

INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES DE LA ZONE FRONTALIÈRE FRANCO-BELGE, ENTRE BAILLEUL ET BEAUMONT.

Geological interpretation of gravimetric data around the franco-belgian boundary, between Bailleul and Beaumont.

par Michel EVERAERTS (*) et Michel HENNEBERT (**)

Résumé. — Une analyse des données gravimétriques a été menée sur la zone frontalière franco-belge du Front Varisque, entre Bailleul et Beaumont. Malgré l'abondance des données gravimétriques disponibles des deux côtés de la frontière, aucune étude d'ensemble n'avait encore été réalisée, en se référant à un datum gravimétrique commun. Divers traitements mathématiques appliqués à ces données permettent de mieux comprendre la géologie de cette région. Par exemple, les failles de l'Anticinal faillé du Mélantois-Tournaïs et celles de l'Anticinal paléozoïque d'Orchies semblent appartenir à une même structure influençant, au Sud, le tracé de la Faille du Midi. Cette structure pourrait faire le relais entre la Zone de Cisaillement Nord-Artois et la Faille bordière. D'autre part, l'important gradient gravimétrique qui se superpose à la Faille bordière, au Nord du Bassin de Mons, ne correspond pas nécessairement à un contraste lithologique majeur à grande profondeur.

Abstract. — A gravimetric survey has been undertaken on the franco-belgian part of the Variscan Front, between Bailleul and Beaumont. Despite numerous gravity data, on both sides of the border, those data never have been put together using one gravimetric reference datum. Various filters have been applied to the data to allow a better understanding of the geology of the area. The faults of the Mélantois-Tournaïs Faulted Anticline and those of the Palaeozoic Anticline of Orchies seem to belong to the same structure. This structure could influence the Midi Fault pattern. It could constitute the link between the Boundary Fault and the Nord-Artois Shear Zone. Finally, the important gravimetric gradient superimposed on the Boundary Fault does not necessarily correspond to a major deep lithological contrast.

I. — INTRODUCTION

L'Observatoire Royal de Belgique, possède une banque de données gravimétriques comprenant plus de 150 000 données. Ces données gravimétriques doivent être confrontées à la géologie régionale, dans le but :

- de voir comment différents phénomènes géologiques déjà connus se traduisent dans les données gravimétriques;
- de rechercher, à partir des données gravimétriques, des faits non encore connus des géologues et d'aider à dégager des interprétations nouvelles concernant la structure du sous-sol.

La région frontalière franco-belge, comprise entre Bailleul et Beaumont, a été choisie pour diverses raisons :

- les données géologiques abondent dans la littérature, mais les raccords entre les deux pays ne sont pas toujours clairs;
- l'un d'entre nous (M.H.) est impliqué dans les levés des feuilles, de la nouvelle Carte géologique de Wallonie, situées à cheval sur la frontière;
- les données gravimétriques françaises et belges n'ont jamais été étudiées conjointement, malgré la densité élevée de mesures dans la région concernée.

Cette région constitue donc un terrain idéal pour montrer de quelle manière des levés gravimétriques denses peuvent représenter un apport substantiel en cartographie géologique.

La région étudiée (A, fig. 1) s'étend, d'Ouest en Est, de Bailleul à Nivelles, soit sur 112 kilomètres, et, du Nord au Sud, de Kortrijk à Cambrai, soit sur 70 kilomètres. Elle couvre donc une superficie de 7840 kilomètres carrés. La zone d'étude se situe pour environ 50 % en territoire français et 50 % en territoire belge. Tous les documents utilisés dans ce travail ont été réalisés à l'échelle du 1:200 000^{ème}, dans le but de permettre l'étude d'objets géologiques de taille assez réduite et servir ainsi d'aide à la cartographie. Des cartes géologiques et des coupes synthétiques ont été établies, en reportant, à la même échelle, le plus grand nombre de documents disponibles dans la littérature (par exemple : Bouroz *et al.*, 1962; Cazes *et al.*, 1985; C.F.P. *et al.*, 1965; Legrand ,1968; De Vos *et al.*, 1993a). Seules les grandes lignes de ce travail pourront être présentées ci-dessous.

II. — LES GRANDES LIGNES DE LA GEOLOGIE REGIONALE

La zone étudiée (B, fig. 1; fig. 2, 3 et 4) se situe sur le front de l'Orogène Varisque, elle correspond à une partie de la zone de contact entre le Parautochtone Brabançon, au Nord, et l'Allochtone Ardennais, au Sud (Meilliez et Mansy, 1990; Mansy et Meilliez, 1993). Elle comprend essentiellement, du Nord au Sud, le Massif du Brabant (avec ses roches

(*) Observatoire royal de Belgique, Avenue circulaire, 3, B-1180 Bruxelles, Belgique.

(**) Service de Géologie, Faculté Polytechnique de Mons, Rue de Houdain, 9, B-7000 Mons, Belgique.

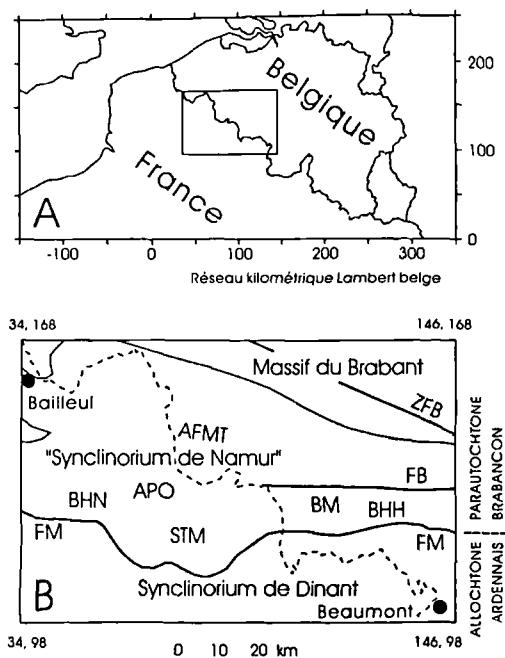


Fig. 1. — A. Localisation de la zone d'étude; B. Localisation des grandes entités géologiques :
AFMT : Anticinal faille du Mélantois-Tournaisis; APO : Anticinal paléozoïque d'Orchies; BHH : Bassin houiller du Hainaut;
BHN : Bassin houiller du Nord; BM : Bassin de Mons; FB : Faille bordière; FM : Faille du Midi; STM : structure transverse de Marchiennes; ZFB : Zone faillée du Brabant.

Fig. 1. — A. Location of the studied area; B. Location of the main geological units.

du Paléozoïque inférieur, plissées au Calédonien), le "Synclinorium" de Namur (avec des roches du Dévono-Carbonifère), et, enfin, le Synclinorium de Dinant (ou Nappe de Dinant; Dévono-Carbonifère). Cette dernière entité est charriée sur le "Synclinorium" de Namur par l'intermédiaire de la Faille du Midi (ou Grande Faille du Midi). Les appellations "Synclinorium de Namur" ou "Synclinal de Namur" seraient en fait erronées, les deux flancs n'appartenant pas à la même unité structurale (Mansy *et al.*, 1997).

La partie médiane du "Synclinorium de Namur" comporte (dans la zone étudiée) une série de failles longitudinales décrochantes, appartenant à l'Anticinal faille du Mélantois-Tournaisis (Hennebert et Doremus, 1997a et b) et à l'Anticinal paléozoïque d'Orchies (C.F.P. *et al.*, 1965).

