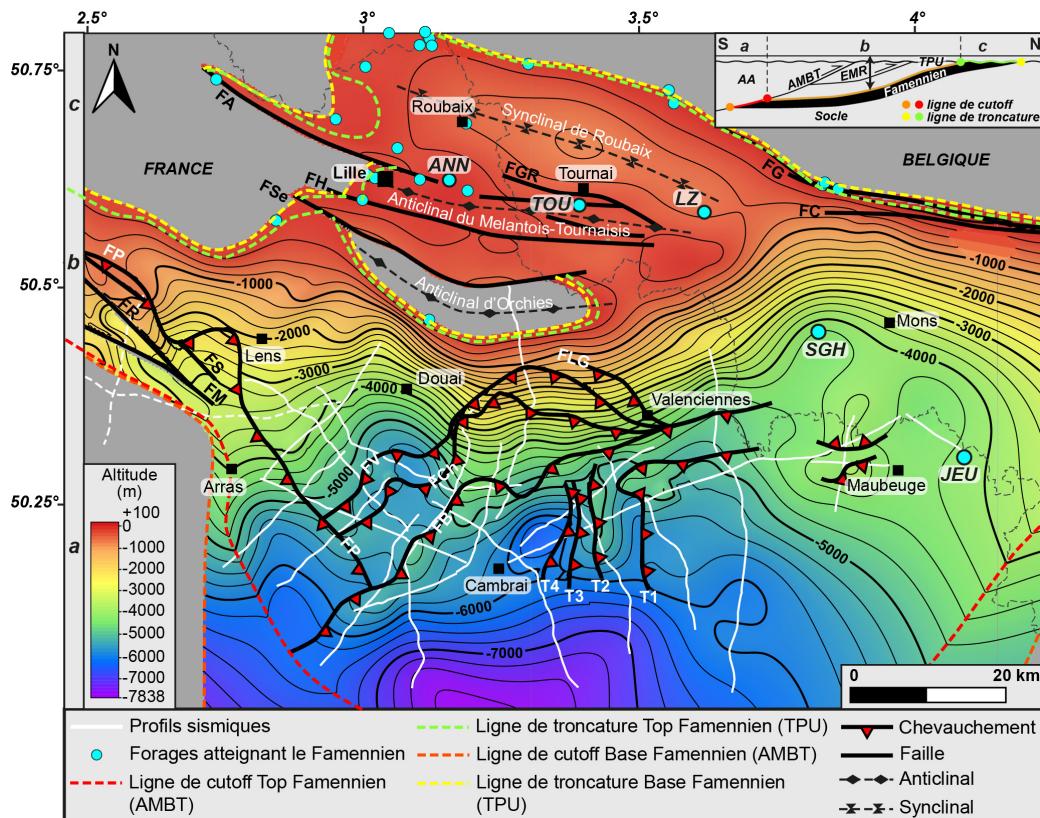
Légende des failles : FA : Faille d'Armentières ; FB : Faille Bouroz ; FC : Faille de Cambron-St-Vincent ; FCh : Faille Chalard ; FG : Faille de la Guélenne ; FGR : Faille de Gaurain-Ramecroix ; FH : Faille d'Haubourdin-Rumes ; FLG : Faille La Grange ; FM : Faille Marqueffles ; FP : Faille Pruvost ; FR : Faille de Ruitz ; FS : Faille de Sains ; FSe : Faille de Seclin ; FV : Faille Vicoigne. Légende des forages : ANN : Annappes ; JEU : Jeumont ; LZ : Leuze ; SGH : Saint-Ghislain ; TOU : Tournai.

