

ROLE POSSIBLE DES STRUCTURES PROFONDES DU MASSIF CAMBRO-SILURIEN DU BRABANT DANS L'EVOLUTION DES BASSINS SEDIMENTAIRES POST-CALEDONIENS (BELGIQUE ET NORD DE LA FRANCE)¹

Michel HENNEBERT²

(10 figures)

RESUME.- Le Massif du Brabant montre une importante anomalie de Bouguer négative parallèle à l'axe de l'anticlinal calédonien. Elle se superpose à une zone faillée de même direction: la Zone Faillée du Brabant. La région ayant joué le rôle de "zone haute" du Dévonien Moyen au moins jusqu'au Cénozoïque, l'anomalie de Bouguer négative semble indiquer la présence en profondeur d'un corps rocheux léger, doué de "flottabilité isostatique". La structure faillée de sa couverture montre que ce corps rocheux est rigide: l'hypothèse d'un massif granitique est retenue.

Au Sud, la Zone de Cisaillement Nord-Artois (= Z.C.N.A.) - une zone de décrochement dextre allant du Boulonnais au Bassin de Mons, où elle semble être relayée par la Faille bordière, jusqu'à Liège - est interprétée comme un cisaillement varisque profond. L'obliquité de l'axe du massif granitique par rapport à la direction de la Z.C.N.A.-Faille bordière, dans ses parties centrale et orientale, entraîne la distension de la zone comprise entre ces deux ensembles et la création de bassins sédimentaires. Cela explique l'épaisseur considérable du dévono-carbonifère dans cette région. Ce dispositif tectono-sédimentaire a survécu à l'orogénèse varisque et son influence est encore discernable au Méso-Cénozoïque.

MOTS-CLES.- Bassin sédimentaire, décrochement, Belgique, granite, Bouguer, Brabant.

ABSTRACT.- Possible influence of Cambrian-Silurian Brabant Massif deep-structures in the evolution of post-Caledonian sedimentary basins (Belgium and northern France). The Brabant Massif shows, in parallel with the axis of the Caledonian anticline, a negative Bouguer anomaly. It is superposed to a similarly oriented fault zone: the Brabant Fault Zone. As the country has been a positive area since at least the Middle Devonian up to the Cenozoic, the negative Bouguer anomaly is interpreted as revealing a deep, light, rock body, having "isostatic buoyancy". The faulted structure of the overlying rocks, implies rigidity. The hypothesis of a granitic mass is proposed.

Further South, the Nord-Artois Shear Zone - a dextral shear zone coming, at least, from the Boulonnais to the Mons Basin, where it is relayed to Liège by the Boundary Fault - is interpreted as being a Variscan shear zone. The obliquity of the granitic-mass axis on the direction of the Nord-Artois Shear Zone-Boundary Fault, in its western and central parts, leads to the distension of the area between both the structural features. As a result a transitional sedimentary basin is created and filled-in with a thick Devonian-Carboniferous pile.

This tectono-sedimentary pattern have survived the Variscan Orogeny and its influence can still be observed in the Meso-Cenozoic rocks.

KEY-WORDS.- Sedimentary basin, strike-slip, granite, Bouguer, Brabant, Belgium.

1. Manuscrit reçu le 29 juillet 1993, accepté le 26 octobre 1993.

2. Service de Géologie fondamentale et appliquée, Faculté Polytechnique de Mons, Rue de Houdain, 9, B-7000 Mons, Belgique.

1.- INTRODUCTION

Le présent travail a pour but de tester la validité du canevas structural dégagé à partir des levés de la nouvelle carte géologique de la Wallonie, menés à l'initiative du Ministère de la Région Wallonne. Notre but était simplement, au départ, de replacer les levés des planchettes - Blicquy-Ath (n°126) et Lens-Soignies (n°127) - dans le cadre des données régionales disponibles, pour voir si les observations (et interprétations) nouvelles pouvaient entrer dans un canevas structural et géodynamique cohérent.

La compilation de documents divers, transposés à la même échelle, nous a amené à élargir progressivement la zone investiguée. Il s'est notamment révélé très intéressant d'ajuster et de comparer des documents français et belges, qui s'arrêtaient arbitrairement aux frontières nationales... La figure 1 situe la région concernée par la présente étude.

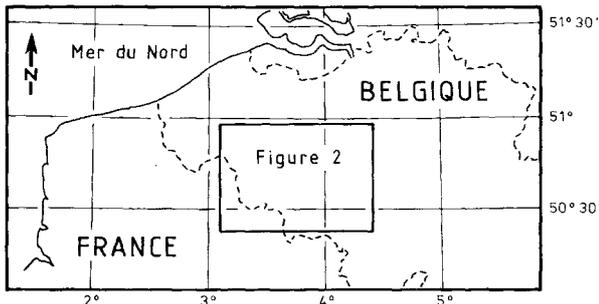


Fig. 1. Situation générale et cadre de la figure 2.

2.-LA FRACTURATION ET LE CADRE GEODYNAMIQUE REGIONAL

2.1.- LES PHENOMENES DE CISAILLEMENT RELATIFS A LA ZONE ETUDIEE

La figure 2A replace le cadre de la planchette n°126 (Blicquy-Ath) et de ses voisines sur la carte du socle Paléozoïque de Legrand (1968). On a ajouté la localisation des roches ignées rencontrées à l'affleurement ou par sondage (Corin, 1965; Legrand, 1968; André & Deutsch, 1984).

La figure 2B montre les principales failles représentées par Legrand (1968). Elle souligne l'existence de deux zones de cisaillement importantes: la Zone faillée du Brabant (Z.F.B.) et la Zone de cisaillement Nord-Artois (Z.C.N.A.), prolongée vers l'Est par la Faille bordière de Legrand.

2.1.1.-La zone faillée du Brabant (Z.F.B.)

La Zone faillée du Brabant est décrite par Legrand (1968) comme une bande quasi-rectiligne de roches bréchifiées, d'âge probablement anté-silurien. Selon cet auteur, cette zone faillée affecte le bord Sud du noyau Cambrien du Massif du Brabant, et limite vers le Nord l'extension de l'Ordovicien et du Silurien. Cette zone faillée apparaît comme une faille bordière de graben, la plate-forme cambrienne du Brabant ayant basculé vers le Nord, avec émergence de son arête méridionale, déchiquetée par un champ de fractures. Toujours suivant Legrand (1968), cette crête, qui serait essentiellement stabilisée après l'Ashgillien, aurait encore présenté de faibles soubresauts au Crétacé, à l'Eocène et à l'Actuel (tremblement de terre de 1938), produisant des dénivellations, à la surface du socle paléozoïque, allant de quelques mètres à 25 m (Legrand, 1968).

Suivant André & Deutsch (1985), la "zone faillée Oudenaarde-Bierghes" (= Z.F.B.) résulte d'un événement compressif datant de 375 Ma (limite Givétien-Frasnien). Cet événement a dû se traduire par un décrochement dépourvu de rejet vertical appréciable. La raison en est, pour ces auteurs, qu'un déplacement vertical important au milieu du massif du Brabant, à la fin du Givétien, aurait dû accroître fortement l'activité érosive et donc induire une venue terrigène importante dans les futurs synclinoria de Namur et de Dinant. Or les données sédimentologiques révèlent, au Givéto-Frasnien, des conditions de plateforme stable, dominées par la formation de roches carbonatées.

Pour ces auteurs encore, l'importance du déplacement n'est pas facile à déterminer, parce que la faille est approximativement parallèle à la direction des couches ordovico-siluriennes. Ils avancent toutefois, que les blocs, séparés par la zone faillée de Bierghes, étant constitués de la même roche porphyritique, le rejet horizontal doit être inférieur à la longueur du sill de Bierghes : le mouvement relatif pourrait donc, à cet endroit, ne pas dépasser quelques kilomètres. Il est possible aussi que cette zone faillée appartienne à une série d'accidents parallèles. Cette dernière hypothèse est supportée, notamment, par un âge radiométrique de 379 Ma dans des ignimbrites de l'Ashgillien, à 3 km au sud de la zone faillée Oudenaarde-Bierghes (André & Deutsch, 1985).

2.1.2.-La zone de cisaillement Nord-Artois (Z.C.N.A.)

La Zone de cisaillement Nord-Artois (Colbeaux, 1974) est une vaste zone de décrochement dextre comprenant les failles majeures suivantes : la Faille

bordière du Massif du Brabant (Legrand, 1968), la Faille Lille - Dunge Ness (Auffret & Colbeaux, 1977) ainsi qu'une série de failles en échelon du Bassin Houiller Nord-Pas-de-Calais. Suivant Colbeaux (1984) cette zone de décrochement revêt un caractère de faille de socle par le fait qu'elle se superpose: d'une part, à une zone de gradient gravimétrique important, et d'autre part, aux courbes d'iso-anomalies magnétiques.

Si son fonctionnement est lié à celui de la Zone faillée du Brabant, la Z.C.N.A. a du jouer dès le Dévonien Moyen. Plusieurs époques de rejeu ont été identifiées:

- le Tournaisien Inférieur (Beugnies, *in* Colbeaux *et al.*, 1977);
- postérieurement à la pénéplanation tardi-hercynienne;
- postérieurement au Jurassique (Auffret & Colbeaux, 1977; Robaszynski *et al.*, 1982);
- au Crétacé supérieur (Vandycke *et al.*, 1988, 1991);
- postérieurement au Crétacé; la Faille Bordière du Massif du Brabant présente des rejeux post-Wealdien et post-Yprésien (Legrand, 1968);
- au Quaternaire (Colbeaux *et al.*, 1978);
- actuellement; un certain nombre de séismes à hypocentres peu profonds (10 à 15 km) disposés selon une ceinture arquée de part et d'autre de la Zone de Cisaillement Nord-Artois sont peut-être liés au fonctionnement de celle-ci.

L'existence d'un tel décrochement dextre a trouvé récemment sa confirmation dans une étude comparative des orientations paléomagnétiques entre le môle calédonien brabançon et l'Ardenne hercynienne (Edel et Coulon, 1986). Ce travail a permis de mettre en évidence une rotation horaire tardi-hercynienne (westphalo-stéphaniennne) de l'Ardenne occidentale de l'ordre de 20°. Cela cadre bien avec l'existence d'un décrochement dextre séparant les deux massifs.

2.2.- PLACE DU CISAILLEMENT DEXTRE DANS LA MOITIE NORD DE LA FRANCE

La Zone de cisaillement Nord-Artois, prolongée à l'Est par la Faille bordière, correspond à un décrochement dextre profond. D'autres accidents semblables ont été mis en évidence dans la moitié Nord de la France.

2.2.1.-Le cisaillement Bray-Vittel

L'anticlinal du Pays de Bray, dans le bassin de Paris, est bordé au NE par une faille rectiligne, subverticale, de direction NW-SE, connue pour affecter le Mésozoïque. Cette faille a été considérée comme étant aussi anté-Mésozoïque (Mégny, 1980). Ce fait

a été confirmé récemment par les résultats du profil ECORS - Nord de la France, qui a montré que la faille affecte non seulement toute la série mésozoïque mais également tout le socle anté-mésozoïque jusqu'au Moho, c'est-à-dire une épaisseur de 40 km (Cazes *et al.*, 1985).