III. — LES DONNEES GRAVIMETRIQUES

1) Introduction

Les données utilisées ont deux origines distinctes : les données du territoire français ont été fournies par le BRGM, les données belges sont le résultat du travail de compilation mené par l'Observatoire Royal de Belgique. Cela nous a permis de réunir 14248 points pour la zone étudiée.

Nous avons utilisé la technique du krigage, pour obtenir une grille régulière, à partir des valeurs de Bouguer calculées en chaque point de mesure. La densité de station (entre $1 / \text{km}^2$ et $0,4 / \text{km}^2$) nous a permis de calculer une grille avec

un point par km^2 et un rayon de recherche de 30 km. Le système de projection utilisé est le Lambert belge. La carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 5) a été calculée avec une densité de réduction de 2,67.

2) L'anomalie de Bouguer

La carte d'anomalie de Bouguer (fig. 5) montre tout d'abord une large zone d'anomalie positive, s'étendant d'Ouest en Est, qui sépare des zones d'anomalie négative situées respectivement au Nord-Est et au Sud. D'après la carte géologique schématique (fig. 2), cette zone positive correspond au bord sud du Massif du Brabant et aux calcaires et dolomies du Carbonifère inférieur (Tournaisien et Viséen) du bord nord du "Synclinorium de Namur". Le gradient important qui borde cette zone, au Sud, se superpose à l'affleurement (à la surface du socle paléozoïque) des roches essentiellement schisteuses du Namurien. Ce gradient correspond donc à la limite séparant les calcaires du Carbonifère inférieur des schistes namuro-westphaliens des Bassins houillers du Nord - Pas-de-Calais et du Hainaut. Des détails dans le tracé des isovaleurs de Bouguer correspondent bien à des structures assez fines de cet important contact stratigraphique, (notamment à l'Ouest, dans la région de Lens-Carvin), ce qui confirme l'interprétation donnée ci-dessus.

La Faille du Midi, c'est-à-dire, le contraste entre les roches du Dévonien inférieur, au Sud, et le houiller, au Nord, se marque assez peu à l'Ouest de Valenciennes. Cela est probablement du à la couverture méso-cénozoïque, qui est relativement épaisse (100 à 150 m) dans cette zone (coupe A, fig. 3). A l'Est de Valenciennes, le tracé de la Faille du Midi peut être reconnu grâce à une anomalie positive, assez faible toutefois, marquant le bord nord, à la surface du socle, des roches du Dévonien inférieur. Cela est vrai entre Denain et Quiévrain, et de Blaugies à la limite est de la zone étudiée.

Le Bassin de Mons est bien marqué par une anomalie négative. Cette anomalie correspond clairement aux dépôts méso-cénozoïques qui remplissent cette entité structurale, car les isovaleurs de Bouguer correspondent aux isohypsides du sommet du socle, bien plus qu'à la structure du socle lui-même. On retrouve même, bien marqués dans la partie occidentale du Bassin de Mons (fig. 4), des détails de la surface du socle : sous la forme d'*anomalies positives*, le Dôme d'Hensies, le surélevement de Montroeul-sur-Haine - Thulin - Boussu-Bois, les Dômes d'Hornu et des Produits, et, sous la forme d'*anomalies négatives*, le Sillon d'Elouges, les Cuves de Douvraign, des Herbières et de Boussu, les Cuves de Cuesmes, de Mons et de Saint-Symphorien (Delmer et Van Wichelen, 1980).

Il est très instructif de constater que l'important gradient, que l'on a interprété plus haut comme correspondant au bord nord des bassins houillers, est beaucoup plus raide sur la bordure nord du Bassin de Mons qu'à l'Ouest ou à l'Est de cette même structure. Ici, se superpose l'effet du remplissage méso-cénozoïque important du Bassin de Mons (craies, argiles et sables). Cela est particulièrement bien visible sur la coupe B, passant par le Bassin de Mons (fig. 4).

Il faut ajouter à ce qui précède, que le bord nord, à la fois du bassin houiller du Hainaut et du Bassin de Mons, est peut-être parcouru par une faille, décrochante dextre, dont le rejet vertical accentuerait l'enfoncement du Bassin de Mons : la Faille bordière (Legrand, 1968). Cette faille pourrait aussi jouer un rôle dans l'épaisseissement, vers le Sud, des formations dévono-carbonifère (fig. 3).

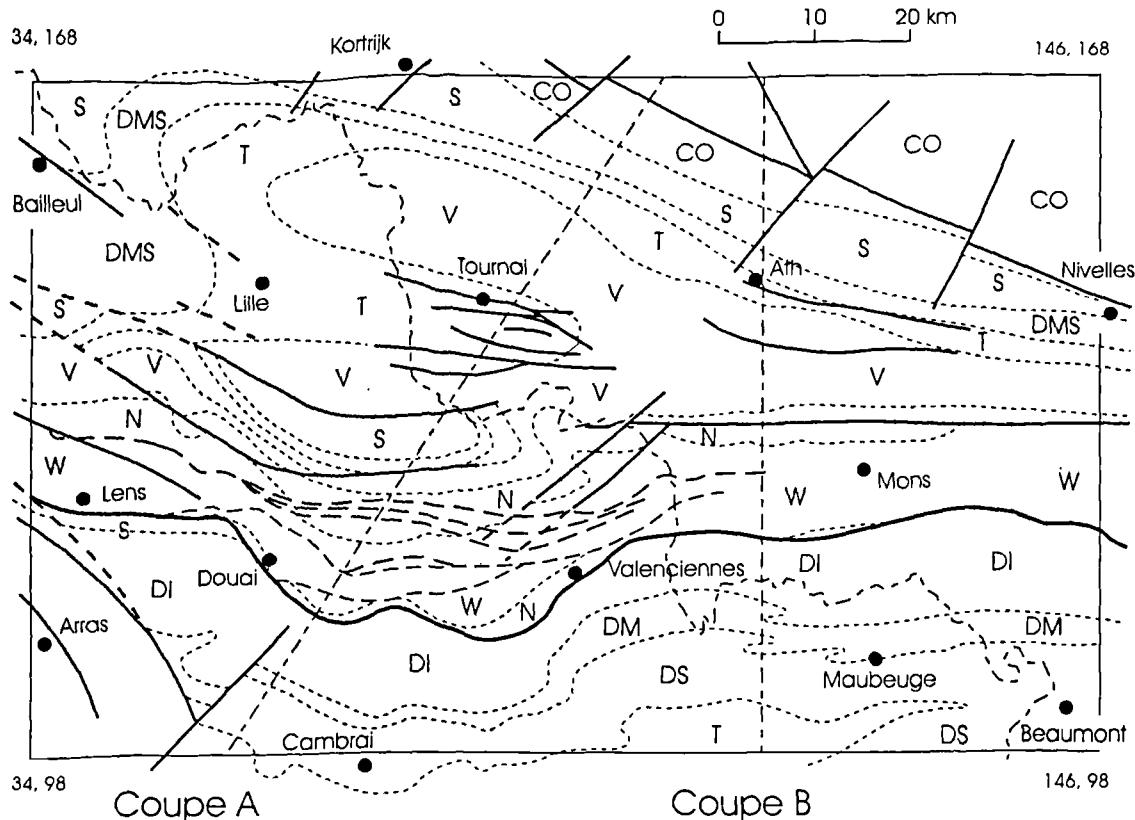


Fig. 2. — Carte géologique schématique du socle paléozoïque.

