



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 337 (2005) 305–313



<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Géophysique interne

Apport de la modélisation géophysique pour la compréhension de la structuration du pas de Calais

Bruno Minguely^{a,*}, Jean-Louis Mansy^a, Michel Everaerts^b, Geoffrey M. Manby^c, Olivier Averbuch^a

^a UMR PBDS « Processus et bilan en domaines sédimentaires », université des sciences et technologies de Lille-1, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France

^b Observatoire royal de Belgique (ORB), av. Circulaire, 3, B 1180 Bruxelles, Belgique

^c Department of Earth & Environmental Sciences, University of Greenwich, Medway Campus, Chatham Maritime, Chatham, Kent ME4 4TB, United Kingdom

Reçu le 14 septembre 2004 ; accepté après révision le 28 octobre 2004

Disponible sur Internet le 26 janvier 2005

Présenté par Jacques Angelier

Résumé

Cette étude est basée sur l'interprétation d'un profil sismique tiré dans le pas de Calais, avec la réalisation d'un modèle gravimétrique et magnétique. Situé entre deux fronts de déformation majeurs, la déformation calédonienne du massif du Brabant, au nord et la déformation varisque, soulignée par la faille du Midi au sud, le détroit est dans une position clé. Le profil sismique montre la superposition de plusieurs bassins, dont l'évolution est contrôlée par des failles profondes compressives, héritées de l'âge Paléozoïque inférieur. On y reconnaît aussi deux phases de déformation majeures post-paléozoïques, l'extension jurassique et l'inversion tectonique post-Crétacé. Ces phases sont similaires à celles observées dans les bassins du Weald, du Wessex et dans ceux du Sud de la mer du Nord. Elles sont cependant plus faiblement marquées. Le modèle géophysique montre, quant à lui, la géométrie des séries profondes ordovicienne et silurienne, non accessibles en sismique. Deux hypothèses sont proposées. La première est la continuité du massif du Brabant, sous le détroit, qui est une vision nouvelle par rapport aux limites antérieurement proposées. La deuxième concerne l'existence d'un pluton granitique probablement responsable de la remontée du Silurien (kilomètre 27 sur le profil). De tels plutons ont déjà été proposés dans le Sud et dans l'Est de l'Angleterre ainsi qu'en Belgique. Les similitudes de géométrie, de structure et la reconnaissance de certains épisodes majeurs suggèrent donc que l'histoire géologique du détroit est comparable à celle des régions connexes. **Pour citer cet article : B. Minguely et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : bruno.minguely@wanadoo.fr (B. Minguely).

Abstract

Geophysical modelling as an aid to understanding the structure of the Dover Straits. This study is based on an analysis of seismic, gravimetric and magnetic data to model the structure of the Dover Straits area. The Dover Straits are set in a transitional position within the Brabant para-autochthon, which lies between the Ardennes allochthon to the south and the Brabant Massif to the north. The seismic profiles show that this area is characterised by several superimposed Mesozoic basins, whose evolution has been controlled by the reactivation of Lower Palaeozoic faults. In common with the adjacent Weald–Wessex and southern North Sea basins, the Dover Straits area records a Jurassic extensional phase and a post-Cretaceous tectonic inversion. The geophysical modelling reveals the presence of a basement to these Mesozoic basins that exhibits Ordovician to Silurian structures, which cannot be detected on the seismic reflection profiles. In contrast to earlier interpretations, the modelling presented here suggests that the Brabant Massif continues southward beyond the Dover Straits and under the Brabant para-autochthon. Gravity data also provides evidence for the presence of granitic body at depth, in the vicinity of Km 27 on the seismic profile, which may have driven the uplift of the Silurian rocks in the area of the Straits. Similar granitic intrusions have been proposed to explain gravity anomalies along the Rhenohercynian Margin in Belgium, eastern and southern England. The geophysical modelling demonstrates the continuity of the basement and Mesozoic basin structures across the Dover Straits, suggesting a common geological evolution of the adjacent southern England–northern France regions. **To cite this article:** B. Minguely et al., C. R. Geoscience 337 (2005).

© 2004 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés: Profil sismique ; Modélisation ; Gravimétrie ; Magnétisme ; Granite ; Détroit ; Pas de Calais

Keywords: Seismic profile; Modelling; Gravimetry; Magnetism; Granite; Strait; Dover Straits

Abridged English version

1. Introduction

Modelling is being used, increasingly, to test geological interpretations. Gravimetric, magnetic data and seismic data are the main sources of information used here to model the deep structure of the Straits of Dover. Borehole data, although available, only provides a localised view of the shallow subsurface.

The proposed model for the structure of the Straits of Dover is based on two reprocessed seismic reflection profiles, totalling, acquired in 1983 by Western Geophysical (Fig. 1) combined with new gravimetric and magnetic modelling of existing data for the area.