Cartes isopaque du Famennien
Résolution : 250 m, Equidistance : 250 m



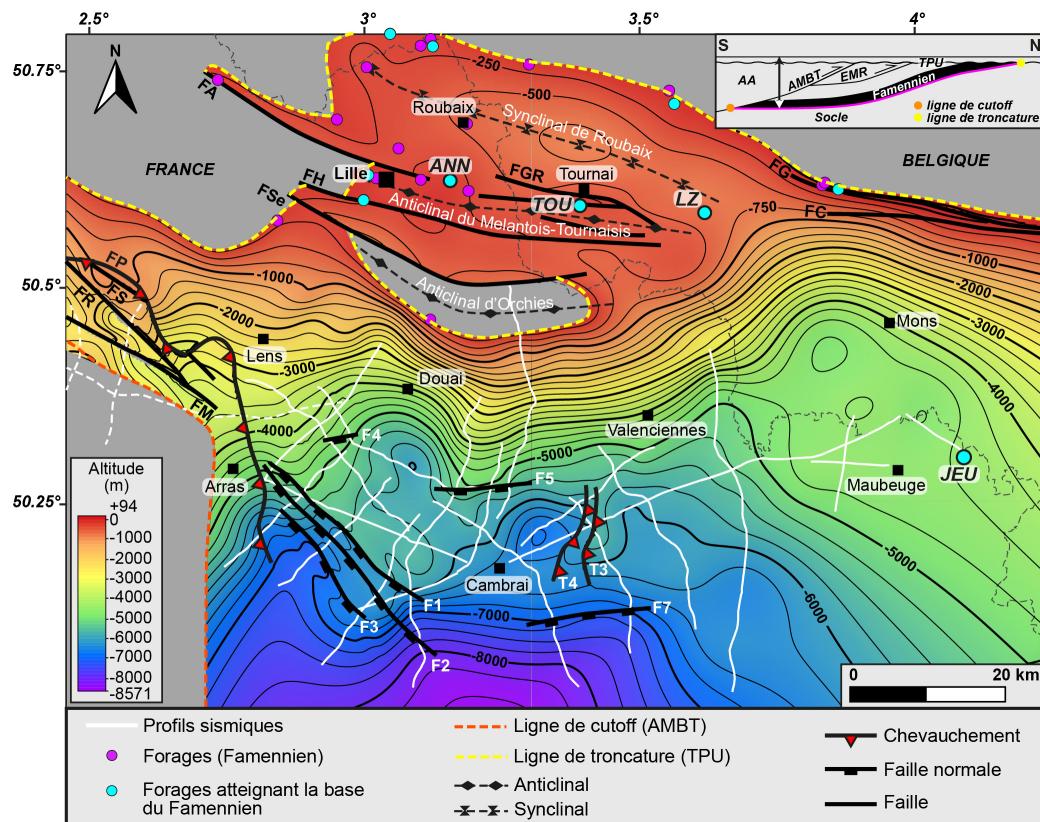
Cartes des isohypses du toit du Famennien