Le contour rectangulaire correspond au même découpage que pour les autres figures.

CO : Cambrien-Ordovicien moyen et supérieur; S : Silurien; DI : Dévonien inférieur; DM : Dévonien moyen; DS : Dévonien supérieur;
DMS : Dévonien moyen et supérieur; T : Tournaisien; V : Viséen; N : Namurien; W : Westphalien.

Fig. 2. — Schematic geological map of the palaeozoic basement.

L'Anticlinal faille du Mélantois-Tournaisis se marque par une faible anomalie positive. Un faible gradient vers une anomalie négative borde cette structure au Nord. Ce gradient souligne la partie ouest de la faille de Gaurain-Ramecroix et semble suggérer un raccord avec la faille de Bailleul, telle qu'elle a été cartographiée par G. Waterlot (1957).

Au Nord-Est de la zone étudiée on distingue une très importante anomalie négative : "l'anomalie de Bouguer négative des Flandres" (Jones, 1948; de Magnée, 1949; De Meyer, 1983, 1984; André, 1991; Chacksfield *et al.*, 1993; De Vos *et al.*, 1993b; Hennebert, 1994; Everaerts *et al.*, 1997; De Vos, 1997). Cette anomalie de Bouguer, a été interprétée comme étant liée à la présence d'un massif granitique en profondeur. Ce dernier a été modélisé, à partir des données gravimétriques, par De Meyer (1983, 1984) et Everaerts *et al.* (1997).

Dans la zone étudiée, l'anomalie négative des Flandres se divise en deux zones séparées par une zone de maxima orientée NW-SE, qui correspond bien aux failles de même orientation renseignées sur la carte du Massif du Brabant de De Vos *et al.* (1993a).

Une autre zone de maxima se situe dans la même région. Sa direction NNE-SSW et sa localisation, entre Hennuyères et Sint-Pieters-Leuw, la font correspondre au linéament de la

Senne, qui, plus au Sud, s'aligne parallèlement à la ligne de crête du Bois de la Houssière. Cela semble confirmer l'existence d'un accident en profondeur (question débattue de longue date dans la littérature belge (Houthuys et Gullentops, 1985).

L'anomalie négative des Flandres oblitère le signal qui pourrait correspondre à des structures peu profondes (celles que l'on peut observer à la surface du socle). Il est clair, par exemple, que l'étranglement de la zone d'anomalie positive, qui correspond aux roches dévono-dinantienne du bord nord du "Synclinorium de Namur", entre Chièvres et Soignies, correspond davantage à la structure du massif granitique profond qu'à la géologie de surface. Il faut remarquer, toutefois, que les failles de cette "zone d'étranglement" (planchettes géologiques Blicquy-Ath et Lens-Soignies; Doremus et Hennebert, 1995a et b) semblent contourner l'extrémité sud de l'anomalie négative comme si elles adaptaient leur tracé au contour du granite situé en profondeur (Hennebert, 1994).

3) Filtrage de l'anomalie de Bouguer

La composante régionale présente sur les cartes d'anomalie de Bouguer déformé et masque les relations existant entre les structures peu profondes et la forme des

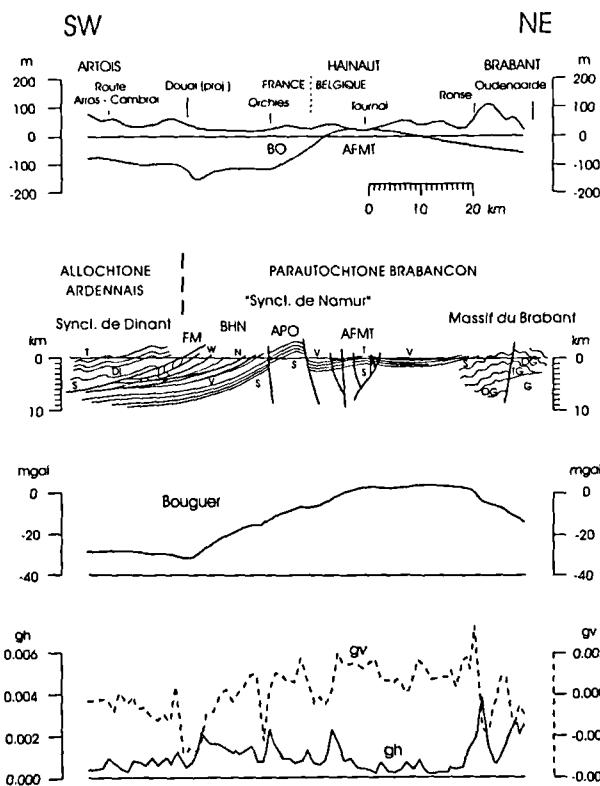


Fig. 3. — Coupe A.
AFMT : Anticlinal faille du Mélantois-Tournaisis; APO : Anticlinal paléozoïque d'Orchies; BO : Bassin d'Orchies; FM : Faille du Midi; G : Granite du Massif du Brabant; GT : Groupe de Tubize; GO : Groupe de Oisquercq; S : Silurien; DI : Dévonien inférieur; T : Tournaisien; V : Viséen; N : Namuriens; W : Westphalien; gv : gradient vertical; gh : gradient horizontal.

Fig. 3. — Cross-section A.

anomalies. De nouvelles informations interprétatives peuvent être obtenues, par la mise en évidence de tendances particulières ou de certaines longueurs d'ondes. Isoler ces informations sera possible par filtrage. Le but général du filtrage d'une carte étant d'ôter certaines caractéristiques non voulues et de mettre en évidence certaines autres caractéristiques qui peuvent être utiles pour l'interprétation. Nous calculons, à partir d'une carte d'anomalie gravimétrique, des cartes de dérivées horizontales et de dérivées verticales premières ou multiples.

4) Le gradient gravimétrique vertical

En gravimétrie et en magnétisme, l'intérêt tout particulier des conversions de cartes du champ en cartes de son gradient vertical (ou dérivée première) a été signalé depuis fort longtemps (Evjen 1936). Des méthodes de calcul ont été proposées et illustrées (Baranov, 1953; Aynard, 1953; Gérard et Griveau, 1972).