Edel (1982) a supposé pour la faille du Pays de Bray un rejet horizontal dextre important. Cela, par le fait qu'elle relaye de façon quasi continue l'accident de Vittel et la dislocation de Lalaye-Lubine, dont le rejet horizontal dextre serait de l'ordre de 100 km.

Matte *et al.* (1986) ont montré, *in situ*, que la faille du Pays de Bray était pour l'essentiel un grand décrochement ductile hercynien dextre, d'âge 330 Ma (Namurien). Le rejet serait, pour ces auteurs, probablement de plusieurs dizaines de kilomètres.

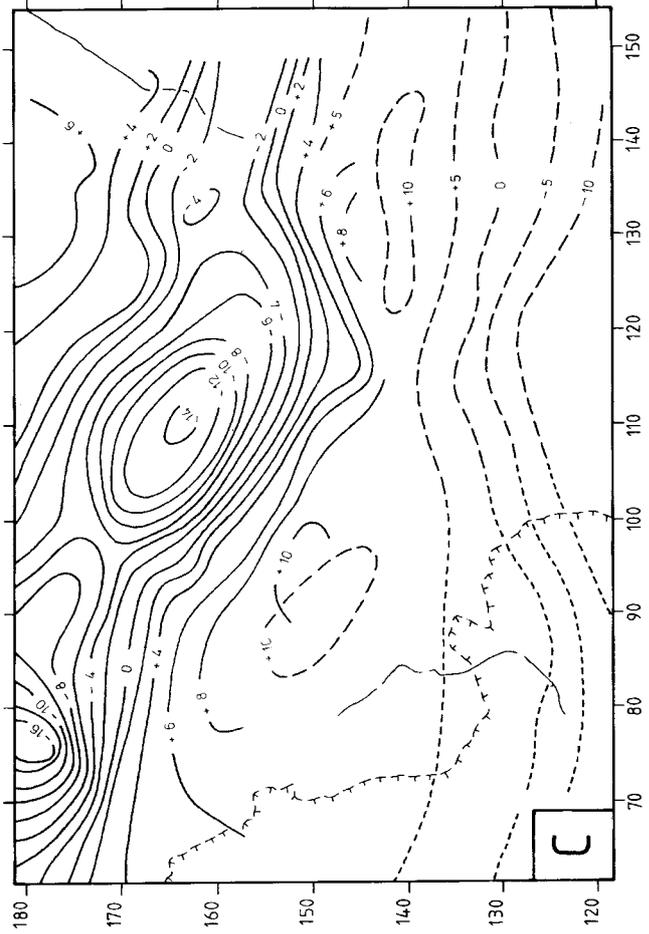
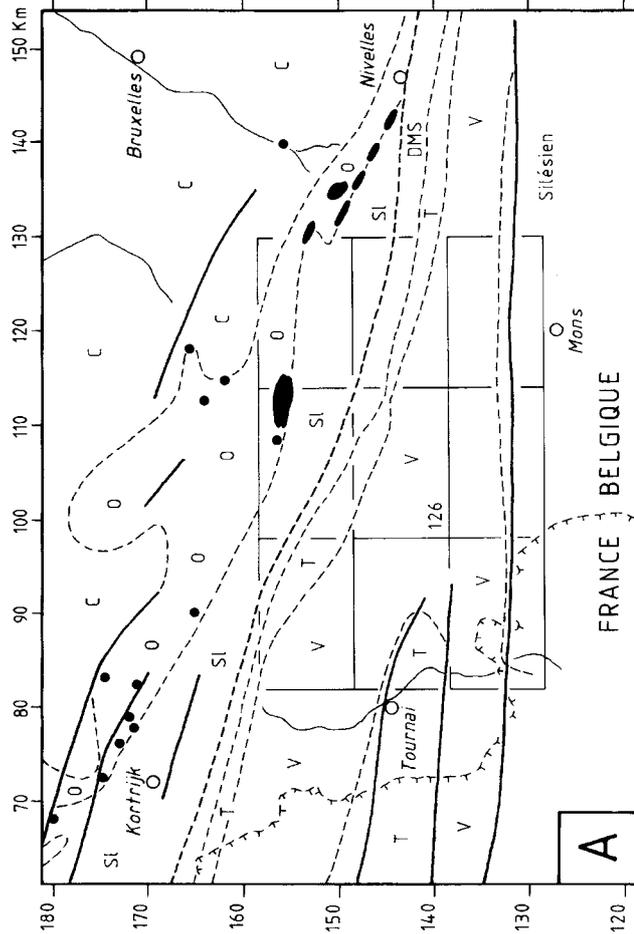
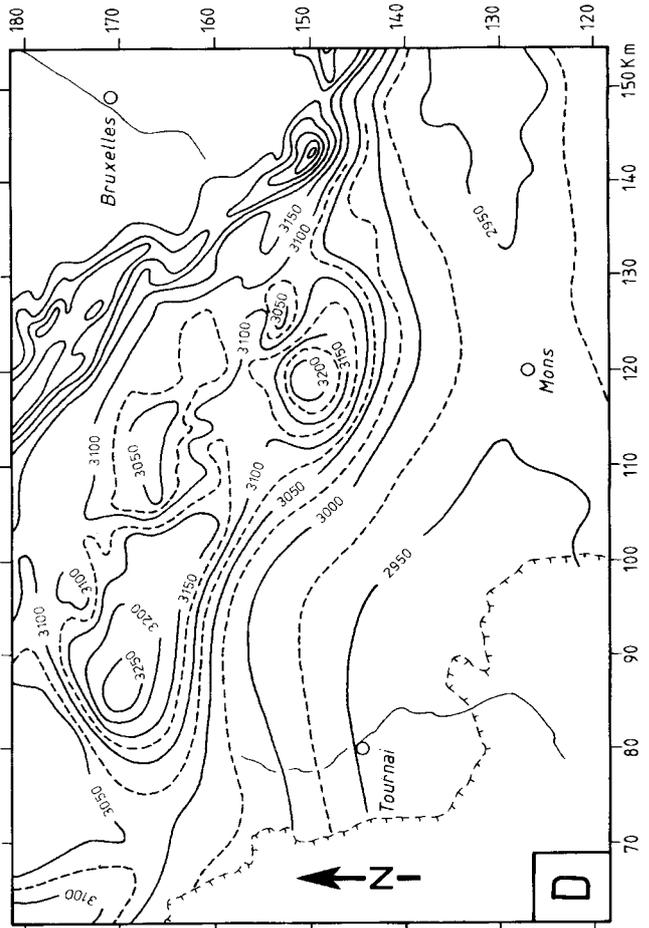
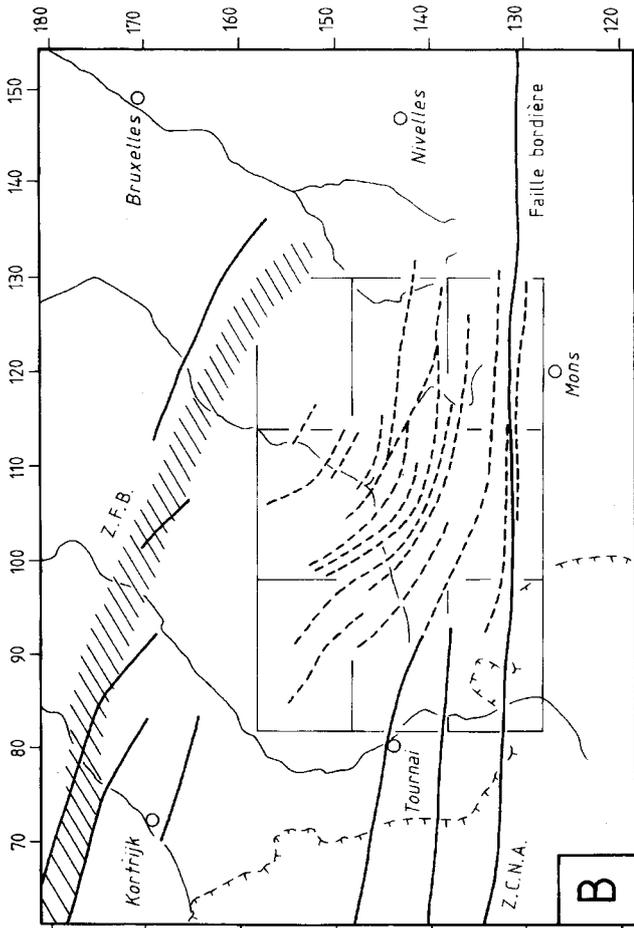
2.2.2.-Le cisaillement sud-armoricain

Les caractères tectono-métamorphiques de la chaîne varisque européenne révèlent que celle-ci résulte de la collision de deux grands blocs continentaux (Europe-Afrique). La collision a été précoce (380 Ma) et la subduction continentale a dû déjà commencer avant le Dévonien supérieur, au moins en ce qui concerne l'intérieur de la chaîne (Espagne). La déformation s'est propagée ensuite vers l'extérieur de la chaîne, c'est-à-dire vers le nord, comme l'indique la progression du métamorphisme et des granites dans cette direction entre 380 et 300 Ma (Matte, 1986).

L'existence de nombreux décrochements ductiles constitue l'une des caractéristiques de la chaîne hercynienne. Ces décrochements sont le plus souvent parallèles à la chaîne et les plus grands d'entre eux s'arrangent de façon symétrique de part et d'autre de l'arc ibéro-armoricain avec des sens opposés: senestres sur la branche ibérique et dextres dans le Massif armoricain et le Massif central. Cette déformation intracontinentale est relativement bien datée, en particulier grâce à la mise en place de granites syntectoniques entre 310 et 340 Ma (Matte, 1986). Le grand cisaillement dextre sud-armoricain, qui appartient à cette série de grands décrochements ductiles, est d'âge Namurien (Matte, 1983).

3.- LE MASSIF GRANITIQUE DU BRABANT

La figure 2C présente une compilation de plusieurs cartes de l'anomalie gravimétrique de Bouguer. Pour la Belgique, les cartes gravimétriques (anomalies à l'air libre et de Bouguer) ont été levées et publiées à 1/320.000ème par Jones (1948). Une interprétation géologique en a été faite dès cette époque par de



Magnée (1948). Les données du levé de 1948 ont été retraitées récemment, en collaboration, par le British Geological Survey et le Service Géologique de Belgique (De Vos *et al.*, 1993).

Sur une carte d'anomalies de Bouguer, les zones d'anomalies positives signalent des excès de masse (roches relativement denses) et les zones d'anomalies négatives indiquent des déficits de masse (roches relativement moins denses). D'une manière générale, les roches sédimentaires sont d'autant plus denses qu'elles sont anciennes. Cela est dû au fait que dans les roches sédimentaires, la densité dépend, évidemment, de la composition, mais surtout, de la porosité. Dans les séquences de roches sédimentaires, la porosité tend normalement à diminuer: (1) avec la profondeur, à cause de la compaction; (2) avec l'âge, suite à la cimentation.

Lorsque l'on observe la carte d'anomalie de Bouguer (figure 2C), on note une contradiction flagrante. Les roches cambro-siluriennes du Massif de Brabant, formées essentiellement de phyllades, quartzophyllades et quartzites, devraient présenter un surcroît de masse (c'est-à-dire une anomalie positive), par rapport aux schistes, grès, calcaires et dolomies, dévono-carbonifères du synclinorium de Namur. Ce n'est pas le cas. Il faut donc invoquer, pour justifier l'anomalie négative du Brabant, une cause profonde, ne laissant pas de trace à la surface du socle paléozoïque.

de Magnée (1948) avait reconnu l'anomalie des Flandres comme étant un trait dominant de la géologie profonde de la Belgique. Il a notamment écrit (p. 584) : "L'analyse de la forme de l'anomalie montre que des masses à densité plus faible que celles des massifs voisins doivent exister à des profondeurs de l'ordre de 5 à 8 km."