2. Analysis of seismic reflectors

Analysis of the seismic reflection profiles EC-28 and EC-28A (Fig. 2) shows that from south to north, there is a transition from a fractured to a non-fractured basin margin.

Cretaceous rocks truncate what is believed to be an underlying series of Jurassic rocks. Bevels on the base of Lower Cretaceous can be recognised between 20 to 25 km [11,12].

The Jurassic series similarly truncate what is assumed to be a Carboniferous series, the top of which is also marked by bevels [11,12]. Beneath these rocks, at 25 to 30 km, are Devonian to Silurian rocks (acoustic substrate) although the Devonian boundary is difficult to define precisely [1,13,22,23]. These rocks rise gradually and eventually from the basement to the Upper Cretaceous rocks.

The two seismic profiles (Fig. 2) show two, possibly three, superposed basins; a lower Silurian basin that is overlain by the offshore extension of the Carboniferous Kent Coalfield which is succeeded by the equivalent of the Wealdean Basin. The evolution of these basins has been controlled by the reactivation faults within the Lower Palaeozoic rocks [4,14].

3. Modelling

3.1. Densities and magnetic susceptibilities

While the seismic profiles have revealed the presence and 2D geometries of the sedimentary series noted above, information on their densities and magnetic susceptibilities is needed to obtain their 3D geometries.

The densities and magnetic susceptibilities used here have been derived from published accounts (Table 1) [1,6,8,17,19].

Densities and magnetic susceptibilities of the series shown on the seismic profiles are not sufficient to explain observed anomalies. The magnetic anomalies can only be explained by the presence of Cambrian and Ordovician rocks at depth and it is known [10] from elsewhere along the Rhenohercynian Margin that only the Cambrian rocks possess magnetic properties.

3.2. The model

The GRAVMAG software (BGS, 1991), has been used to model the gravity data (Fig. 3).

The gravity anomaly map exhibits a large depression along the seismic section line, which is calculated to be in the order of -22 mGal at its maximum. This depression corresponds to a deficiency of -7 mGal compared to part of the section just south of the Sangatte Fault (Fig. 1) where the anomaly is calculated be -15 mGal.

There is a density contrast of 0.61 g cm^{-3} between the 250-m-thick chalk to Lower Cretaceous and Carboniferous rocks (Table 1), which produces an anomaly of 6.3 mGal. The density contrast between the Jurassic rocks, with a thickness of about 200 m, and the Palaeozoic rocks is 0.06 g cm^{-3} , which produces an anomaly of 0.5 mGal, giving a total of about 6.8 mGal for the combined Jurassic–Cretaceous and older (basement) rock sequences. Thus the densities chosen for the Mesozoic rocks modelling appear to be appropriate. These densities do not explain, however, the uplift of Silurian rocks. It is suggested, therefore, that a body of granitic composition rock with a density of 2.65 g cm^{-3} might better explain the uplift of the Silurian rocks and the density contrast across the profile. Granitic intrusions have been invoked to explain similar density contrasts along the margin of the Anglo-Brabant Massif in Belgium [10,16,21] and in the eastern and southern parts of England [7,21].

4. Conclusion

Gravimetric and magnetic modelling, together with seismic data, shows several new elements:

- basins evolution has been controlled by the re-activation of faults within the Lower Palaeozoic rocks;
- two major deformation stages are identified: a Jurassic extensional phase and a post-Cretaceous tectonic inversion. These events are comparable with those described from the Weald, Wessex and southern North Sea basins;
- gravimetry gives access to deeper levels not imaged on seismic reflection profiles;
- the possible existence of a granitic intrusion body at depth would explain the uplift of the Silurian rocks.

The geophysical modelling of the transitional zone (Brabant para-autochthon) between the Brabant Massif to the north and the Ardennes allochthon to the south in the Dover Straits area supports the view that the adjacent southern England and North France regions share a common geological evolution.

1. Introduction

Dans le détroit du pas de Calais, les données gravimétriques et magnétiques, ainsi que les profils sismiques sont les seules sources d'information présentes et utilisables pour l'étude des structures profondes. À l'aide de ces données sismiques, nous replaçons le pas de Calais au sein du contexte général, en soulignant les relations existant entre les différents bassins. Un modèle gravimétrique et magnétique est aussi proposé. Il apporte de nouveaux éléments sur les niveaux les plus profonds.

2. Contexte géologique

Le détroit du pas de Calais est situé au nord du front principal de déformation hercynien, matérialisé par un accident majeur, la faille du Midi (Fig. 1). Le socle paléozoïque est constitué par le massif du Brabant et sa couverture. C'est une unité structurale calédonienne assez vaste qui s'étend du Sud de l'Angleterre, à travers la partie sud de la mer du Nord, jusqu'en Belgique, avec une orientation WNW–ESE [18]. Il renferme des formations s'échelonnant du Cambrien inférieur au Silurien, sur lesquelles repose, en discordance, une couverture sédimentaire essentiellement mésozoïque [13,16].