La dérivée première verticale agit comme un filtre passe haut, les hautes fréquences sont mises en exergue. Le signal haute fréquence correspond aux variations de densité des roches qui se trouvent près de la surface. La carte du gradient vertical est donc un reflet des frontières lithologiques peu profondes. La carte présentée ici (fig. 6), doit être regardée comme une carte de Bouguer classique, c'est-à-dire une image

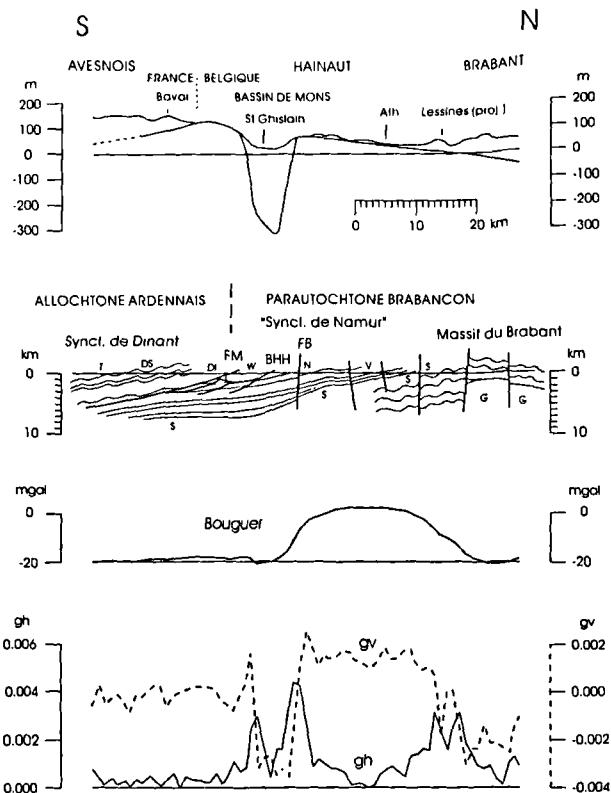


Fig. 4. — Coupe B.
BHH : Bassin houiller du Hainaut; FB : Faille Bordière; FM : Faille du Midi; G : Granite du Massif du Brabant; GT : Groupe de Tubize; S : Silurien; DI : Dévonien inférieur; DS : Dévonien supérieur; T : Tournaisien; V : Viséen; N : Namuriens; W : Westphalien; gv : gradient vertical; gh : gradient horizontal.

Fig. 4. — Cross-section B.

de la variation de la densité des roches sous-jacentes. Mais les lithologies "subaffleurantes" y seront définies avec plus de précision que dans la carte d'anomalie de Bouguer classique. Cela permet de mettre bien en évidence les grandes entités lithostratigraphiques.

On distingue tout d'abord une grande zone à très faible gradient (bleu), qui correspond très bien aux "bassins" houillers du Nord et du Hainaut. Sa limite sud est marquée par le très fort contraste de densité lié à la Faille du Midi, qui met en contact le Dévonien inférieur du bord nord du Synclinorium de Dinant avec les dépôts gréso-schisto-charbonneux du Houiller du "Synclinorium de Namur".

La limite nord de la zone déprimée correspond clairement au passage des calcaires viséens aux schistes namuriens. Dans la partie ouest de cette limite, on peut observer que le maximum du gradient correspond bien à la limite calcaire-schiste et non à la Faille bordière, qui est supposée passer un peu plus au Sud.

L'Anticlinal paléozoïque d'Orchies (C.F.P. *et al.*, 1965) sort bien lui aussi. Le flanc sud de cette structure est très bien exprimé par une ligne de gradient plus élevé correspondant à la faille Carvin. La faille de Seclin, qui limite la structure au Nord, en mettant en contact le Silurien avec les calcaires viséens, est repérable dans sa partie est.

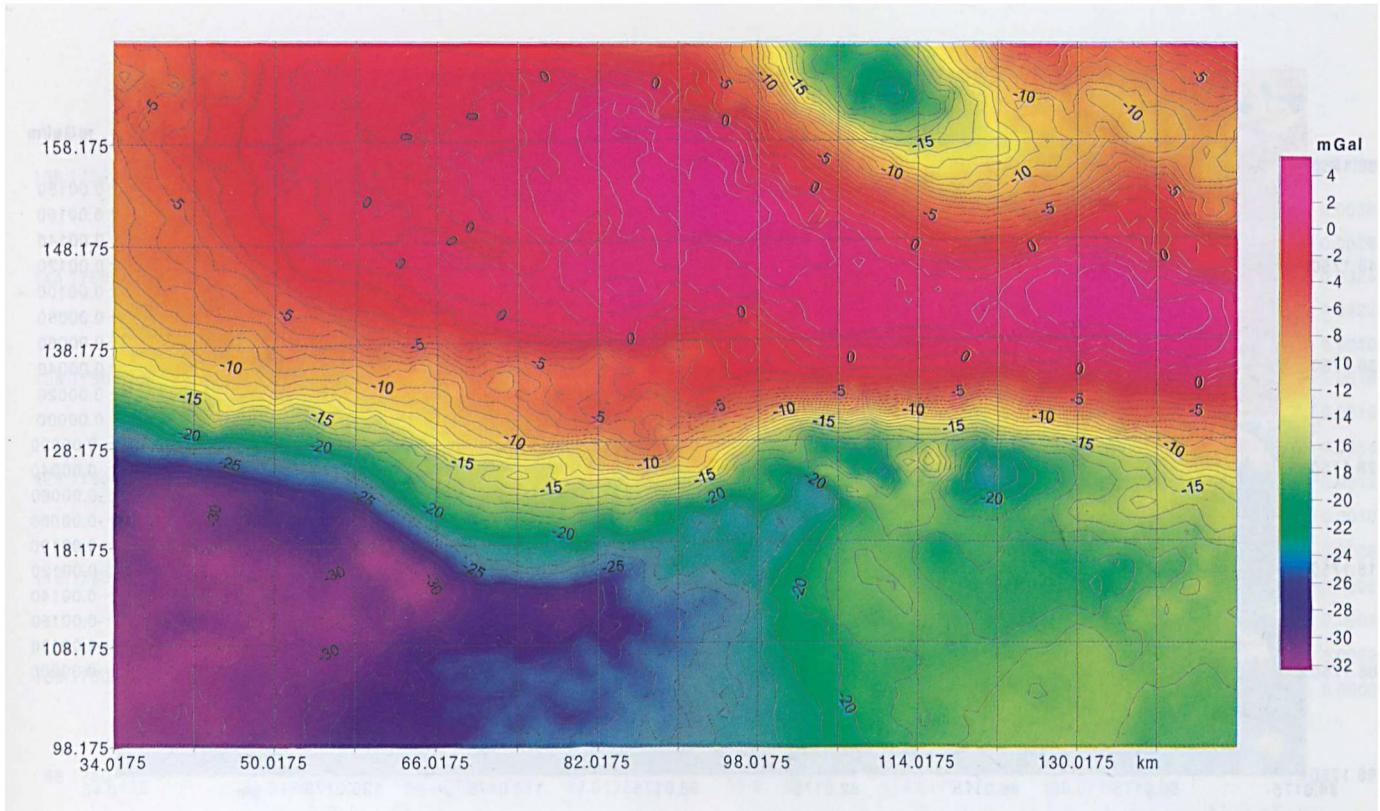


Fig. 5. — Anomalie de Bouguer. Les coordonnées correspondent au réseau kilométrique de la projection Lambert belge.
La grille donne le découpage de la carte topographique belge (IGN).

Fig. 5. — Bouguer anomaly map.

Le contact Siluro-Dévonien du bord nord du "Synclinorium de Namur" est discernable entre Mouscron et Nivelles. La ligne de maxima est toutefois assez diffuse, ce qui semble s'expliquer par la pente assez faible du contact en bordure du Massif du Brabant.

Dans le Nord-Est de la région étudiée, on observe deux zones déprimées importantes. Celles-ci ne semblent pas correspondre à des structures présentes à la surface du socle, par contre elles doivent s'aligner sur le contour du granite situé en profondeur. En effet, ces zones se superposent parfaitement aux minima de l'anomalie de Bouguer, interprétée comme étant induite par le granite du Massif du Brabant.