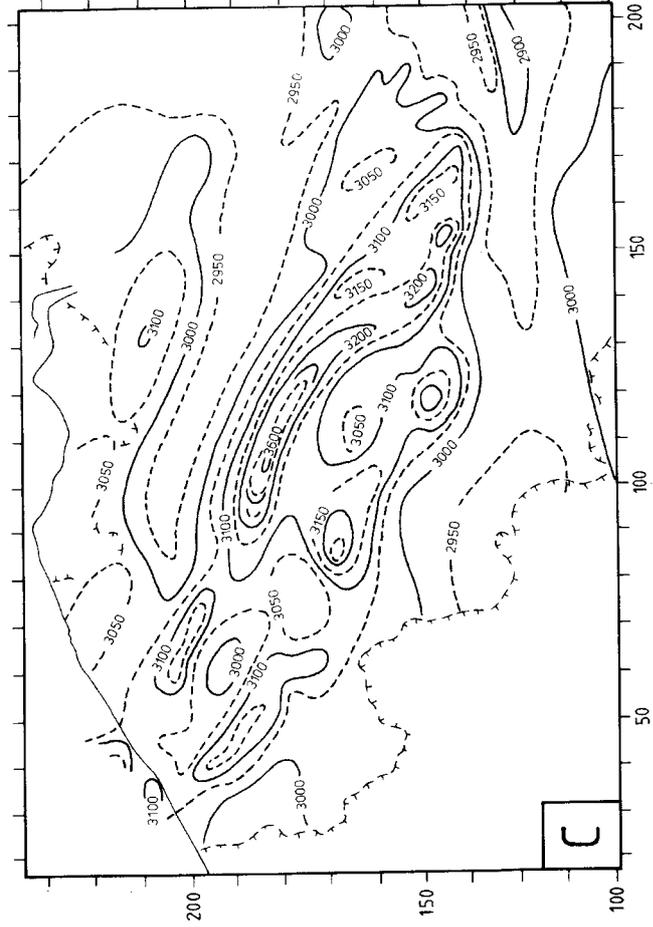
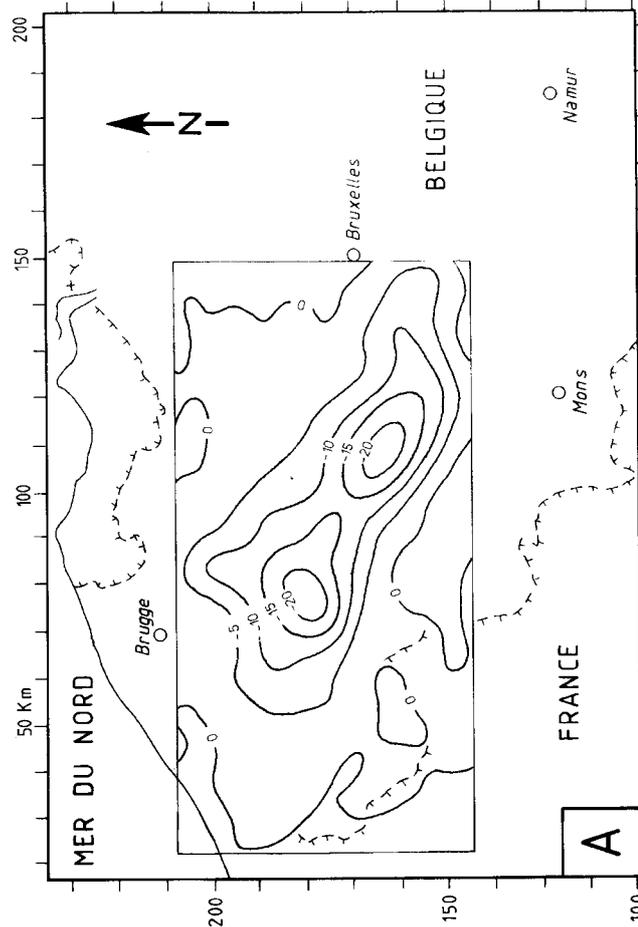
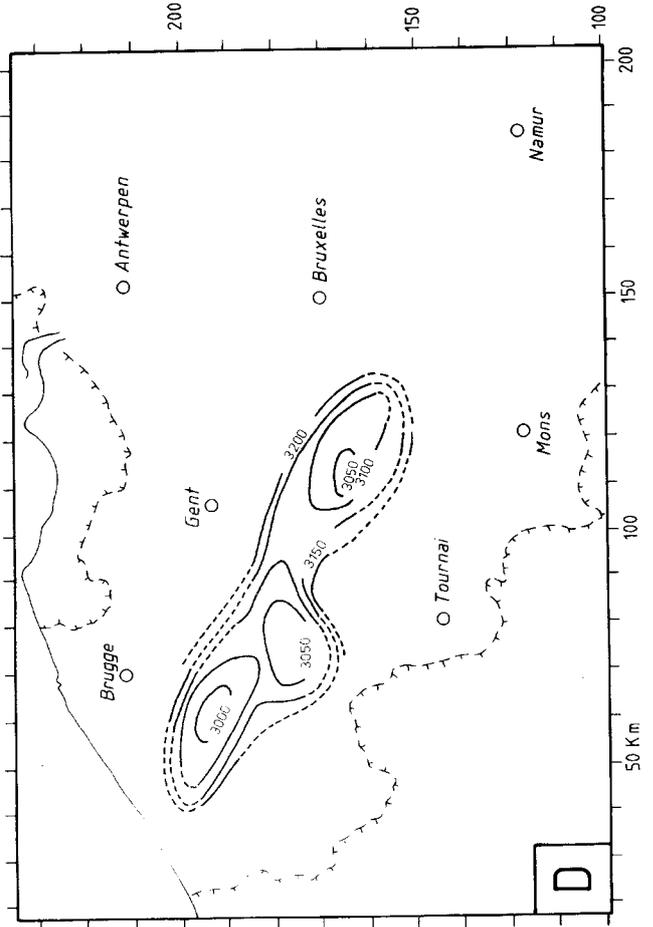
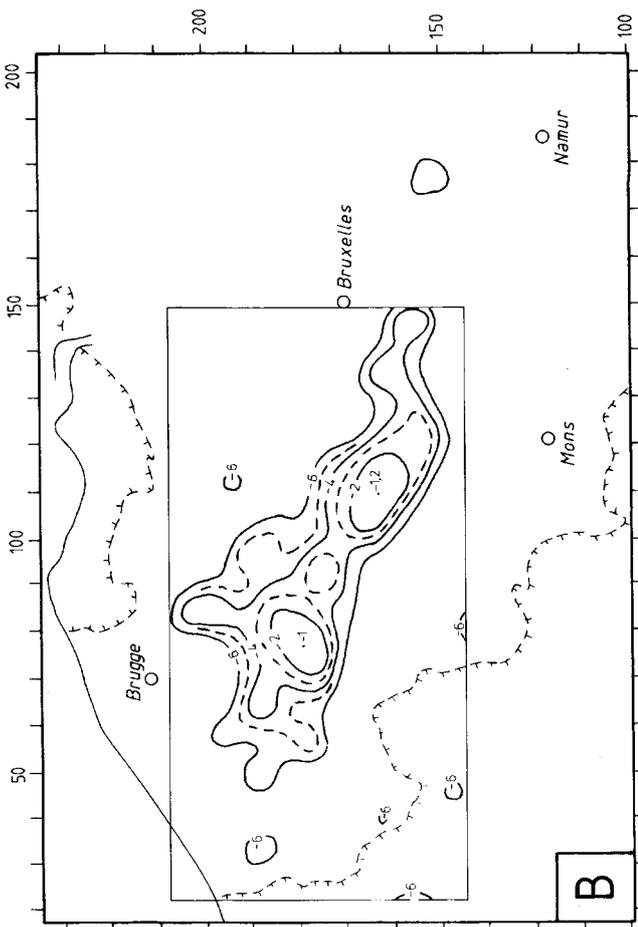
Fig. 2.

- A. Carte géologique du socle Paléozoïque, d'après Legrand (1968, planche V). C: Cambrien; O: Ordovicien; Sl: Silurien; DMS: Dévonien moyen et supérieur; T: Tournaisien; V: Viséen.
Les taches noires représentent les roches ignées connues à l'affleurement, les ronds noirs, celles qui ont été rencontrées par sondage. Les coordonnées géographiques sont les coordonnées kilométriques du système de projection LAMBERT belge. Les rectangles indiquent le découpage en planchettes des cartes topographiques et géologiques. La planchette centrale est la planchette n° 126 (Blicquy-Ath).
- B. Principales failles.
Les traits continus représentent les failles de Legrand (1968, planche V). La zone hachurée oblique correspond à la zone des roches paléozoïques "bréchiées" de Legrand (1968, planche II), c'est la Zone faillée du Brabant (Z.F.B.). On distingue aussi la Zone de cisaillement Nord-Artois (Z.C.N.A.).
Les lignes en traits interrompus correspondent au tracé de failles cartographiées à l'occasion de la révision de la carte géologique de Wallonie. Ces dernières failles ont été prolongées, vers le nord-ouest, grâce aux "linéaments-fractures" probables, révélés par l'étude morphostructurale de l'édition oro-hydrographique de la carte topographique à 1:25 000 de l'IGN.
- C. Carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer.
Trait continu: d'après De Meyer (1983, fig. 2), simplifié par lissage.
Trait interrompu long: d'après Jones (1948).
Trait interrompu court: raccord avec la carte gravimétrique française due à ESSO-REP-SNPA (*in*: Brikke *et al.*, 1965).
- D. Carte aéromagnétique simplifiée. Courbes isogammes du champ total. D'après la carte aéromagnétique à 1:300 000 éditée par le Service Géologique de Belgique (1964).

Plus récemment, l'analyse de cette "anomalie des Flandres" a été reprise par De Meyer (1983, 1984). Cet auteur a réutilisé les mesures faites par Jones (1948) et a produit, avec des moyens modernes, une nouvelle carte de l'anomalie de Bouguer pour la région considérée (figure 3A). Dans un souci de rigueur, deux hypothèses de répartition des masses en profondeur ont été proposées: l'une d'elles correspond à un corps de type batholite granitique (figure 3B), l'autre, à un bassin sédimentaire. Ce sont là, en effet, les deux types les plus courants de corps géologiques (à densité relative plus faible) qui peuvent donner lieu à la même anomalie de Bouguer négative. Comme le fait remarquer De Meyer (1983) cette énigme peut être résolue seulement grâce à l'examen du contexte géologique. Or, on peut admettre que la géologie du Massif de Brabant est suffisamment bien connue pour que l'hypothèse de l'existence d'un bassin sédimentaire (relativement superficiel) puisse être rejetée (de Magnée, 1948; Legrand, 1968).

L'effet d'anomalie négative produite par un massif granitique situé en profondeur est bien connu dans la littérature. Une analogie flagrante, pour comprendre la situation observée ici, peut être prise dans le nord de l'Angleterre.