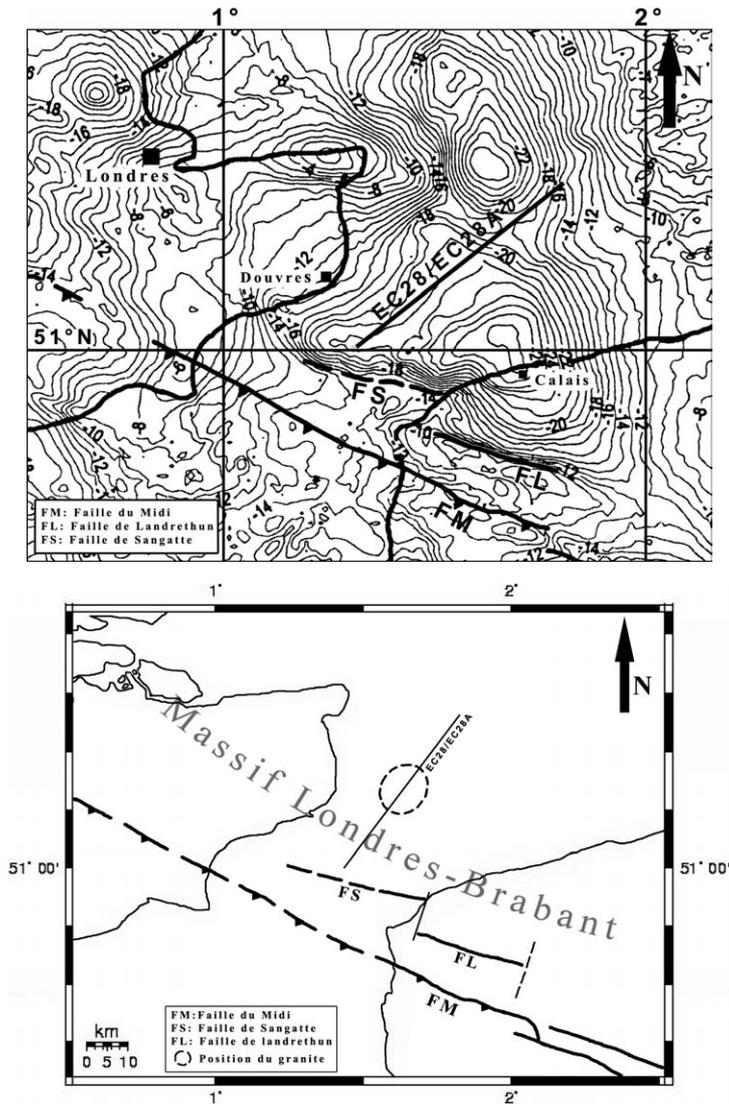


Fig. 1. Carte de l'anomalie de Bouguer et localisation du profil sismique étudié et des failles majeures.

Fig. 1. Bouguer Anomaly map; studied seismic profile and location of the main faults.

Le massif du Brabant, constitué de roches du Paléozoïque inférieur, se traduit par une anomalie de Bouguer positive, dénotant un excès de masse par rapport aux roches plus récentes. Sur les cartes d'anomalies magnétiques, il est aussi caractérisé par une anomalie positive et de forte amplitude. En effet, les différentes formations présentent des densités élevées ($2,7\text{--}2,75\text{ g cm}^{-3}$), et le Cambrien de ce massif possède une susceptibilité magnétique élevée. Ces propriétés

physiques permettent d'expliquer la majeure partie des anomalies magnétiques observées [6,10].

La zone d'étude est caractérisée par la présence de deux anomalies de Bouguer négatives. Elles sont respectivement de -25 mGal au nord et de -27 mGal au sud (Fig. 1). L'anomalie négative au sud a d'abord été attribuée à un batholite de granite, situé en profondeur [2]. Cependant, cette hypothèse n'explique pas l'anomalie magnétique positive de la zone [5]. Une

autre hypothèse serait que l'anomalie gravimétrique serait liée à la présence d'un bassin renfermant des roches type « vieux grès rouges » (ORS) [9]. L'anomalie magnétique trouverait alors son origine dans une autre source plus profonde. À l'extrémité sud de la zone d'étude, nous pouvons remarquer un gradient important de l'anomalie de Bouguer. La présence d'une faille faisant remonter des sédiments denses sur l'un de ses flancs permet d'expliquer ce gradient. Cet accident est connu, c'est la faille de Sangatte [17]. Un gradient similaire est observé au niveau de la faille de Landrethun (Fig. 1) [9]. Everaerts et Mansy [9] ont montré, par le filtrage de l'anomalie gravimétrique, que ces failles sont organisées dans un système en échelon.