La dépression qui se situe au Nord-Est correspond aussi à la présence à la surface du socle du Groupe de Tubize. La zone de maxima orientée NW-SE, qui sépare ces deux dépressions s'aligne bien sur une faille de même orientation renseignée sur la carte du Massif du Brabant de De Vos *et al.* (1993a).

5) Le gradient gravimétrique horizontal

Le champ gravimétrique au-dessus d'une surface de contact verticale, mettant en présence des roches de densité différentes, présente typiquement : un bas, du côté des roches de faible densité, et un haut, du côté des roches de haute

densité. Le point d'inflexion se trouvera à l'aplomb de ce contact vertical. On peut se servir de cette caractéristique des anomalies gravimétriques afin de localiser les changements abrupts de densité (Cordel, 1982). Pour cela on calcule le gradient horizontal, celui-ci correspondant à la racine carrée de la somme des carrés des dérivées en x et y.

Lorsque l'on applique cela à un levé bidirectionnel, les maxima locaux des gradients horizontaux ont tendance à s'aligner au-dessus des changements abrupts de densité. Si la surface de contact a un pendage, les maxima de gradient horizontaux se déplaceront du côté du pendage, mais ceux-ci resteront cependant dans le voisinage de ce contact, pour autant que les valeurs du pendage restent élevées.

Les anomalies positives représentent les maxima locaux des gradients horizontaux. La carte du gradient gravimétrique horizontal (fig. 7) doit être regardée comme une carte structurale, où les anomalies positives représentent des contacts verticaux ou subverticaux entre des roches de densités différentes.

Cette carte montre, du Sud au Nord, des zones alternativement pauvres et riches en anomalies. Au Sud, tout d'abord, une vaste zone, pratiquement dépourvue d'anomalie, correspond au Synclinorium de Dinant (Allocarbonate Ardennais). Il s'agit essentiellement de roches du Dévonien, limitées au Nord par le tracé de la Faille du Midi. Au Nord de

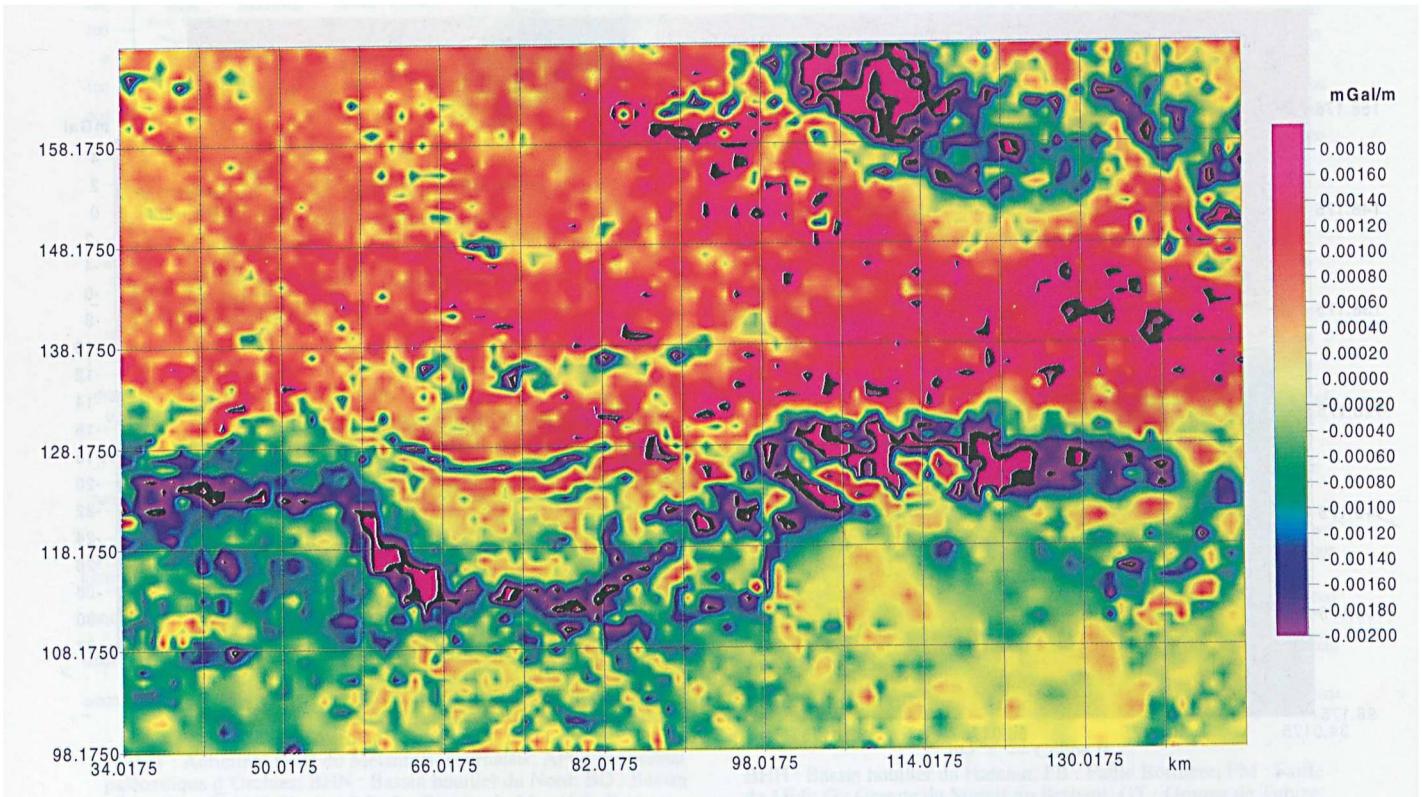


Fig. 6. — Gradient gravimétrique vertical.

Fig. 6. — Vertical gravimetric gradient.

cette zone, la bande namuro-westphaliennes et l'Anticlinal faillé du Mélantois-Tournaisis présentent de nombreuses anomalies intéressantes. Ensuite, la large zone occupée par le Dévonien moyen et supérieur et le Carbonifère inférieur du bord nord du "Synclinorium de Namur" ne présente pratiquement pas d'anomalie. La zone suivante, située au NE des cartes présentées, correspond au Massif du Brabant, et plus particulièrement au flanc sud du massif granitique situé en profondeur.

Le bord nord du Bassin de Mons est marqué par une très forte anomalie positive du gradient gravimétrique horizontal. Cette anomalie est orientée E-W et se superpose à la Faille bordière. Dans la région d'Hautrage, cette anomalie se divise en deux alignements de maxima, ce qui montre (comme le suggèrent des observations géomorphologiques, par exemple sur les cartes oro-hydrographiques à 1:25 000ème de l'I.G.N.) qu'il pourrait exister plusieurs failles, de direction E-W, parallèles.

L'anomalie correspondant à la Faille bordière disparaît assez brusquement, vers l'Ouest, à Blaton (entre le Mont des Groseillers et le Bois de Bon-Secours). La Faille bordière doit, à cet endroit, s'arrêter sur une autre faille de direction NE-SW, déjà cartographiée (Doremus et Hennebert, 1995b, Blicquy-Ath; ainsi que sur la planchette Laplaigne-Péruwelz en cours de publication). La Faille bordière se poursuit probablement au-delà de cette faille, mais d'une manière moins nette, elle semble décalée vers le Sud, entre Bon-Secours et le Château de l'Hermitage.