Là, la subsidence différentielle dinantienne, liée vraisemblablement à une distension Nord-Sud, a produit une structure en blocs et fosses, allongés d'Ouest en Est, et séparés par des zones charnières contrôlées par des failles. Des investigations géophysiques ont permis d'élucider ces structures de blocs et fosses. Les levés gravimétriques (Bott, 1961, 1967) ont, en effet, mis en évidence de substantielles variations dans l'épaisseur du Carbonifère (à cause d'un contraste de densité d'environ -150 kg/m³ avec le socle), excepté là où le phénomène est masqué par de vastes



anomalies négatives, situées au droit des blocs et allongées parallèlement à ces derniers. Ces anomalies négatives ont pu être associées à des plutons granitiques calédoniens, dont certains sont connus en surface (Cheviot Hills et Lake District). Ainsi, dans le Nord de l'Angleterre, les blocs sont stabilisés par la flottabilité isostatique des granites qui forment leur soubassement; les fosses subsidentes dinantiennes sont confinées entre ces domaines granitiques calédoniens (Bott, 1978, 1987).

La figure 2D donne une vue simplifiée de la carte aéromagnétique (champ total) publiée en 1964 par le Service Géologique de Belgique. Ces données ont été retraitées récemment (De Vos *et al.*, 1993).

Cette carte présente une assez bonne analogie avec celle de l'anomalie de Bouguer, en ce sens qu'elle marque bien la distinction entre les roches peu magnétisées du Dévono-Carbonifère et celles de son socle cambro-silurien. Cependant, la partie centrale de l'anomalie de Bouguer négative du Brabant est représentée par des creux de l'anomalie magnétique (voir aussi figures 3A et 3C).

Ici encore une analogie frappante existe avec les granites calédoniens du nord de l'Angleterre (Bott, *op cit.*). En effet, l'un des blocs décrits plus haut, le bloc de Askrigg, présente les mêmes particularités gravimétriques et magnétiques que celles du Massif du Brabant. Cette situation a été interprétée, dans le Nord de l'Angleterre, comme celle d'un granite faiblement magnétisé, dont les flancs sont encadrés de roches, anciennes (peut-être précambriennes), probablement métamorphiques, lesquelles sont plus magnétisées que le granite lui-même et que le Carbonifère des bassins environnants (Bott, 1967).

Si l'on accepte cette hypothèse dans le cas du Massif du Brabant, on peut grossièrement cerner l'étendue du granite sous-jacent, par celle des creux qu'il génère dans le champ total. C'est de cette manière que la figure 3D a été construite à partir de la figure 3C.

Fig. 3.

- A. Carte du champ de gravité résiduel lissé. D'après De Meyer (1983, fig. 7), simplifié. Equidistance 5 mgal.
- B. Modèle théorique d'un massif de type batholite déduit de la figure 3A. Les valeurs sont exprimées en kilomètres sous le niveau de la mer. Les courbes sont dessinées jusqu'à un maximum de -6 km. D'après De Meyer (1983, fig. 14), présentation modifiée et simplifiée.
- C. Carte aéromagnétique très simplifiée. Courbes isogammes du champ total. D'après la carte aéromagnétique à 1:300 000 éditée par le Service Géologique de Belgique (1964).
- D. Utilisation des "creux" de la surface du champ total (figure 3C) pour dériver l'emplacement et la forme du massif granitique. Les traits continus correspondent aux isovaleurs réelles, les traits interrompus "ferment" les isovaleurs de manière à suggérer la forme du massif.

4.- DISPOSITION DES BASSINS DEVONO-CARBONIFERES

La figure 4 présente les isopaques du Strunio-Dinantien (Bless *et al.*, 1980). Sur cette figure (ainsi que sur les figures suivantes), l'extension du massif granitique hypothétique a été construite à partir des figures 3B et 3D. On peut y observer la disposition des principales aires de sédimentation carbonifère par rapport au Massif du Brabant et au massif granitique hypothétique sous-jacent: notamment, le bassin subsident hennuyer et le bassin de Campine.

4.1.- LE BASSIN SUBSIDENT HENNUYER

Le bassin subsident hennuyer correspond à l'"Auge hennuyère" de Groessens *et al.* (1979), sa partie centrale correspond au "Sillon borain" de Michot (1980a, 1980b). Ce bassin subsident est surtout connu: (1) pour la grande épaisseur du Dévono-Carbonifère des sondages de Tournai et de Leuze (Legrand & Mortelmans, 1959; Legrand, 1962; Legrand *et al.*, 1966; Coen-Aubert *et al.*, 1980); (2) pour la grande épaisseur du Calcaire de Tournai (Tournaisien supérieur) exploité dans les carrières du Tournaisis (Camerman, 1944; Mortelmans, 1963, 1969, 1976); et surtout, (3) pour ses 2550 mètres de Dinantien, avec évaporites, rencontrés au sondage de Saint-Ghislain (Dejonghe *et al.*, 1976; Delmer, 1977; Groessens *et al.*, 1979; Rouchy *et al.*, 1984; Rouchy, 1986; Rouchy *et al.*, 1987).

Les figures 5A et 5B permettent de prendre un peu plus de recul. Elles montrent respectivement l'anomalie de Bouguer et les failles majeures "non chevauchantes". En effet, si l'on excepte la Faille du Midi (placée pour le repérage géographique), on n'a pas représenté les failles inverses ou chevauchantes résultant de la compression varisque.

Sur la figure 5A, on distingue un gradient gravimétrique important, correspondant à la Faille du Midi et au bassin houiller situé juste au nord. L'axe de l'anomalie négative du Brabant se superpose à la Zone faillée du Brabant. Une large anomalie positive est centrée sur le Tournaisis et la région Lilloise, elle

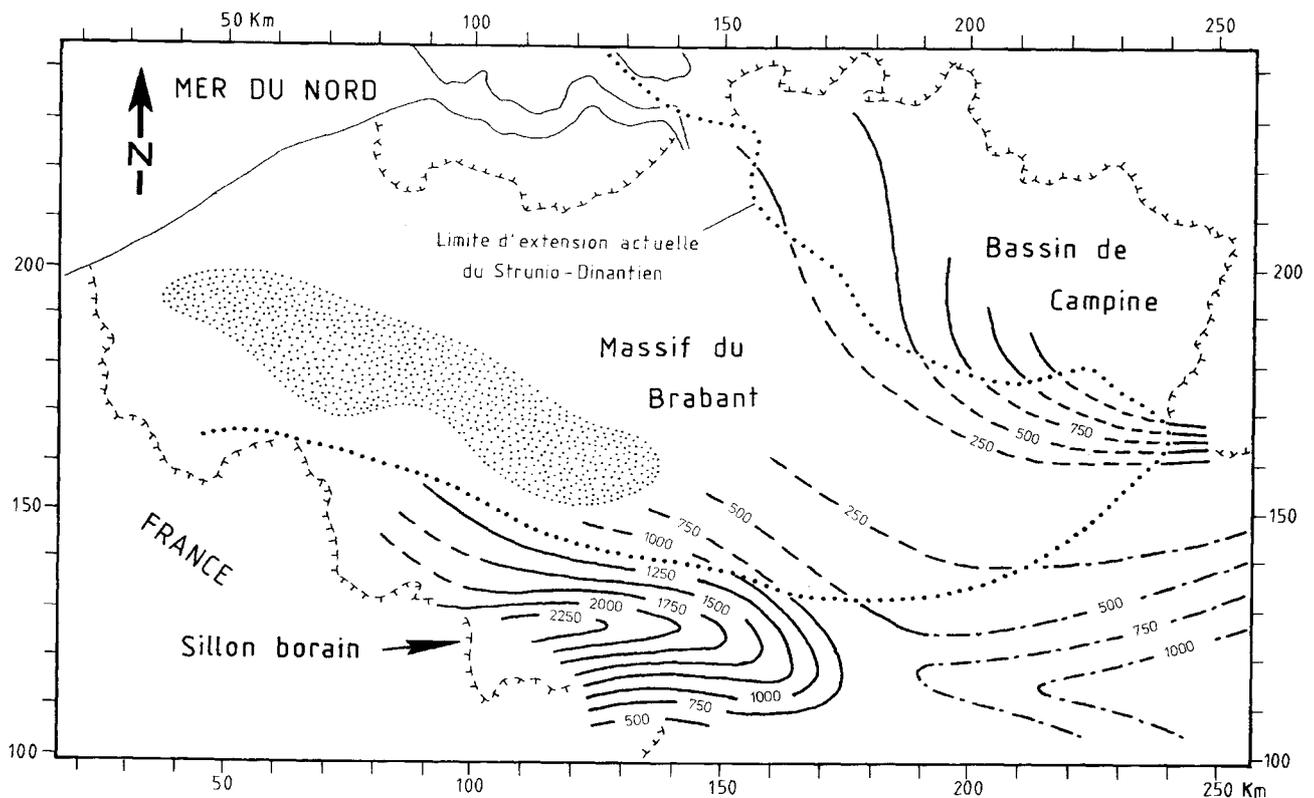


Fig. 4.- Carte des isopaques du Strunio-Dinantien. D'après Bless *et al.* (1980, simplifié). On a ajouté la limite d'extension actuelle du Strunio-Dinantien (ligne en pointillé fort) et la situation du massif granitique hypothétique (zone en pointillé fin). Coordonnées kilométriques du système de projection LAMBERT belge.

correspond au synclinorium dévono-carbonifère (et aussi au bassin subsident hennuyer), situé essentiellement entre la Faille du Midi et la Zone faillée du Brabant.

Il semble que la subsidence du bassin hennuyer ait débuté au Givétien. Pour André & Deutsch (1985) une connection étroite entre cet événement et le développement de la zone faillée de Bierghes est peu probable d'un point de vue dynamique, car l'ouverture d'une fosse est strictement un mécanisme d'extension, alors que les mylonites indiquent (pour ces auteurs) des déformations compressives. Pour André et Deutsch (1985), les âges radiométriques de la zone de cisaillement Oudenaarde-Bierghes, sont représentatifs d'une phase tectonique du Dévonien Moyen inconnue.