3. Pointé des réflecteurs sur le profil sismique

La Fig. 2 représente la partie sud du profil sismique, qui est la plus intéressante. On distingue une différence de structuration entre le profil EC-28 et EC-28A. Sur EC-28, les réflecteurs sont plutôt plans et les formations peu fracturées. Sur EC-28A, la structuration est plus complexe ; nous allons la détailler.

Le pointé des réflecteurs montre des terrains datés du Crétacé supérieur au Silurien. Le Crétacé est présent sur la totalité du profil, avec des épaisseurs comprises entre 0,3 et 0,4 STD [3]. Notons que le Cré-

tacé inférieur s'arrête au niveau de la faille située au kilomètre 26. L'ensemble sous-jacent a été interprété comme étant jurassique. Cette hypothèse est dessinée sur les cartes géologiques du British Geological Survey (BGS) [11,12], qui montrent de manière schématique les extensions des séries mésozoïques dans le détroit. Entre les kilomètres 19 et 22, cet ensemble est tronqué par le Crétacé. En effet, des biseaux (Fig. 2a) sont apparents sur le mur de ce dernier.

L'ensemble sous-jacent correspondrait aux formations du Carbonifère, dont la présence est signalée sur les cartes géologiques du BGS [11,12]. Elles représenteraient la partie sud-est du bassin du Kent. On note, dans la partie supérieure de l'ensemble, des réflecteurs bien nets appartenant probablement au Carbonifère supérieur (houiller). Cet ensemble est aussi tronqué par les séries du Crétacé (Fig. 2a).

Selon cette hypothèse, le toit du Paléozoïque serait situé à une profondeur d'environ 0,6 à 0,7 STD au centre du détroit. Cependant, les diverses informations sur la profondeur du toit du Paléozoïque indiquent une profondeur de 300 à 400 m au centre du détroit [11, 12]. Si on considère une vitesse d'environ 2000 m s^{-1} pour les sédiments mésozoïques (données par le profil), le toit se situerait entre 0,3 et 0,4 STD. On peut alors supposer que l'unité sismique supérieure correspondrait aux ensembles Crétacé et Jurassique. Cette hypothèse n'a pas été retenue, pour plusieurs raisons. D'une part, la limite d'extension de l'ensemble ju-

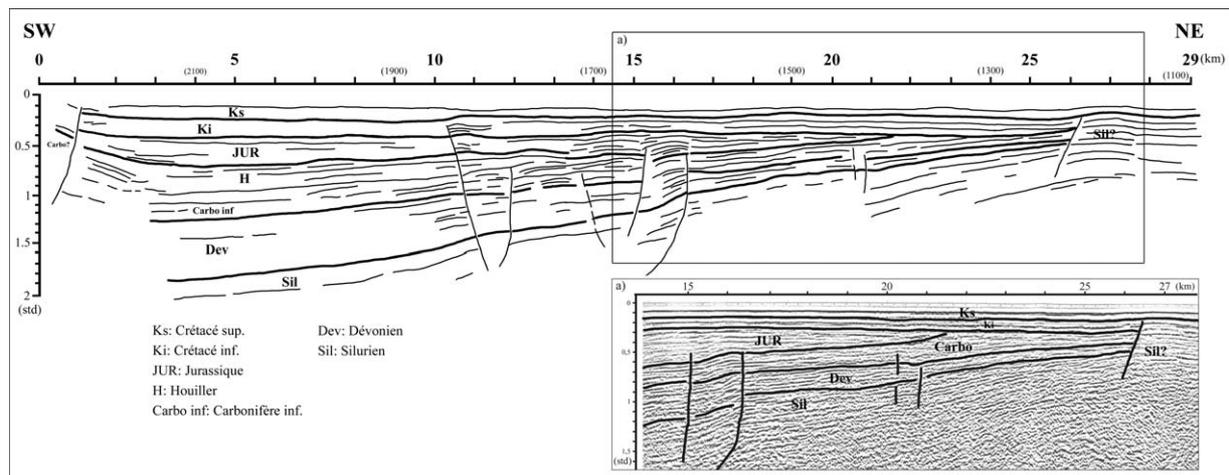


Fig. 2. Line drawing du profil sismique EC-28A.

Fig. 2. Line drawing of the seismic profile EC-28A.

rassique, proposée par les cartes du BGS, serait aux alentours du kilomètre 22 sur le profil [11,12]. Or, ceci n'est pas imagé sur le profil, contrairement aux biseaux mis en évidence plus haut (Fig. 2a). D'autre part, l'analyse des vitesses ne montre pas une augmentation des vitesses attendue à l'interface couverture/Paléozoïque. Cette augmentation significative est située plus en profondeur entre, 0,6 et 0,8 STD. C'est pour cela que le toit du Paléozoïque a été positionné aux alentours de 0,6 STD. On note donc un approfondissement de celui-ci par rapport à l'extrémité sud du profil sismique (faille de Sangatte) ou sa profondeur est d'environ 0,4 STD (Fig. 2). La remontée de sédiments paléozoïques denses au toit (sud) de cette faille permet d'expliquer le gradient gravimétrique observé (Fig. 1). La flexure, observée au niveau du Crétacé lors des études pour la construction du tunnel sous la Manche, a donc bien son origine dans une structuration au toit du Paléozoïque. Il en est de même pour la faille de Landrethun, dont l'origine du gradient observé (Fig. 1) est similaire à celui de la faille de Sangatte (remontée de matériaux denses au toit de la faille).