Résolution : 250 m, Equidistance des isohypses : 250 m



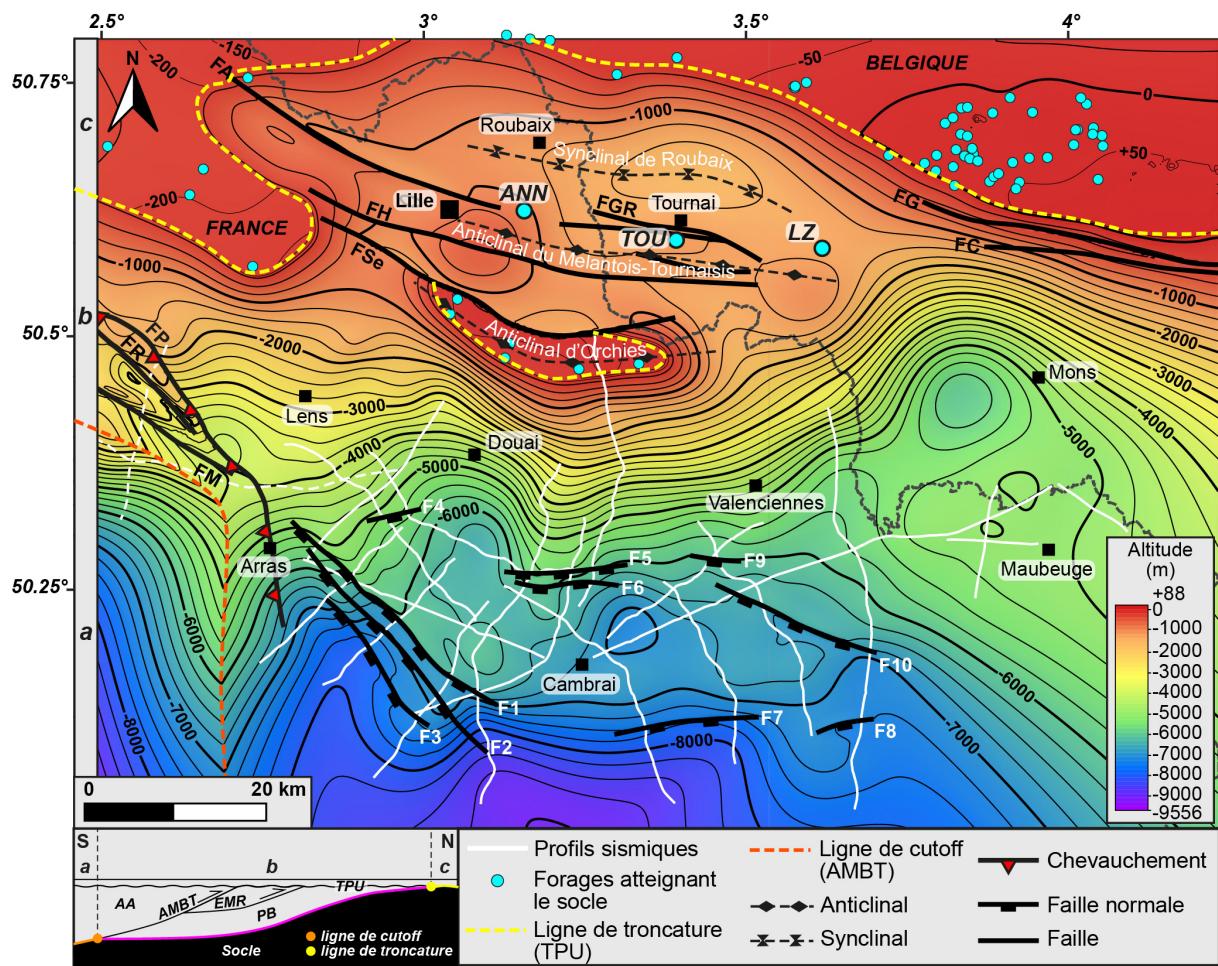
Cartes des isohypses de la base du Famennien

Résolution : 250 m, Equidistance des isohypses : 250 m



Cartes des isohypses du toit du socle cambrien-silurien

Résolution : 250 m, Equidistance des isohypes : 250 m



Résumé

Suite à l'adoption de la loi sur la transition énergétique votée par le gouvernement français en 2015, la région des Hauts-de-France s'est engagée à investir et développer considérablement la production d'énergies renouvelables d'ici à l'horizon 2050. Cet objectif requiert dès à présent le développement à l'échelle régionale de solutions alternatives aux énergies fossiles, notamment la géothermie basse énergie. Dans cette perspective, les travaux de thèse, présentés ici, visent à définir la géométrie des potentiels réservoirs géothermiques profonds dans la région du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais (BHNPC) : les calcaires bréchiques et karstiques du Dinantien (Carbonifère inférieur, 360-330 Ma) et les calcaires du Givétien-Frasnien (Dévonien moyen-supérieur, 388-372 Ma).

Ces réservoirs font partie d'une vaste plateforme carbonatée développée sur la marge sud-avalonienne du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur. La collision entre les continents Avalonia et Armorica-Gondwana lors de l'orogenèse varisque au Mississippien supérieur-Pennsylvanien moyen (330-305 Ma) est à l'origine de l'inversion de la marge avalonienne et du développement d'un système de chevauchement à vergence nord dont le front traverse le nord de la France. La plateforme dévono-carbonifère a été progressivement enfouie sous le bassin d'avant-pays molassique syn-orogénique du Nord-Pas-de-Calais (BHNPC) développé le long du Front Nord Varisque.

Afin de caractériser la géométrie des réservoirs profonds au sein du substratum dévono-carbonifère du BHNPC, il est indispensable d'analyser la structure 3D et la dynamique du BHNPC et plus largement du Front Nord Varisque à l'échelle régionale. La géométrie 3D du Front Nord Varisque, du BHNPC et des réservoirs géothermiques est ainsi étudiée à partir (1) de l'interprétation de 532 km de profils de sismique réflexion retraités pour la thèse, et (2) de la construction d'un modèle structural numérique 3D intégrant une importante base de données (profils sismiques interprétés convertis en profondeur, forages, données minières réinterprétées, affleurements, synthèses géologiques existantes, cartes gravimétriques).