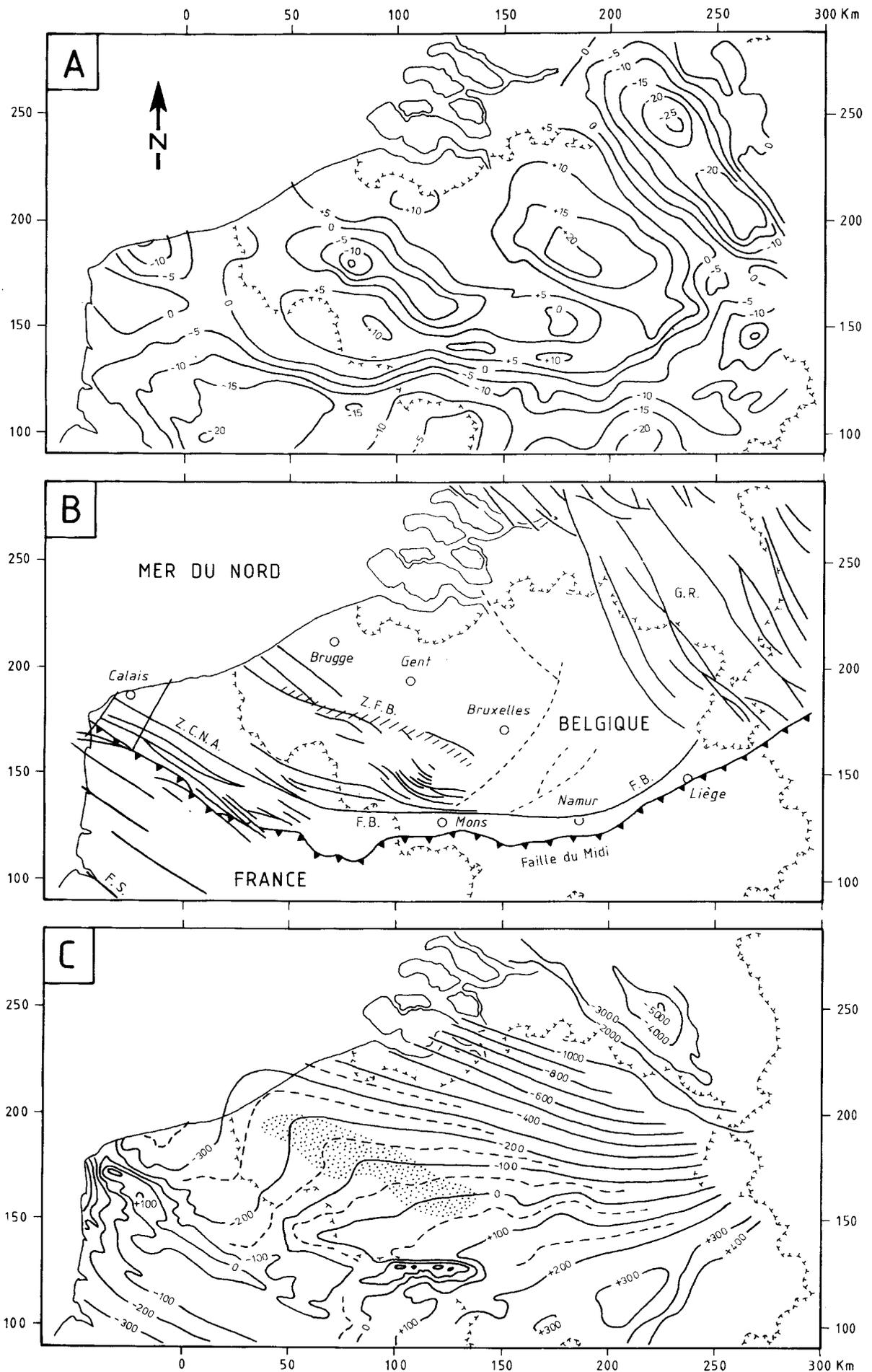
Le problème posé ci-dessus peut s'expliquer si l'on considère la Zone Faillée du Brabant comme constituant la bordure Nord d'un vaste bassin en décrochement. La bordure Sud de ce bassin devrait se trouver quelque part aux abords de la Faille du Midi, ou plus au Sud encore (figure 5B). La Faille bordière de Legrand ne peut constituer la limite méridionale du bassin en décrochement, car le sondage de Saint-Ghislain, dont on a parlé plus haut comme constituant l'axe du Sillon borain de Michot (1980a, b), est situé au Sud de cette faille importante. De plus, le sondage d'Epinois 1, situé près de Cambrai (au Sud de la Faille du Midi) a recoupé lui aussi une série anhydritique viséenne importante (Rouchy *et al.*, 1987). De ce fait, il pourrait, à l'origine, appartenir au même bassin subsident et représenter le même mécanisme tectono-sédimentaire.

Fig. 5.

A. Carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer. D'après: la carte de Jones (1948) pour la Belgique, la carte de Brikke *et al.* (1965) pour le Nord de la France, de Magnée (1948) et Kimpe *et al.* (1978) pour le SE des Pays-Bas. Simplifié et légèrement modifié pour faire le raccord entre les différents levés.

B. Carte des failles majeures et des zones fracturées. Exception faite de la Faille du Midi, on n'a pas tenu compte des failles inverses ou chevauchantes nettement varisques. Principalement d'après: Legrand (1968) pour la Belgique, la carte de Brikke *et al.* (1965) pour le Nord de la France, la carte tectonique des Pays-Bas (Heybroek, 1974). On a ajouté les linéaments-fractures de la figure 2B.

F.S. Faille de la Somme, Z.N.C.A. Zone de cisaillement Nord-Artois, F.B. Faille bordière, Z.F.B. Zone faillée du Brabant, G.R. Graben de Roermond.



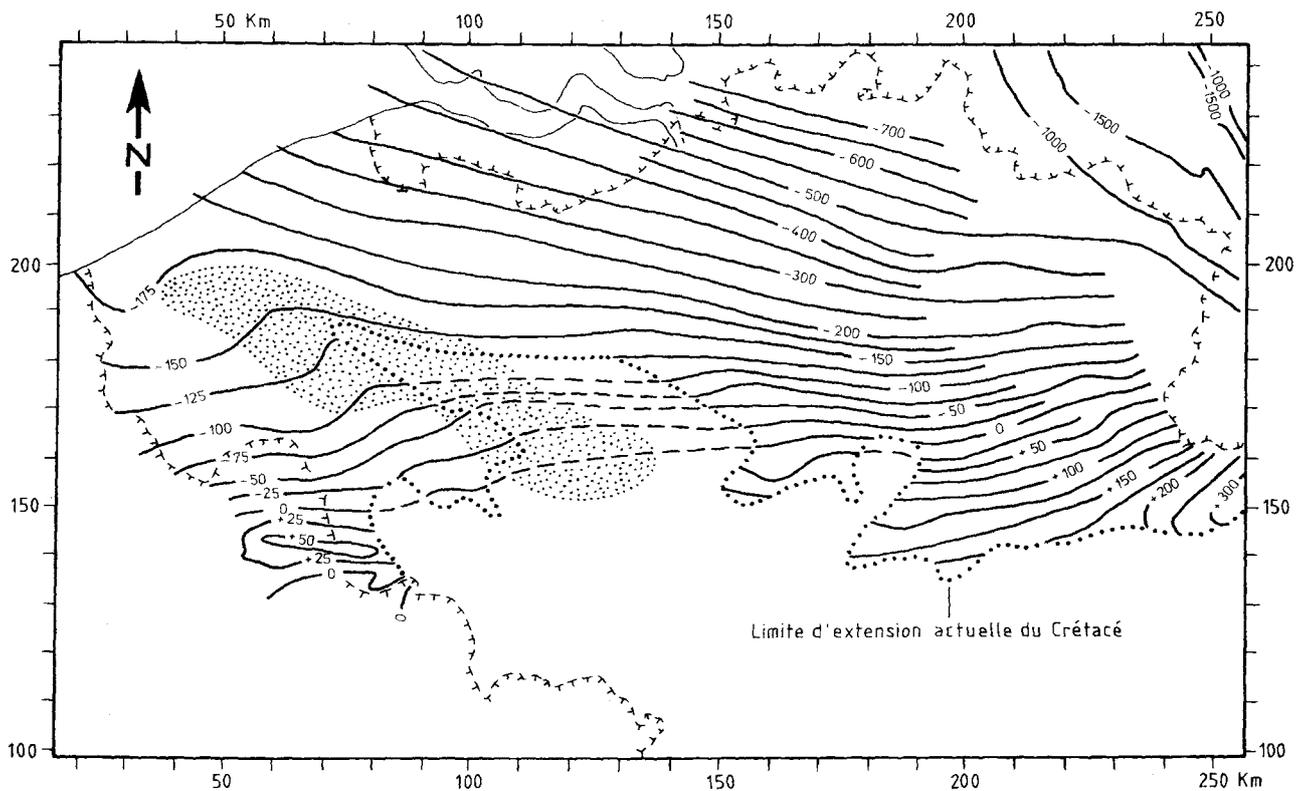


Fig. 6.- Carte des isohypses du sommet du Crétacé, exprimées en mètres, d'après Legrand (1968, simplifié). On a ajouté la limite d'extension actuelle du Crétacé, ainsi que la localisation du massif granitique hypothétique (pointillé fin).

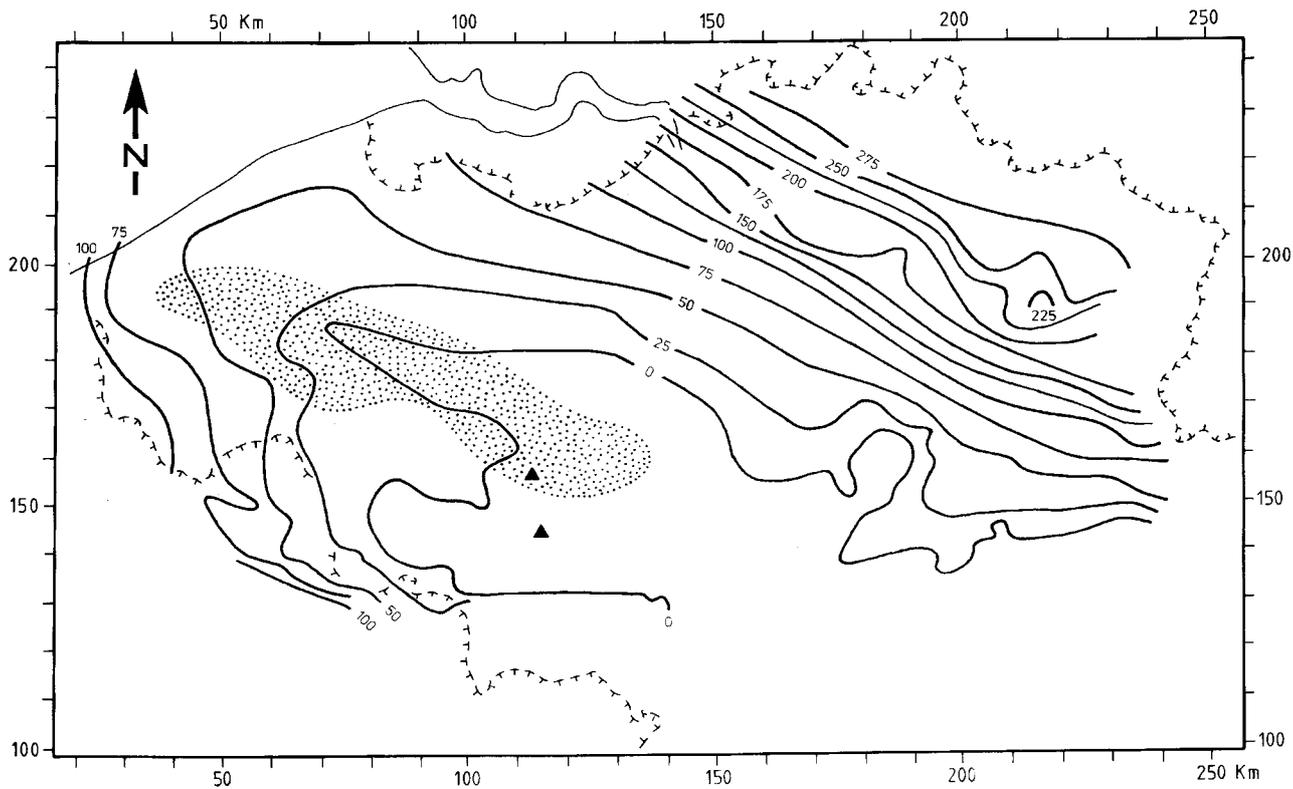


Fig. 7.- Carte des isopaches, en mètres, du Crétacé, d'après Legrand (1968, simplifié). On a ajouté la localisation de dépôts crayeux conservés dans des fractures du socle (triangles noirs) et la localisation du massif granitique hypothétique (pointillé fin)

4.2.- LE "BASSIN DE CAMPINE"

La position du "bassin de Campine", symétrique de celle du bassin hennuyer par rapport au Massif du Brabant (et à son massif granitique), peut suggérer une origine commune pour les deux bassins (figure 4).