Les ensembles en dessous sont assez mal connus et peu représentés dans les différentes publications. Cependant, l'existence du Dévonien et du Silurien sous le Carbonifère est très probable [1,13,22,23]. Les critères visuels, c'est-à-dire les amplitudes des réflecteurs sur le profil, ont permis d'approcher le découpage de ces ensembles, proposé sur l'interprétation.

Entre les kilomètres 20 et 30, le profil sismique montre, en profondeur, une zone très fracturée, ainsi que la remontée des ensembles Dévonien et Silurien précédemment cités. On peut alors envisager que le Silurien vienne directement au contact des séries du Crétacé (kilomètre 27). Cette hypothèse est aussi proposée par Hamblin et al. [11,12].

4. Modélisation

4.1. Densités et susceptibilités magnétiques

Les densités et les susceptibilités magnétiques de ces différents ensembles dépendent de la nature des formations. Nous avons donc utilisé la bibliographie et les sondages effectués sur la terre ferme pour connaître la nature des roches présentes, afin d'at-

Tableau 1
Densités et susceptibilités magnétiques des ensembles utilisés dans le modèle

Âge	Polygones	Densité (g cm ⁻³)	Susceptibilité (SI)
Crétacé	1	1,95	0
Jurassique	2	2,5	0
Carbonifère	3	2,56	0
Dévonien	4	2,64	0
Silurien	5	2,675	0
Ordovicien	7	2,71	0
Cambrien	8	2,75	0,05
Cambrien	9	2,75	0,06
Cambrien	10	2,75	0,05
Granite	11	2,65	0

tribuer à chaque ensemble une densité [1,6,8,17,19]. Ces diverses densités sont reprises dans le tableau ci-dessous (Tableau 1).

Les différents ensembles (Crétacé au Silurien) imagés sur le profil sismique ainsi que leur géométrie ne suffisent pas pour expliquer les anomalies observées. Il est donc nécessaire d'utiliser deux autres ensembles, non imagés en sismique. Or, dans ce contexte géologique, les formations du Paléozoïque inférieur (Cambrien et Ordovicien), permettent, grâce à leur densité respective (2,71 pour l'Ordovicien et 2,75 pour le Cambrien) [6] et leur géométrie, d'expliquer l'anomalie gravimétrique. De plus, les roches cambriennes de Tubize sont les seules à être magnétiques dans la colonne stratigraphique [10], et doivent donc être, pour une large part, à l'origine de l'anomalie magnétique. D'après ces caractéristiques, longueur d'onde de 40 km pour une amplitude de 90 nT, une telle anomalie peut correspondre à un corps magnétique profond. Dans le modèle, seul l'ensemble Cambrien est magnétique. On remarque qu'en posant cette hypothèse, nous arrivons à contraindre l'anomalie magnétique constituée par des roches qui possèdent les bons caractères physiques pour le modèle et qui sont aussi les plus proches géographiquement (elles affleurent à Tubize en Belgique).

4.2. Modèle

La modélisation est réalisée par le programme GRAVMAG, développé par le British Geological Survey (1991). GRAVMAG est un logiciel permettant la