Vers l'Est, aux environs de Le Roeulx - Houdeng-Aimeries, l'anomalie correspondant à la Faille bordière bifurque vers le SE. Plus à l'Est, il subsiste une faible anomalie qui pourrait correspondre à la Faille bordière, mais nettement atténuee (Manage-Godarville).

Un phénomène très curieux peut être distingué sur la carte du gradient gravimétrique horizontal. La Faille bordière est très nette (et correspond au tracé déjà cartographié; Legrand, 1968) de Blaton au Bois de Ghlin (au Nord de Mons), à cet endroit, elle semble se diviser en deux tronçons, l'un partant vers le NE (vers Le Bissori, puis Casteau), l'autre vers le SE (Nimy). Ces deux tronçons s'incurvent ensuite pour se rejoindre au niveau de Houdeng, isolant ainsi un bloc centré sur Saint-Denis.

La Faille du Midi n'apparaît pratiquement pas par ce traitement. Seules quelques anomalies positives faibles se superposent à son tracé sur la surface du socle : de Douai à Aubercourt, au Sud de Denain, juste au SW de Valenciennes et de Harmignies à Binche. C'est sans doute parce que sa surface présente une pente faible que ce charriage, à grand contraste lithologique, se marque aussi peu dans le gradient gravimétrique horizontal.

Le tracé de la Faille du Midi est bien connu grâce aux travaux des charbonnages (Bouroz *et al.*, 1962; Bouroz, 1963; Delmer, 1977, 1986). Son tracé présente, entre Auby (au Nord de Douai) et Onnaing (au NE de Valenciennes) une vaste concavité ouverte vers le Nord, qui contraste avec la direction

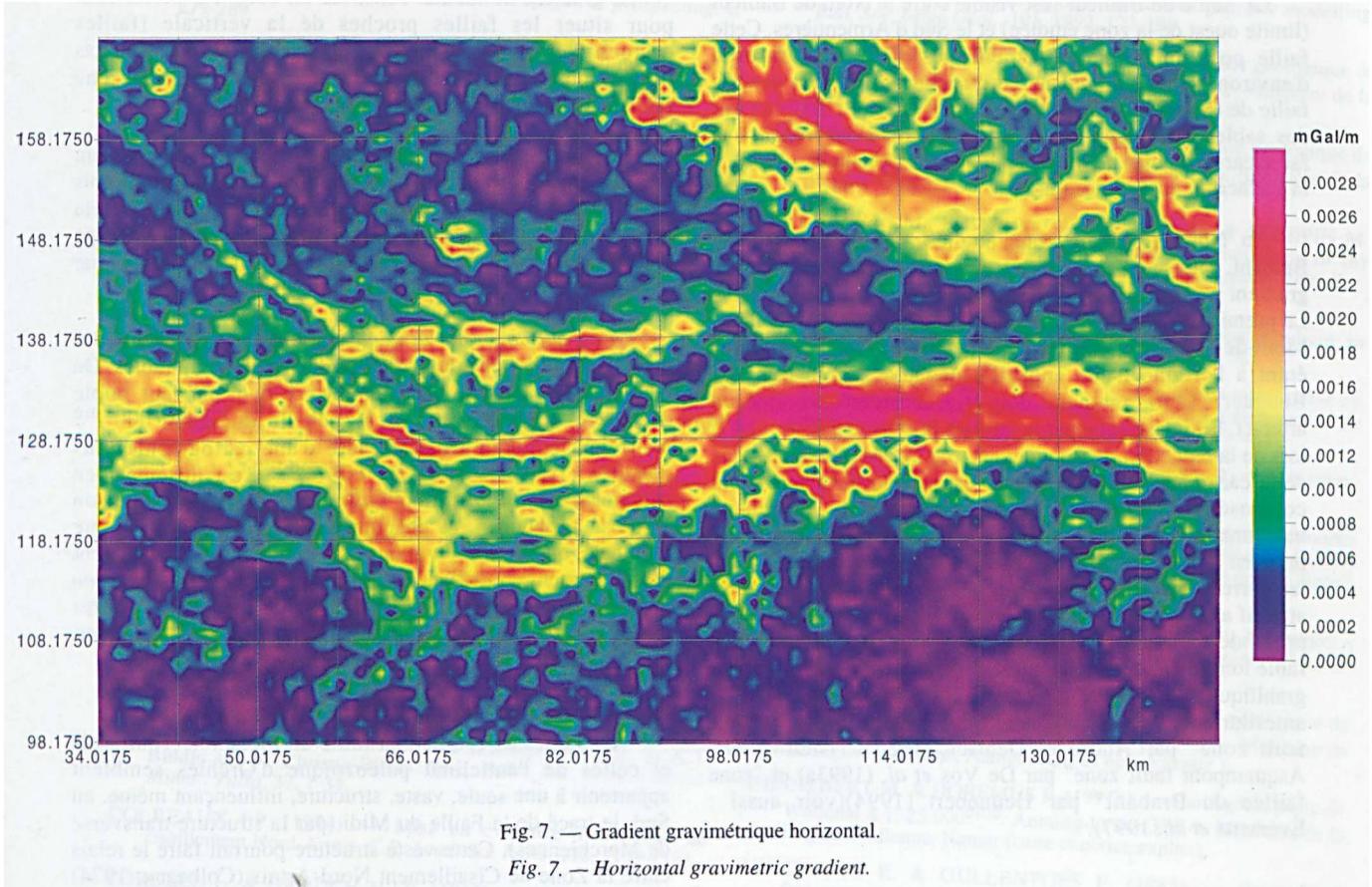


Fig. 7. — Gradient gravimétrique horizontal.

Fig. 7. — Horizontal gravimetric gradient.

est-ouest régionale. Cette zone est connue depuis longtemps sous le nom "d'anticlinal de Marchiennes" (Pruvost et Bertrand, 1932). Le terme "d'anticlinal" étant mal adapté, nous préférions parler de *structure transverse de Marchiennes* (STM sur la figure 1B).

Comme on l'a vu ci-dessus, la Faille du Midi n'apparaît pratiquement pas sur la carte du gradient gravimétrique horizontal. Par contre, d'autres structures concentriques apparaissent bien à l'intérieur de la structure transverse de Marchiennes. Comme ces structures sont beaucoup plus nettes que la Faille du Midi elle-même (qui est inclinée) et que certaines d'entre elles se situent en plein dans le houiller (elles ne correspondent pas à un contraste lithologique important), nous pouvons, grâce à la méthode des gradients horizontaux, affirmer qu'elles sont dues à des failles presque verticales. Les centres de courbure de ces anomalies (ainsi que celui du tracé de la Faille du Midi) se situent sur une ligne allant de Mouchin (au NE d'Orchies) à Pecq. La zone centrale se superpose à l'Anticlinal faillé du Mélantois-Tournaisis, ce qui suggère une origine commune à ces structures (Hennebert, 1998).