Bouckaert *et al.* (1981) ont fourni une carte structurale d'une partie du "bassin" houiller de Campine où les failles présentent une disposition très proche du phénomène de divergence-convergence des failles cisailantes des bassins en décrochement (Crowell, 1974). L'une au moins de ces failles a bougé au Quaternaire (Paulissen *et al.*, 1985).

5.- EVOLUTION POST-PALEOZOIQUE

La figure 5C présente les isohypses du sommet du socle paléozoïque. On constate qu'une surélévation se superpose au massif granitique et à la Zone faillée du Brabant. La surélévation du Boulonnais correspond au bord sud de la Z.C.N.A. Entre ces deux zones hautes on observe une large dépression. Cette situation est en accord avec un fonctionnement post-paléozoïque du dispositif de bassin en décrochement proposé plus haut (voir figure 5B).

Il faut remarquer que, vers l'Est, au niveau du Bassin de Mons, la situation est inversée, c'est la zone située au Sud de la Faille bordière qui est affaïcée, montrant (comme on l'avait indiqué plus haut) que même si cette faille est importante, elle ne constitue pas la limite méridionale du bassin en décrochement.

La figure 6 montre les isohypses du sommet du Crétacé. Ici encore le massif granitique hypothétique correspond à une surélévation. Il est intéressant de noter que les deux surfaces séparées par l'axe du massif granitique semblent assez régulières, mais que leur lignes isohypses présentent des directions différentes, comme si cet axe avait joué, après le Crétacé, le rôle d'une charnière.

La figure 7 présente les isopaques du Crétacé. L'histoire du "Seuil brabançon" au Crétacé est bien illustrée par une figure due à Marlière (1954, figure 2; voir aussi: Robaszynski & Dupuis, 1983, figure 39). De la base du Crétacé au Campanien inférieur, ce seuil isole bien les deux domaines l'un de l'autre. Au Campanien supérieur et sur une bonne part du Maastrichtien, il a pu y avoir une continuité des dépôts au dessus du seuil. Ceci est corroboré par l'existence de dépôts crayeux du Crétacé supérieur conservés dans des fractures du socle, au delà de l'"isopaque zéro" du Crétacé (triangle noirs de la figure 7). Faut-il pour justifier cette évolution invoquer une subsidence

du seuil ? C'est-à-dire un enfoncement du massif granitique sensé être doté d'une flottabilité isostatique. Non, car la charte des variations eustatiques globales de Haq *et al.* (1988) indique que, de la base du Crétacé à l'Albien moyen environ, le niveau des eaux océanique était relativement bas, et que, au contraire, de l'Albien supérieur au Maastrichtien inférieur, le niveau des eaux était très élevé, avec des maxima pour le Cénomano-Turonien et le Campanien-Maastrichtien inférieur.

La charte de Haq *et al.* (1988) indique, en outre, qu'après le Paléocène inférieur (correspondant à notre Dano-Montien) il existe une régression importante (Thanétien inférieur), suivie d'une transgression au Thanétien supérieur (notre Landénien inférieur), elle même suivie d'une régression importante (Landénien supérieur et surface d'érosion pré-yprésienne). Le tout est couronné par la grande transgression de l'Yprésien (figure 8).

Cette histoire nous indique que, aussi bien pour le Crétacé que pour le Paléocène et l'Eocène, il n'est pas nécessaire, pour comprendre la disposition de la couverture, de faire intervenir des mouvements verticaux importants, du Massif du Brabant et de son massif granitique (figure 9). L'hypothèse de l'équilibre isostatique peut être retenue et l'oscillation du niveau relatif des eaux n'est pas d'origine diastrophique mais seulement eustatique.

Les déformations du Massif du Brabant au Méso-Cénozoïque seraient représentées seulement par le gauchissement de surfaces relativement planes, articulées sur l'axe du batholithe lui-même. Cette situation semble trouver son explication dans la carte de l'anomalie de Bouguer (figure 5A); où l'on observe que l'anomalie négative du Brabant est encadrée, au nord-est et au sud, par des anomalies positives pouvant justifier les couples de basculement appliqués aux deux "sous-blocs", Brabant-Nord et Brabant-Sud (voir : Colbeaux *et al.*, 1977).

Si l'on se déplace plus au Sud (Z.C.N.A., Bassin de Mons) ou plus au Nord (Graben de Roermond), les déformations ont été plus intenses.

En comparant l'histoire tectono-sédimentaire du Méso-Cénozoïque à celle du Paléozoïque, on constate que la géométrie des contraintes - le cisaillement dextre régional - a pu rester assez semblable, mais avec une diminution progressive de l'intensité de la déformation. L'axe du massif granitique qui auparavant constituait une limite paléogéographique importante, perd progressivement son rôle de "charnière". Les blocs Brabant-Nord et Brabant-Sud, n'en font plus qu'un, et la limite Sud de celui-ci passe par la Z.C.N.A. et la Faille bordière. La figure 8 illustre bien cela, et montre, en outre, que durant le Cénozoïque, c'est l'ensemble de ce bloc qui a basculé vers le Nord.

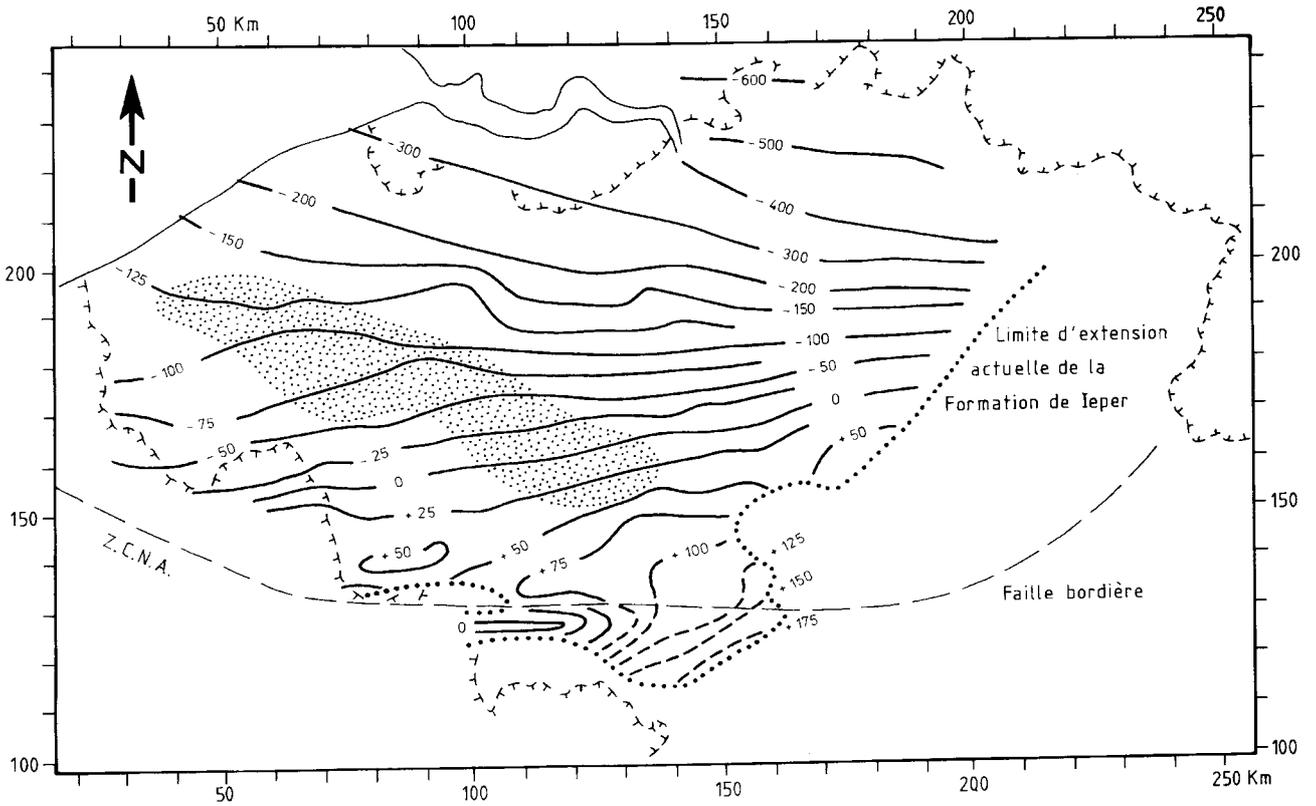


Fig. 8.- Carte des isohypses de la base de la Formation de Ieper («Argile des Flandres» *auct.*), d'après Kaasschieter (1961), modifié par Willems et Moorkens (1990). On y a ajouté la limite d'extension actuelle de la Formation de Ieper (ligne en pointillé fort), la localisation du massif granitique hypothétique (zone en pointillé fin) et la Zone de cisaillement Nord-Artois (Z.C.N.A.) - Faille bordière (trait interrompu long).