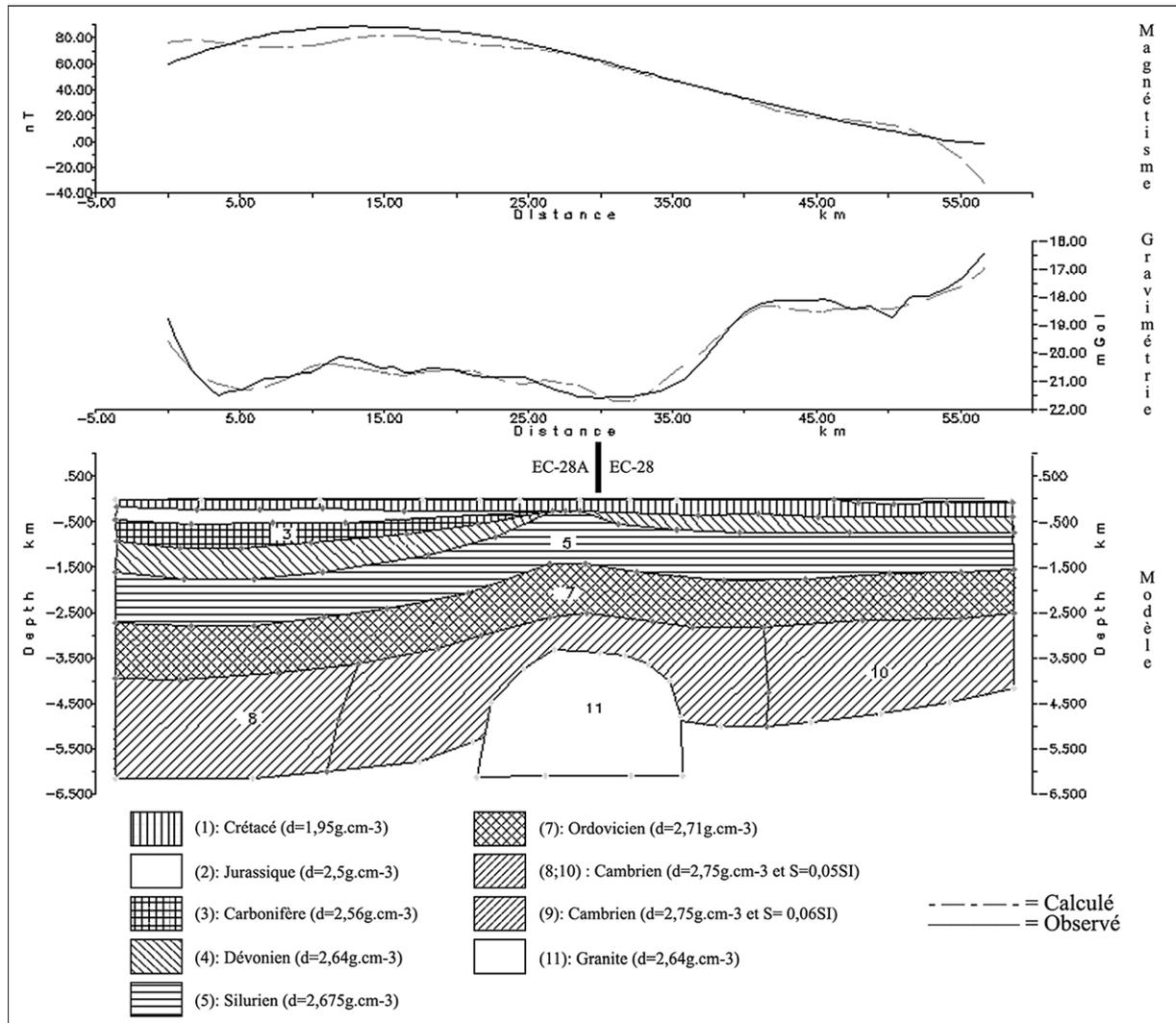


Fig. 3. Modèle gravimétrique et magnétique.

Fig. 3. Gravimetric and magnetic modelling.

modélisation simultanée en 2.5D des données gravimétriques et magnétiques. Le programme donne la possibilité à l'utilisateur de réaliser des modèles géophysiques réalistes, en construisant des polygones de lithologies différentes dans un plan vertical XZ (Fig. 3). Chaque polygone possède une densité et une susceptibilité magnétique distinctes. Le programme calcule alors l'anomalie gravimétrique et magnétique résultant de ces polygones, le but étant de contraindre et de suivre au mieux les anomalies observées (mesurées).

Si on revient à la Fig. 1, nous voyons que le profil gravimétrique traverse une grande anomalie négative, centrée sur Calais. Dans sa globalité, l'anomalie atteint -22 mGal sur le profil, ce qui correspond à un déficit d'environ 7 mGal comparé au flanc sud de la faille de Sangatte, où l'anomalie avoisine les -14 à -15 mGal. Si on considère un contraste de densité de $0,61 \text{ g cm}^{-3}$ entre le Crétacé et la Paléozoïque et une épaisseur de 250 m de Crétacé, on obtient une anomalie d'environ 6,3 mGal. Le contraste entre le Jurassique et le Paléozoïque est de $0,06 \text{ g cm}^{-3}$. Une

épaisseur de 200 m de ces formations rend compte de 0,5 mGal, l'ensemble conférant une anomalie de 6,8 mGal. Ceci correspond au déficit observé de 7 mGal. Les densités choisies pour modéliser le bassin mésozoïque semblent donc convenir.