L'anticlinal paléozoïque d'Orchies est délimité au Nord par la faille de Seclin, qui met en contact le Silurien et le Viséen. Cette faille à rejet important, et contraste lithologique très important lui aussi, se marque peu sur la carte du gradient gravimétrique horizontal (fig. 7), seule une faible anomalie orientée E-W pourrait lui correspondre juste au Nord de Aix (NE d'Orchies) (voir aussi coupe A, fig. 3). La carte de

l'anomalie de Bouguer (fig. 5) montre une faible anomalie (valeurs un peu moins négatives) superposée au tracé connu de cette faille, de La Coquerie (NW d'Orchies) à Rongy. La carte du gradient gravimétrique vertical (fig. 6) montre une zone de maxima correspondant au Silurien et une zone de minima correspondant au Viséen. La limite entre ces deux zones se superpose assez bien à la faille (coupe A, fig. 3). Cette importante faille est donc mieux visible sur la carte du gradient gravimétrique vertical, par le contraste entre deux grands ensembles lithologiques différents.

La bordure sud de l'Anticlinal faillé du Mélantois-Tournaisis est marquée par de fortes anomalies (coupe A, fig. 3) qui doivent correspondre à la faille de Rumes et à la faille de Jollain-Merlin (Hennebert et Doremus, 1997a et b). La faille de Rumes se voit bien entre Wez-Velvain et Maubray, et vers l'Ouest dans le voisinage de Bourghelles. La faille de Jollain-Merlin apparaît bien entre Hollain et la frontière française. D'après l'anomalie du gradient horizontal, cette faille semble avoir un prolongement en France, entre Cobrieux et Ennevelin.

Une autre anomalie correspond à une faille déjà cartographiée, entre Wattignies (au Sud de Lille) et Bois Grenier (au Sud d'Armentières), en passant par Haubourdin.

La faille de Gaurain-Ramecroix est peu visible (coupe A, fig. 3), si ce n'est par deux anomalies assez fortes situées à ses extrémités connues. L'une, à l'Ouest, entre Forêt-sur-Marque -

Sailly et Cornet (à l'Ouest de Blandain), l'autre, à l'Est, centrée sur Baugnies.

La "faille de Bailleul" est visible entre le Nord de Bailleul (limite ouest de la zone étudiée) et le Sud d'Armentières. Cette faille pose un problème car elle possède une orientation d'environ N132°E, ce qui ne correspond pas du tout avec la faille de Bailleul cartographiée par G. Waterlot (1957) au toit des sables thanétiens. Elle correspond bien davantage à la faille cartographiée au même endroit par C.F.P. *et al.* (1965), à la surface du socle paléozoïque.

Au Nord-Est de la zone étudiée, dans le Massif du Brabant, deux anomalies importantes sont bien visibles dans le gradient horizontal (extrémité nord-est de la coupe A, fig. 3). La première anomalie correspond aux versants sud des collines Mont-de-l'Enclus - Ronse - La Houppé (ces mêmes collines étant à l'origine d'une anomalie négative sur la carte de Bouguer). Cette anomalie doit être considérée comme un artefact. Elle s'explique par le fait que la densité utilisée (2,67) lors de la réduction de Bouguer est trop élevée pour cette zone de la carte. Le Mont de l'Enclus est en effet principalement composé d'un complexe argilo-sableux dont la densité moyenne est de 2,1. Pour cette zone nous avons une mauvaise prise en compte de l'effet des sédiments de ces collines dans les corrections. Cela nous rappelle qu'il faut toujours rester attentif aux artefacts possibles avant de rechercher des causes profondes nouvelles. La seconde anomalie correspond à une faille longitudinale majeure, qui cisaille le bord sud du massif granitique caché. Cette faille a été appelée : "bande failleuse antésilurienne" par Legrand (1968), "Oudenaarde-Bierghes fault zone" par André et Deutsch (1985), "Nieuwpoort-Asquempont fault zone" par De Vos *et al.* (1993a) et "zone faillée du Brabant" par Hennebert (1994) (voir aussi : Everaerts *et al.*, 1997).

IV. — CONCLUSIONS

Les conclusions sont de deux ordres : les unes, concernent les données gravimétriques et leur utilité dans la compréhension des phénomènes géologiques, les autres, sont purement géologiques.

En ce qui concerne les données gravimétriques. L'anomalie de Bouguer traduit les grandes lignes de la structure du sous-sol. Elle permet de cerner facilement les corps rocheux de grande envergure. Par exemple, le granite du Massif du Brabant. Mais elle rend mal compte des phénomènes géologiques de plus petite taille, comme la plupart des failles.

Le gradient vertical rend bien compte des contours des différentes entités lithologiques à la surface du socle, plus rarement en profondeur. Les contours du granite, par exemple sortent très clairement. Ce gradient donne le tracé des failles :

inclinées (Faille du Midi) ou verticales (failles décrochantes), par contraste entre entités lithologiques différentes.

Le gradient horizontal constitue un outil très performant pour situer les failles proches de la verticale (failles décrochantes, par exemple) ou, plus rarement, des contacts lithologiques redressés (contours du granite, là où la zone faillée du Brabant n'en forme pas la limite sud).

Les coupes permettent de faire l'interprétation, en utilisant simultanément les différents paramètres. Il convient toutefois de retourner fréquemment au représentations en plan. Cela permet, par exemple, de voir tout de suite si un pic de la coupe correspond à un point isolé ou à un linéament cartographique important !

En ce qui concerne la géologie. Les enseignements des documents à l'échelle du 1:200 000^eme sont innombrables. On pouvait se demander, par exemple, ce que, par leur faible définition, des observations à l'échelle du 1:200 000^eme pourraient apporter dans le cadre d'une cartographie plus détaillée (1:50 000^eme, 1:25 000^eme). C'est justement en négligeant cette information *indirecte et synthétique* que l'on s'expose à manquer des phénomènes majeurs de la géologie régionale, que des observations plus rapprochées ne mettaient pas clairement en évidence. "Il existe, pour chaque objet ou groupe d'objets, une échelle et une maille "sensibles": celles qui ne les laissent pas échapper à l'observation !" (Routhier, 1969, p. 33).

Deux points peuvent être cités en exemple :

- les failles de l'Anticinal faille du Mélantois-Tournaisis et celles de l'anticinal paléozoïque d'Orchies semblent appartenir à une seule, vaste, structure, influençant même, au Sud, le tracé de la Faille du Midi (par la structure transverse de Marchiennes). Cette vaste structure pourrait faire le relais entre la Zone de Cisaillement Nord-Artois (Colbeaux, 1974) et la Faille bordière (Legrand, 1968), essentiellement décrochante dextre, tout en absorbant un changement de direction du cisaillement régional. Cette structure est interprétée, par Hennebert (1998), comme correspondant à une vaste *structure en fleur positive* (Christie-Blick et Biddle, 1985).

- l'importante anomalie gravimétrique, qui se superpose à la Faille bordière au Nord du Bassin de Mons, ne correspond pas nécessairement à un contraste lithologique majeur à grande profondeur. En effet, le passage, vers le Sud, du calcaire carbonifère aux schistes namuro-westphaliens, auquel se superpose la bordure nord du Bassin méso-cénozoïque de Mons, peut expliquer l'importance du gradient observé dans l'anomalie de Bouguer.

Remerciements. — Nous remercions M. Leprêtre (BRGM) qui a fourni les données gravimétriques situées en territoire français. Ce travail a bénéficié de l'expérience acquise par l'un d'entre nous (M.H.) lors du levé des planchettes de la nouvelle carte géologique de Wallonie, financée et publiée par le Ministère de la Région Wallonne. Notre gratitude va aussi à M. J.-L. Mansy pour sa lecture critique du manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRÉ L. (1991). — Guidebook to the excursion on the stratigraphy and magmatic rocks of the Brabant Massif, Belgium. 2. Caledonian magmatism. In: *Proceedings of the international meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif, Brussels 1989* (eds André L., Herbosch A., Vangestainte M. & Verniers J.). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114-2, 315-323.