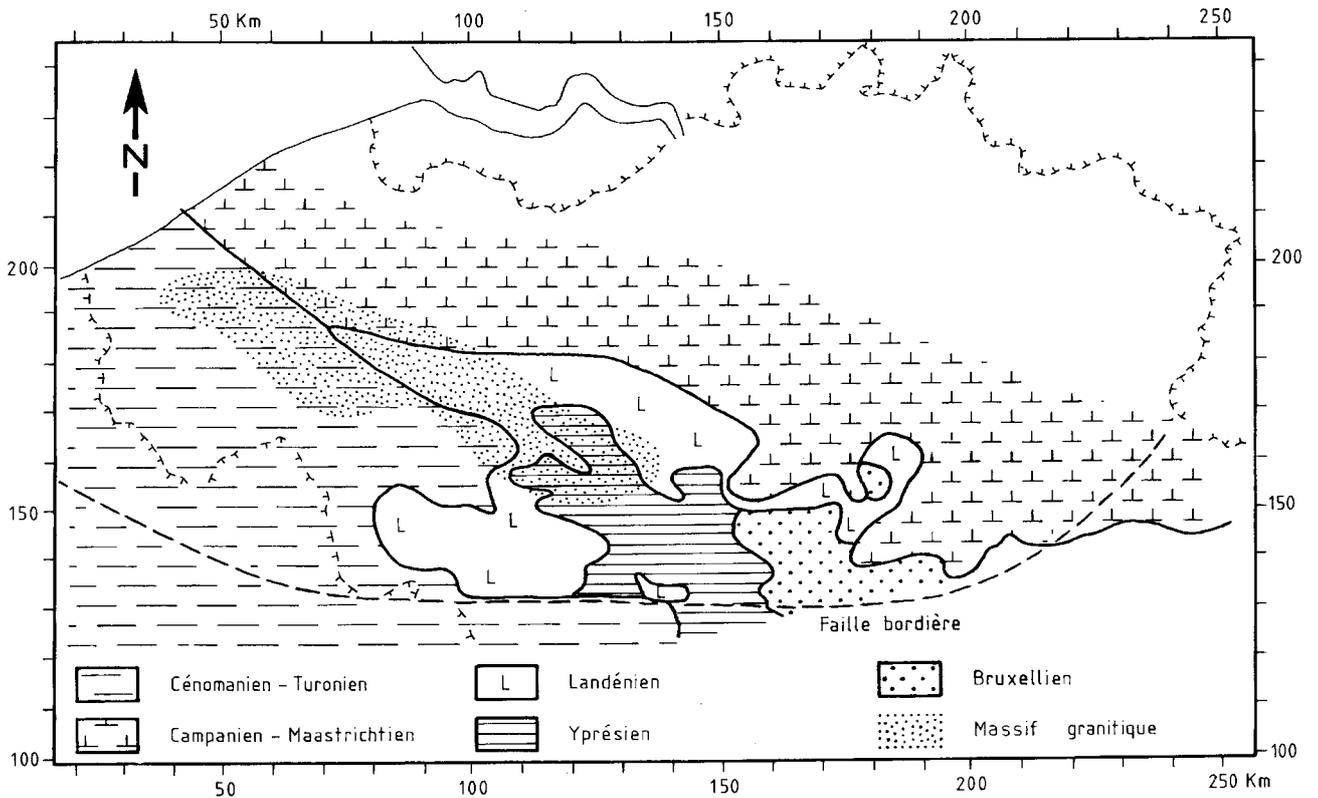


Fig. 9.- Carte de l'âge du recouvrement du socle, d'après Legrand (1968, Pl. II, très simplifiée). On n'a pas représenté les dépôts attribués au Wealdien. Par contre, on a ajouté la localisation du massif granitique hypothétique et la Faille bordière.

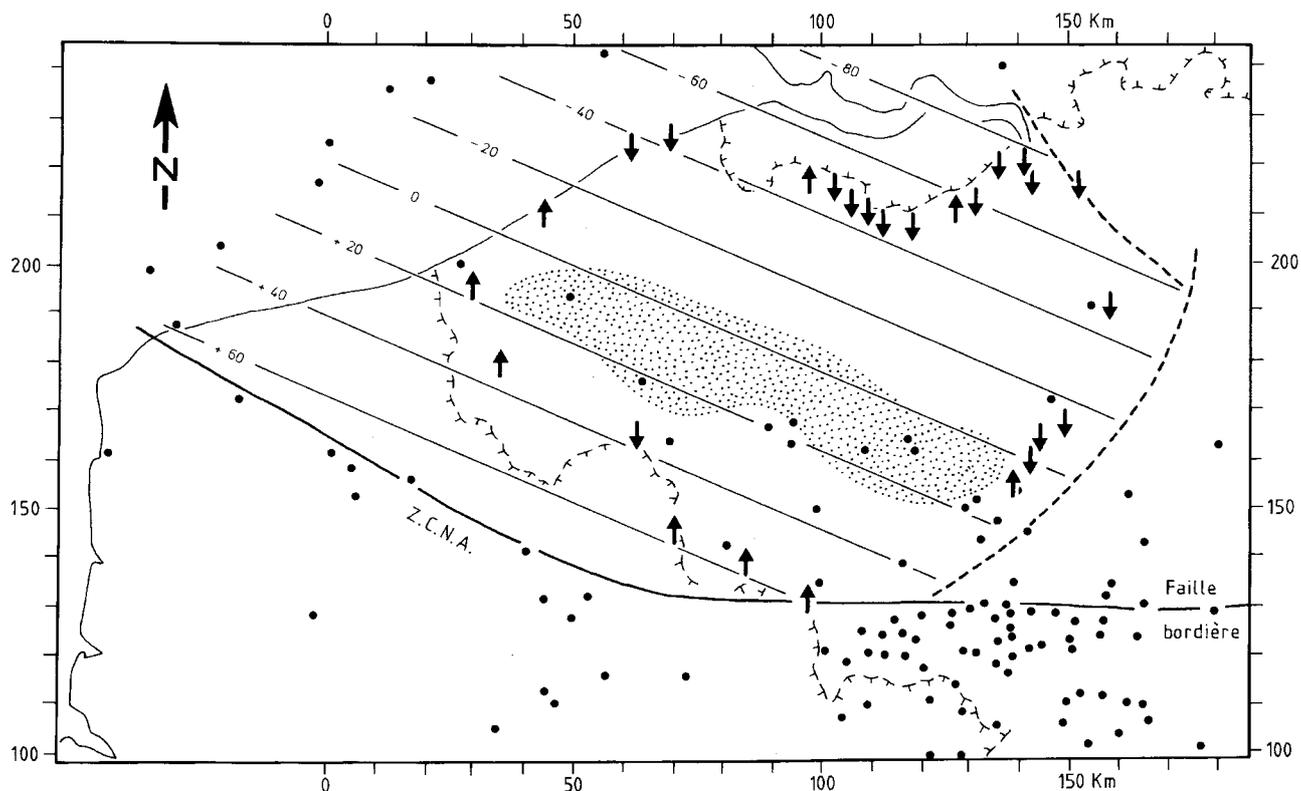


Fig. 10.- Mouvement récent possible de la partie ouest du bloc du Brabant. Les petits ronds noirs représentent les épicentres des séismes récents, d'après Camelbeeck (1990) et Godefroy et Leplat (1990). La Zone de cisaillement Nord-Artois (Z.C.N.A.) - Faille bordière est représentée par un trait continu. Les traits interrompus marquent des failles de Legrand (1968). La zone en pointillé fin indique la localisation du massif granitique. Les flèches noires représentent les sites pour lesquels Jones (1950-51) a pu déterminer une valeur de comparaison des nivellements N.P. 1892 et D.N.G. 1948. L'orientation de la flèche indique si le point considéré est en surrection ou en subsidence. Seules les valeurs situées sur la partie ouest du bloc du Brabant ont été considérées ici. Les droites d'isovaleurs correspondent au plan de régression obtenu d'après les valeurs de Jones, recalculées en mm/siècle.

On peut se demander si ce dispositif est encore le même de nos jours. L'hypothèse peut être testée grâce à la comparaison des nivellements successifs.

La figure 10 tente de mettre en évidence les mouvements récents de la partie ouest du bloc du Brabant. Ce bloc est délimité par la Z.C.N.A. - Faille bordière (trait plein), ainsi que par des failles tracées par Legrand (1968; traits interrompus). Il est souligné à l'ouest, au sud et à l'est par les épicentres de séismes récents (ronds noirs; Camelbeeck, 1990; Godefroy & Leplat, 1990). Jones (1950-51) a déterminé les valeurs de comparaison des nivellements N.P. 1892 et D.N.G. 1948, pour un certain nombre de points (flèches noires). Seules les valeurs situées sur la partie ouest du bloc du Brabant ont été considérées ici. Les valeurs de Jones ont été recalculées en mm/siècle, et on a calculé (par la méthode des moindres carrés) le plan de régression correspondant.

Nous faisons les constatations suivantes: (1) le plan obtenu révèle bien un basculement vers le nord du bloc considéré; (2) la direction des isovaleurs est parallèle à celle de l'axe du massif granitique; (3) l'isovaleur nulle se situe à peu près au droit de ce

même axe. On peut même encore faire remarquer que l'axe se superpose, en fait, à une isovaleur positive (environ + 10 mm/siècle). Peut être, le déficit de masse, révélé par l'anomalie négative du Brabant, est-il assez important pour engendrer la remontée isostatique du bloc tout entier. Dans le même ordre d'idées, on peut se demander si le basculement vers le nord est essentiellement lié à l'ouverture du Graben de Roermond, ou si, sur l'étendue du bloc considéré, le surplus de masse n'est pas plus important au nord qu'au sud de l'axe du massif granitique (figures 5A et 5B).

6.- DISCUSSION

L'anomalie de Bouguer négative du Brabant est interprétée ci-dessus comme l'indice de la présence en profondeur d'un corps rocheux relativement léger, supposé correspondre à un massif granitique. Mais, si De Meyer (1983, 1984) a choisi, pour sa modélisation de l'anomalie négative du Brabant, un corps de type batholite (granitique), et si nous mettons en évidence les analogies qui existent avec les granites calédoniens du nord de l'Angleterre, nous ne savons pas, dans le cas du Brabant, si ce massif granitique supposé est bien un batholite, ni si celui-ci est d'âge calédonien.

A côté de l'hypothèse du batholite granitique calédonien, une autre hypothèse peut être proposée. En effet, pour André (1991), certaines caractéristiques des roches sédimentaires et magmatiques calédoniennes convergent pour démontrer l'existence d'un socle précambrien cristallin sous les segments calédonien et hercynien en Belgique. Pour cet auteur, la partie supérieure de ce socle serait stratifiée, comprenant:

-en dessous, des roches cristallines felsiques ($T > 1.9$ Ga), dans lesquelles les roches paramétamorphiques apparaîtraient relativement mineures en comparaison de la proportion plus importante des roches orthométamorphiques ou granitoïdes;

-au dessus, des métavolcanites tholéitiques relativement jeunes (Cadomien, $T < 0.9$ Ga).

On pourrait supposer que notre massif granitique appartient à l'ensemble inférieur et que les roches plus fortement magnétisées qui l'entourent correspondent en fait aux métavolcanites tholéitiques.

On a vu plus haut que ce massif granitique devait aussi se manifester par sa flottabilité isostatique, faisant jouer au Brabant le rôle de zone haute du Dévonien Moyen, au moins, jusqu'au Cénozoïque. Dès lors, on peut se demander pourquoi ce phénomène n'est pas observable plus tôt.

Une réponse possible est que c'est le cisaillement régional entamé au Dévonien Moyen qui a structuré le Massif du Brabant de telle sorte que son cœur, isostatiquement plus léger, a pu commencer à se dégager du reste du socle précambrien et calédonien, jusqu'ici relativement monolithique.

7.- CONCLUSIONS

Le but du travail présenté ici était, au départ, de tester la validité du canevas structural dégagé à partir des levés géologiques menés sur les planchettes Blicquy-Ath et Lens Soignies. Les données et interprétations nouvelles, découlant du levé cartographique, devaient être replacées dans une synthèse plus générale, en vue d'être, soit validées, soit mises en question.

Ce faisant, il s'est avéré que la synthèse pouvait être intéressante pour elle-même et qu'il était possible de dégager un mécanisme tectono-sédimentaire expliquant nombre d'observations acquises précédemment. Ce dispositif tectono-sédimentaire semble pouvoir fournir des voies de recherche fécondes pour l'avenir.

8.- REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier le Ministère de la Région Wallonne, pour m'avoir confié la révision du socle des planchettes Blicquy-Ath et Lens-Soignies. Toute ma gratitude va aussi au Professeur Michel Vanguestaine, de l'Université de Liège, qui a relu et critiqué ce texte.

Je remercie également mes collègues de la Faculté Polytechnique de Mons, notamment Messieurs les Professeurs Y. Godfriaux et J.M. Charlet, pour leurs critiques constructives. Je ne puis oublier Madame F. Venuti qui a réalisé les dessins.