D'après le profil sismique et selon le modèle de Everaerts et Mansy [9], nous pouvons représenter, entre les kilomètres 25 et 30, une remontée du Silurien sous le Crétacé. Cette remontée de roches denses devrait s'accompagner d'une anomalie gravimétrique positive. Tel n'est pas le cas, car on observe une large anomalie négative. Pour expliquer cette anomalie avec les densités élevées des roches du Paléozoïque inférieur (plus de 2,7), la présence d'une roche de densité plus faible est nécessaire et, en raison de la taille de l'anomalie négative, l'hypothèse d'un pluton granitique est avancée. La faible densité de ce pluton ($2,65 \text{ g cm}^{-3}$) par rapport aux roches encaissantes ($2,75 \text{ g cm}^{-3}$) permet d'expliquer l'anomalie observée et la remontée du Silurien. De tels plutons granitiques ont été proposés en Belgique au sein du Massif anglo-brabançon [10,16,21]. On en connaît aussi à l'est de l'Angleterre (Anglia Basin et Eastern England Caledonides) [21], dans le Sud de l'Angleterre et dans le Massif anglo-brabançon [7]. La présence de ces granites en Angleterre ainsi que les similitudes des ensembles Cambrien jusqu'au milieu du Dévonien, mises en évidence par Verniers et al. [21] au sein du domaine anglo-brabançon, renforce de ce fait l'hypothèse de cette intrusion. Le fait d'introduire ce granite non magnétique au sein du Cambrien magnétique entraîne un manque au niveau de l'anomalie magnétique ; pour remédier à ce manque, nous avons introduit une hétérogénéité de la susceptibilité magnétique du Cambrien. En modifiant la susceptibilité de 0,01 SI autour de l'anomalie, nous arrivons à une anomalie magnétique calculée semblable à l'anomalie observée. De telles variations des propriétés géophysiques au sein d'une même série, et notamment le Cambrien, ont déjà été observées par De Vos et al. [6].

5. Conclusion

Le détroit de Calais, situé entre la faille du Midi au sud et le massif du Brabant au nord, et par sa position particulière, joue un rôle de charnière entre ces deux fronts de déformation. Les structures que nous

avons mises en évidence suggèrent cependant une histoire comparable aux bassins mésozoïques anglais et français.

À la lecture du profil sismique, l'élément majeur qui ressort est la superposition de plusieurs bassins dont l'évolution est contrôlée par des failles profondes héritées du Paléozoïque inférieur. Ces structures sont connues en France [9], dans le Wessex [4,14] et dans le bassin du Weald [13].

La structuration de la couverture post-paléozoïque sur le profil fait apparaître deux phases de déformation prépondérantes. La première est une phase d'extension Jurassique. Elle aboutit à de légères variations d'épaisseur au sein de cet ensemble. Cependant, le basculement n'affecte pas les séries Crétacé inférieur, comme ce que l'on connaît dans le Weald et dans le Wessex [13]. En effet, cet ensemble repose en légère discordance sur les séries jurassiques (kilomètre 16 à 22) et marque donc le début des dépôts post-rift, avec l'arrêt du jeu des failles normales. La seconde phase est difficile à dater sur le profil ; il est néanmoins sûr qu'elle est postérieure au Crétacé supérieur, car elle affecte ces dépôts. Elle se matérialise par la genèse de petits anticlinaux au droit des failles majeures, caractérisant un rejeu inverse de celles-ci. Cette phase d'inversion post-Crétacé n'est pas limitée au détroit de Calais. Elle est connue dans la plupart des bassins anglais, français et dans les bassins du Sud de la mer du Nord (*Dowsing Fault Zone*), où le rejeu s'effectue de manière nettement plus marquée [4,9,15,20].

En dessous de cette couverture sédimentaire légèrement déformée, le profil sismique montre un autre bassin dévono-carbonifère, contrôlé lui aussi par des failles profondes. Il correspond à l'extension sud-est du bassin houiller du Kent en Angleterre [11,12]. C'est un bassin flexural d'avant-pays, similaire à celui du Nord de la France. Il est important de noter que le développement de ce bassin s'effectue vers le sud à partir de la remontée du Silurien (kilomètre 27) précédemment citée. Cette remontée silurienne peut correspondre au bombement caractéristique qui se développe au front des bassins d'avant-chaîne (*forebulge*), lors de la charge de la lithosphère et de l'avancée du front de déformation, ici le front varisque. De plus, la proximité, en profondeur, du massif du Brabant pourrait jouer le rôle de « butée », empêchant ainsi son développement vers le nord. Chadwick [4] a déjà suggéré ce phénomène sur ses coupes du bassin du

Wessex ; enfin, la présence du granite pourrait entraîner la remontée du Silurien observée sur le profil sismique.

Le modèle géophysique apporte de nouvelles informations sur l'existence et la géométrie des ensembles profonds Ordovicien et Cambrien, non accessibles par la sismique. Ces hypothèses modifient la limite d'extension sud du massif du Brabant. Le modèle permet aussi de contraindre la superposition des bassins et d'expliquer la remontée du Silurien. L'intrusion granitique proposée et la structuration mise en évidence permettent de replacer l'évolution du détroit de Calais au sein de l'histoire géologique plus générale de l'Europe du Nord.