ANDRÉ L. & DEUTSCH S. (1985). — Very low-grade metamorphic Sr isotopic resettlings of magmatic rocks and minerals: evidence for a late Givetian strike-slip division of the Brabant Massif, Belgium. *J. geol. Soc. London*, 142, 911-923.

- AYNARD C. & SOCIETE CHERIFIENNE DES PETROLES, (1953). — An attempt to interpret the gravimetric map of the norden part of the Moroccan basin of Ghrab. Maps of the residual anomaly and first vertical derivative. *Geophysical prospecting*, I, 279-289.
- BARANOV V. (1953). — Calcul du gradient vertical du champs de gravité ou du champs magnétique mesuré à la surface du sol. *Geophysical prospecting*, I, 171-191.
- BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A. & STIEVENARD M. (1962). — La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, 173-220.
- BOUROZ A. (1963). — Carte des zones stratigraphiques à la cote -300 (à 1/50.000). *Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais*. Dressée par le Service des Ressources et des Etudes Géologiques.
- CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE Ph., PHAM VAN NGOG & RAOULT J.F. (1985). — Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. géol. France*, (8), I, 6, 925-941.
- 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. (BRIKKE Y., MARQUIS Ch., TAUSSAC R. & VILLEMIN J., coord.). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXV, 273-281.
- CHACKSFIELD B.C., DE VOS W., D'HOOGE L., DUSAR M., LEE M.K., POITEVIN C., ROYLES C.P. & VERNIERS J. (1993). — A new look at Belgian aeromagnetic and gravity data through image-based display and integrated modelling techniques. *Geol. Mag.*, 130 (5), 583-591.
- CHRISTIE-BLICK N. & BIDDLE K.T. (1985). — Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (Ed. by K.T. Biddle and N. Christie-Blick). *Spec. Publs Soc. econ. Paleont. Miner.*, Tulsa, 37, 1-34.
- COLBEAUX J.P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, 1159-1161.
- CORDELL L. & GRAUCH V.J.S. (1982). — Mapping basement magnetic zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. *The utility of regional gravity and Magnetic anomaly maps SEG Publication*, 181-197.
- DELMER A. & VAN WICHELEN P. (1980). — Répertoire des puits naturels connus en terrain houiller du Hainaut. Service Géologique de Belgique. *Professional Paper 1980/5*, n° 172, 79 p.
- DELMER A. (1977). — Le bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. *Serv. géol. Belg. Prof. Paper*, 1977/6, n° 143, 12 p.
- DELMER A. (1986). — Relations tectoniques entre le gisement houiller du Nord français et celui du Borinage. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CV, 111-114.
- DE MAGNEE I. (1949). — Commentaire géologique sur la nouvelle carte gravimétrique de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 57, 1948, 576-587.
- DE MEYER F. (1983). — Gravity interpretation of the western flank of the Brabant Massif. *Inst. roy. météorol. Belg., Publ. Série A*, 111: 1-34.
- DE MEYER F. (1984). — Two structural models for the Western flank of the Brabant Massif. *Geophys. Prospect.*, 32: 37-50.
- DE VOS W. (1997). — Influence of the granitic batholith of Flanders on Acadian and later deformation (Brabant Massif, Belgium). *Belgian Symposium on Structural Geology and Tectonics, Aardkundige Mededelingen*, 8, 49-52.
- DE VOS W., VERNIERS J., HERBOSCH A. & VANGESTAINE M. (1993a). — A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, 130 (5), 605-611.
- DE VOS W., POOT B., HUS J. & EL KHAYATI M. (1993b). — Geophysical characterization of lithologies from the Brabant Massif as a contribution to gravimetric and magnetic modelling. *Bull. Soc. belge Géol.*, 101, 1992, 173-180.
- DOREMUS P. & HENNEBERT M. (1995a). — Carte géologique de Wallonie à 1:25 000^{ème}. Lens - Soignies 38/7-8. Ministère de la Région Wallonne, Namur (carte et notice explic.).
- DOREMUS P. & HENNEBERT M. (1995b). — Carte géologique de Wallonie à 1:25 000^{ème}. Blicquy - Ath 38/5-6. Ministère de la Région Wallonne, Namur (carte et notice explic.).
- EVERAERTS M., POITEVIN CH., DE VOS W. & STERPIN M. (1997). — Integrated geophysical/geological modelling of the western Brabant Massif and structural implications. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 105, 41-59.
- EVJEN H.M. (1936). — The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, I, 127-136.
- GERARD A. & GRIVEAU (1972). — Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir des cartes transformées de gradient vertical. *Geophysical prospecting*, 20, 459-481.
- GUNN P.J. (1975). — Linear transformation of gravity and magnetic field. *Geophysical prospecting*, 23, 300-312.
- HENNEBERT M. (1994). — Rôle possible des structures profondes du massif cambro-silurien du Brabant dans l'évolution des bassins sédimentaires post-calédoniens (Belgique et Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 116, 147-162.
- HENNEBERT M. (1998). — L'Anticinal faillé du Mélantois - Tournaisis fait partie d'une "structure en fleur positive" tardivarisque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, ce volume.
- HENNEBERT M. & DOREMUS P. (1997a). — Carte géologique de Wallonie à 1: 25 000^{ème}. Hertain- Tournai 37/5-6. Ministère de la Région Wallonne, Namur (carte et notice explic.).
- HENNEBERT M. & DOREMUS P. (1997b). — Carte géologique de Wallonie à 1: 25 000^{ème}. Antoing-Leuze 37/7-8. Ministère de la Région Wallonne, Namur (carte et notice explic.).
- HOUTHUYS R. & GULLENTOPS F. (1985). — Brusseliana facies en hun invloed op het relief ten zuiden van Brussel. *Bull. Soc. belge Géol.*, 94, 11-18.
- JONES L. (1948). — Le levé gravimétrique de la Belgique 1947-1948. *Bull. Soc. belge Géol.*, 57, 568-575.
- LEGRAND R. (1968). — Le Massif du Brabant. *Mém. expl. Cartes géol. Min. Belg.*, 9, 148 p.
- MANSY J.L. & MEILLIEZ F. (1993). — Eléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne-Avesnois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2, (2^{ème} série), 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). *Belgian Symposium on Structural Geology and Tectonics, Aardkundige Mededelingen*, 1997, 8, 127-129.
- MEILLIEZ F. & MANSY J.L. (1990). — Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévon-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. Géol. France* (8) VI, 177-188.
- PRUVOST P. & BERTRAND P. (1932). — Quelques résultats des récentes explorations géologiques du bassin houiller du Nord de la France. *Revue indust. Minérale*, 15 sept. 1932, 365-379.
- ROUTHIER P. (1969). — *Essai critique sur les méthodes de la Géologie - De l'objet à la genèse*. Masson et Cie Editeurs, Paris. 204 p.
- WATERLOT G. (1957). — Le toit des sables landéniens en Flandre, dans la région comprise entre Saint-Omer et Lille. Remarques sur la nature des sables et leur hydrologie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVII, 74-82.