Le présent travail a été présenté oralement: au Service Géologique de Belgique, le 6/12/91; à la Société géologique de Belgique, le 21/01/92; à l'Université de Louvain, 23/02/93; et à l'Observatoire royal de Belgique, le 17/03/93. Je remercie tout ceux qui à ces occasions, par leurs questions et leurs remarques, m'ont aidé à mettre de l'ordre dans les idées présentées ci-dessus.

9.- BIBLIOGRAPHIE

- ANDRÉ, L., 1991. The concealed crystalline basement in Belgium and the "Brabantia" microplate concept: constraints from the Caledonian magmatic and sedimentary rocks. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, pp. 117-139.
- ANDRÉ, L. & DEUTSCH, S., 1984. Les porphyres de Quenast et de Lessines: géochronologie, géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 93: 375-384.
- ANDRÉ, L. & DEUTSCH, S., 1985. Very low-grade metamorphic Sr isotopic resettings 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.
- AUFFRET, J.P. & COLBEAUX, J.P., 1977. Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche Orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 19: 1045-1053.
- BLESS, M.J.M., CONIL, R., DEFOURNY, P., GROESSENS, E., HANCÉ, L. & HENNEBERT, M., 1980. Stratigraphy and thickness variations of some strunio-dinantian deposits around the Brabant Massif. *Mededel. Rijks geol. Dienst*, 32-8: 56-65.
- BOTT, M.P.H., 1961. A gravity survey off the coast of north-east England. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 33: 1-20.
- BOTT, M.P.H., 1967. Geophysical investigations of the northern Pennine basement rocks. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 36: 139-168.
- BOTT, M.P.H., 1978. Deep structure. In Moseley, F., (ed.), *The geology of the Lake District*. Yorkshire Geological Society Occasional Publication No. 3: 25-40.
- BOTT, M.P.H., 1987. Subsidence mechanisms of Carboniferous basins in Northern England. In: Miller, J., Adams, A.E., and Wright, V.P. (eds.). *European Dinantian Environments*: 21-32.
- BOUCKAERT, J., DUSAR, M. & VAN DE VELDE, E., 1981. Exploration for coal in the Neeroeteren-Rotem area (Campine coalfield of the Campine-Brabant basin, NE Belgium): Preliminary results of a seismic survey carried out in December 1980 - January 1981. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 104: 281-289.

- BRIKKE, Y., MARQUIS, Ch., TAUSSAC, R. et VILLEMEN, J., (Coord.), 1965. Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France (C.F.P.(M.)), COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A.). *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXXV: 273-281.
- CAMELBEECK, T., 1990. L'activité sismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de sismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112: 347-365.
- CAMERMAN, C., 1944. La pierre de Tournai : son gisement, sa structure et ses propriétés, son emploi actuel. *Mém. Soc. belge Géol., Nouv. série, in 4°*, 1: 1-86.
- 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), 1, 6: 925-941.
- COEN-AUBERT, M., GROESSENS, E. & LEGRAND, R., 1980. Les formations paléozoïques des sondages de Tournai et de Leuze. *Bull. Soc. belge Géol.*, 89: 241-275.
- COLBEAUX, J.P., 1974. Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278: 1159-1161.
- COLBEAUX, J.P., 1984. L'évolution structurale du sud de la Belgique et du nord de la France : sa relation avec la dérive des continents. Quelques hypothèses. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93: 71-78.
- COLBEAUX, J.P., BEUGNIES, A., DUPUIS, Ch., ROBASZYNSKI, F., & SOMME, J., 1977. Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 47: 191-222.
- COLBEAUX, J.P., LEPLAT, J., PAEPE, R., & SOMME, J., 1978. Tectonique récente dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique: Exemple de la Plaine de la Lys (Feuille d'Hazebrouck à 1/50.000). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 48: 179-188.
- CORIN, F., 1965. Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belg.*, n° 4, 148 p.
- CROWELL, J.C., 1974. Origin of late Cenozoic basins in Southern California. In: Dickinson, W.H. (ed.). *Tectonics and Sedimentation*. Spec. Publ. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Tulsa, 22: 190-204.
- DE MAGNEE, I., 1948. Commentaire géologique sur la nouvelle carte gravimétrique de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 57: 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.
- DEJONGHE, L., DELMER, A. & GROESSENS, E., 1976. Découverte d'anhydrite dans les formations anténamuriennes du sondage de Saint-Ghislain (Note préliminaire). *Bull. Acad. roy. Belg. (Cl. Sci.)*, Séance du 10.1.1976: 80-83.
- DELMER, A., 1977. Le bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. *Serv. géol. Belg., Prof. Paper*, 1977/6, n° 143, 12 p.
- DE VOS, W., CHACKSFIELD, B.C., D'HOOGHE, L., DUSAR, M., LEE, M.K., POITEVIN, C., ROYLES, C.P., VANDENBORGH, T., VAN EYCK, J., & VERNIERS, J., 1993. Image-based display of Belgian digital aeromagnetic and gravity data. *Belgian Geological Survey, Professional paper* 1993/5, no. 263, 20 p.
- EDEL, J.B., 1982. Le socle varisque de l'Europe moyenne: apports du magnétisme et de la gravimétrie. *Sci. Géol. Bull.*, 35: 207-224.
- EDEL, J.B., & COULON, M., 1986. Mise en évidence de rotations tardihercyniennes à partir d'un profil paléomagnétique à travers l'Ardenne et le Brabant. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 55: 139-144.
- GODEFROY, P. & LEPLAT, J., 1990. Evaluation de l'aléa sismique dans le cadre d'études des dangers d'installation industrielles à haut-risque de la région Nord-Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 59: 39-48.
- GROESSENS, E., CONIL, R. & HENNEBERT, M., 1979. Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. Stratigraphie et Paléontologie. *Mém. expl. Cartes Géol. Min. Belg.*, 22, 137 p.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: Wilgus, C.K., Posamentier, H., Ross, C.A. & Kendall, C.G.St.C. (eds.). *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. SEPM Special Publication No. 42: 71-108.
- HEYBROEK, P., 1974. Explanation to tectonic maps of the Netherlands by Nederlandse Aardolie Maatschappij B.V. *Geologie en Mijnbouw*, 53: 43-50.
- JONES, L., 1948. Le levé gravimétrique de la Belgique 1947-1948. *Bull. Soc. belge Géol.*, 57: 568-575.
- JONES, L., 1950-1951. Les premiers résultats de la comparaison du Deuxième Nivellement Général (1948) avec les nivellements anciens. *Bull. Soc. belge Géol.*, 59 (1950): 156-162.
- KAASSCHIETER, J.P.H., 1961. Foraminifera of the Eocene of Belgium. *Kon. Belg. Inst. Natuurwet.*, 147, 271 p.
- KIMPE, W.F.M., BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CONIL, R., GROESSENS, E., MEESSEEN, J.P.M.Th, POTY, E., STREEL, M., THOREZ, J. & VANGUESTAINE, M., 1978. Paleozoic deposits East of the Brabant Massif in Belgium and the Netherlands. *Meded. rijks geol. Dienst*, 30-2: 37-103.
- LEGRAND, R. & MORTELMANS, G., 1959. Le sondage de l'Asile d'aliénés à Tournai et le problème du Tournaisien de Tournai. *Bull. Soc. belge Géol.*, 68: 335-348.
- LEGRAND, R., 1950. Carte géologique et hypsométrique du socle paléozoïque de la Belgique, complétée par les allures générales du Crétacé. *Bull. Soc. belge Géol.*, 59: 318-341.
- LEGRAND, R., 1962. Données nouvelles sur le Tournaisien, grâce aux forages de Tournai et de Leuze. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 254: 3878-3880.
- LEGRAND, R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. expl. Cartes géol. Min. Belg.*, 9, 148 p.
- LEGRAND, R., MAMET, B. & MORTELMANS, G., 1966. Sur la stratigraphie du Tournaisien de Tournai et de Leuze. Problèmes de l'étage Tournaisien dans sa localité-type. *Bull. Soc. belge Géol.*, 74: 140-188.
- MARLIÈRE, R., 1954. Le Crétacé. in: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Sous la dir. de P. Fourmarier, Soc. géol. Belgique, Liège : 417-444.
- MATTE, Ph., 1983. Two Geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of western Europe. In: Rast N. et Delany F.M. (eds.). *Profiles of Orogenic Belts*. Geodyn. Ser., 10, A.G.U.: 53-81.
- MATTE, Ph., 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*, (8), t.II, n°11: 9-24.
- MATTE, Ph., RESPAUT, J.P., MALUSKI, H., LANCELOT, J.R., & BRUNEL, M., 1986. La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien: déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage Pays de Bray 201. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n° 1: 69-77.
- MEGNIEN, C., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, vol. 101, 102 et 103.
- MICHOT, P., 1980a. Le segment tectogénique calédonien belge. *Mém. Cl. Sci. Acad. R. Belg.*, 43, 61.
- MICHOT, P., 1980b. Belgique. Introduction à la géologie générale (Excursion 211A). Proc. 26th int. Geol. Congr. Guide-book, G16: 487-576.
- MORTELMANS, G., 1963. Les calcaires de Tournai. In: Delmer, A., Legrand, R., Mamet, B. & Mortelmans, G. (eds.). *Le Dinantien du Hainaut occidental*. Livret-guide de l'excursion I-J: 1-22. 6e Congr. Int. Sédimentologie, Belgique et Pays-Bas, 1963.
- MORTELMANS, G., 1969. L'étage Tournaisien dans sa localité-type. C.R. 6e Congr. Int. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield 1967, Vol. I: 19-44.
- MORTELMANS, G., 1976. Evolution paléocéologique et sédimentologique du calcaire de Tournai. Quelques lignes directrices. *Bull. Soc. belge Géol.*, 82 (1973): 141-180.
- PAULISSEN, E., VANDENBERGHE, J., & GULLENTOPS, F., 1985. The Feldbiss fault in the Maas valley bottom (Limburg, Belgium). *Geologie en Mijnbouw*, 64: 79-87.
- ROBASZYNSKI, F. & DUPUIS, Ch. (eds.), 1983. Belgique. Guides Géologiques Régionaux, Masson, Paris, 204 p.
- ROBASZYNSKI, F., DUPUIS, Ch. & COLBEAUX, J.P., 1982. Excursion de l'A.G.B.P. du 9 au 11 octobre 1981. De la Picardie au Boulonnais. Aspects de la couverture céno et mésozoïque. Front varisque et soubassement paléozoïque. *Bull. Inf. Assoc. Géol. Bass.* Paris, 19: 9-62.
- ROUCHY, J.-M., 1986. Sédimentologie des formations anhydritiques givétiennes et dinantiennes du segment varisque Franco-belge. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95, 111-127.

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. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93: 105-145.

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 : Peryt, T.M. (ed.). *Evaporite Basins* : 31-67. Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 13, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

VANDYCKE, S., BERGERAT, F. & DUPUIS, Ch., 1988. Paléocontraintes à la limite Crétacé-Tertiaire dans le Bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, Sér. II: 303-309.

VANDYCKE, S., BERGERAT, F. & DUPUIS, Ch., 1991. Meso-Cenozoic faulting and inferred palaeostresses in the Mons Basin, Belgium. *Tectonophysics*, 192: 261-271.

WILLENS, W. & MOORKENS, T., 1990. The Ypresian Stage in the Belgian Basin. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97: 231-249.