Références

- [1] A. Bonte, Le Boulonnais, *Ann. Soc. Géol. Nord LXXXIX* (1969) 23–46.
- [2] CFP (M), COPESEP, RAP, SNPA, Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France, *Ann. Soc. Géol. Nord LXXXV* (1965) 273–281.
- [3] T.J. Cameron, A. Crosby, P.S. Balson, D.H. Jeffrey, G.K. Lott, J. Bulat, D.J. Harrison, United Kingdom Offshore Regional Report: The Geology of the Southern North Sea, British Geological Survey, HMSO, Londres, 1992.
- [4] R.A. Chadwick, Extension tectonics in the Wessex Basin, Southern England, *J. Geol. Soc. Lond.* 143 (1986) 465–488.
- [5] N. Debeglia, M. Didoski, Synthèse Nord–Pas-de-Calais. Interprétation gravimétrique, rapport BRGM SGN788GPH, 1981.
- [6] W. De Vos, B. Poot, J. Hus, M. El Khayati, Geophysical characterization of lithologies from the Brabant Massif as a contribution to gravimetric and magnetic modelling, *Bull. Soc. Belge Géol.* 101 (3–4) (1992) 173–180.
- [7] D. Duff, A.J. Smith, *Geology of England and Wales*, *Geol. Soc. Publ.*, 1992, 651 p.
- [8] M. Everaerts, L'interprétation structurale de la Manche au Rhin : apport du filtrage des champs de potentiel, thèse, Louvain-La Neuve, Belgique, 2000.
- [9] M. Everaerts, J.-L. Mansy, 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) (2001) 267–274.
- [10] M. Everaerts, C. Poitevin, W. De Vos, M. Sterpin, Integrated geophysical/geological modelling of the western Brabant Massif and structural implications, *Bull. Soc. Belge Géol.* 105 (1–2) (1996) 41–59.
- [11] R.J.O. Hamblin, A. Crosby, J.G.O. Smart, P. Bouysse, Carte géologique de l'English Channel : Dungeness-Boulogne au 1/250 000. Feuille 50°N–00°, British Geological Survey & BRGM, 1988.
- [12] R.J.O. Hamblin, P.S. Balson, B. D'Olier, Solid geology: Thames Estuary 1/250 000. Sheet 51°N–00°, British Geological Survey, 1989.
- [13] R.J.O. Hamblin, A. Crosby, P.S. Balson, S.M. Jones, R.A. Chadwick, I.E. Penn, M.J. Arthur, United Kingdom Offshore Regional Report: The Geology of the English Channel, British Geological Survey, HMSO, London, 1992.
- [14] P.W. Hawkes, A.J. Fraser, C.C.G. Einchcomb, The tectono-stratigraphic development and exploration history of the Weald an Wessex Basins, Southern England, UK, in: J.R. Underhill (Ed.), *Development, Evolution and Petroleum Geology of the Wessex Basin*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 133 (1998) 39–65.
- [15] S. Klemperer, R. Hobbs, The BIRPS Atlas, Deep seismic reflection profiles around the British Isles, Cambridge University Press, Cambridge, 1991.
- [16] J.-L. Mansy, M. Everaerts, W. De Vos, Structural analysis of the adjacent Acadian and Variscan fold belts in Belgium and northern France from geophysical and geological evidence, *Tectonophysics* 309 (1–4) (1999) 99–116.
- [17] J.-L. Mansy, F. Amedro, J.-P. Auffret, P. Guennoc, J. Lamarche, D. Lefèvre, F. Robaszynski, J. Sommé, J.-P. Vidier, Carte géologique détaillée de la France : Marquise au 1/500 000, 2^e édition, feuille XXI-3, Éditions du BRGM, 2002.
- [18] R. Rijkers, E. Duin, M. Duser, V. Langenaeker, Crustal structure of the London–Brabant Massif, southern North Sea, *Geol. Mag.* 130 (5) (1993) 569–574.
- [19] E.R. Shephard, R.D. Lake, E.A. Atitullah, Basement control of structures in the Mesozoic rocks in the Strait of Dover region, and its reflection in certain features of the present land and submarine topography, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 272 (1972) 99–113.
- [20] J.R. Underhill, S. Paterson, Genesis of tectonic inversion structures: seismic evidence for the development of key structures along the Purbeck-Isle of Wight Disturbance, *J. Geol. Soc. Lond.* 155 (1998) 975–992.
- [21] J. Verniers, T. Pharaoh, L. André, T.N. Debacker, W. De Vos, M. Everaerts, A. Herbosch, J. Samuelson, M. Sintubin, M. Vecoli, The Cambrian to mid-Devonian basin development and deformation history of Eastern Avalonia, east of the Midlands Microcraton: new data and a review, Paleozoic Amalgamation of Central Europe, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 201 (2002) 47–93.
- [22] P.A. Ziegler, *Géological Atlas of Western and Central Europe*, Shell International Petroleum, Maatschappij, 1980, 238 p.
- [23] P.A. Ziegler, B. Van Hoorn, Evolution of the North Sea Rift System, in: A.J. Tankard, H.R. Balkwill (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins*, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 46 (1989) 471–500.