L'interprétation des profils sismiques a permis de définir les traits structuraux caractéristiques de la marge sud-avalonienne et des différentes unités du Front Nord Varisque dans le nord de la France. La géométrie 3D du front de chaîne (rampes frontales et latérales, zone de transfert) est caractérisée, et l'influence des héritages structuraux dévonien et calédonien sur la dynamique du front de chaîne est discutée. La modélisation numérique permet de réinterpréter la géométrie 3D des différents ensembles sédimentaires et des discontinuités (failles, chevauchements) du Front Nord Varisque et de la partie orientale du BHNPC. Les cibles géothermiques sont imagées en 3D et leur extension, leur profondeur, leur épaisseur et leur structuration ont été précisées. Des délivrables opérationnels, tels que les cartes des isohypsides du toit et de la base des séries et des cartes d'isopaque, ont été produits et analysés à l'issue de cette étude. La caractérisation géométrique 3D du sous-sol régional a finalement permis de discuter l'histoire de la déformation du front de chaîne varisque et de proposer un nouveau modèle d'évolution cinématique dans la région du bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais. Ce travail démontre l'intérêt d'une double approche couplant les avancées de la connaissance scientifique (la dynamique du Front Nord Varisque) et le développement de connaissances appliquées (géométrie des réservoirs).

Abstract

Within the act on energy transition voted by the French government in 2015, the Hauts-de-France region is committed to invest and develop massively renewable energies by 2050. This objective requires the development of regional alternatives to fossil fuels, in particular low-temperature geothermal energy. In such a perspective, the present PhD study aims to define the geometry of the potential deep geothermal reservoirs in the Nord-Pas-de-Calais (NPC) coal basin district: the brecciated and karstic limestones of the Dinantian (Lower Carboniferous, 360-330 Ma) and the Givetian-Frasnian carbonates (Middle-Upper Devonian, 388-372 Ma).

These reservoirs form part of a large-scale carbonate platform developed onto the southern Avalonian margin from the Middle Devonian to the Lower Carboniferous. During the Variscan orogeny in Late Mississippian-Middle Pennsylvanian (330-305 Ma) times, the collision between the continents Avalonia and Armorica-Gondwana led to the tectonic inversion of the Avalonian margin and the development of a north-verging thrust system whose front crosses northern France. The Devonian-Carboniferous platform was progressively buried under the syn-orogenic Nord-Pas-de-Calais molassic foreland basin developed along the Northern Variscan Front.

In order to characterise the geometry of the deep reservoirs within the Devonian-Carboniferous substratum of the NPC coal basin, it is essential to analyse the 3D structure and dynamics of the coal basin and of the Northern Variscan Front at the regional scale. The 3D geometry of the Northern Variscan Front, the NPC coal basin and the geothermal reservoirs has been investigated based on (1) the interpretation of 532 km of seismic reflection profiles reprocessed in the frame of the thesis, and (2) the construction of a 3D numerical structural model integrating a large database (interpreted seismic profiles converted into depth, wells, reinterpreted mining data, outcrops, existing geological syntheses, gravimetric maps).

Seismic interpretations point out the main structural features of the southern Avalonian margin and of the different units of the Northern Variscan Front in northern France. The 3D geometry of the thrust front (frontal and lateral ramps, transfer zone) is characterized and the influence of the Devonian and Caledonian structural inheritance on the dynamics of the thrust front is discussed. Numerical modelling allows for the reinterpretation of the 3D geometry of the different sedimentary units and discontinuities (faults, thrusts) of the Northern Variscan Front and of the eastern part of the NPC coal basin. Geothermal targets are imaged in 3D and their extension, depth, thickness and deformations are defined. Operational deliverables, such as isohypsies and isopaque maps, were produced and analysed at the end of this study. The definition of the regional subsurface 3D geometry finally allowed to discuss the deformation history of the Variscan orogenic front and to propose a new kinematic evolution model in the Nord-Pas-de-Calais coal district area. This work demonstrates the interest of a dual approach combining advances in scientific knowledge (the dynamics of the Northern Variscan Front) and the development of applied knowledge (reservoir geometry).