

Une inversion tectonique cénozoïque par étapes : le Pas-de-Calais

BRIGITTE VAN VLIET-LANOË¹, JEAN-LOUIS MANSY¹, JEAN-PIERRE HENRIET²,
MICHEL LAURENT³ et JEAN-PIERRE VIDIER⁴

Mots clés. – Front varisque, Réactivation, Raccourcissement, Eocène moyen, Ouverture, Déformations à grande longueur d'onde, Eustatisme forcé.

Résumé. – Le Boulonnais est un dôme où s'emboîte un paléo-golfe marin déjà partiellement excavé pendant l'Eocène supérieur, conséquence d'une inversion tectonique dès l'Eocène moyen. De nouvelles données sédimentaires et paléopédologiques recueillies à l'intérieur du Boulonnais permettent de mieux comprendre son inversion par étape en les associant aux données sismiques existantes. Le détroit du Pas-de-Calais a probablement été ouvert au Lutétien, pendant une partie de l'Oligocène et au Néogène supérieur : les faunes oligocènes et pliocènes sont identiques de part et d'autre du détroit. Il s'est refermé épisodiquement pour des raisons tectoniques et eustatiques, à l'Oligocène final, certainement au Miocène inférieur et moyen, et à partir du Quaternaire ancien pour n'être réouvert que tardivement lors du Dernier Interglaciale. Les réouvertures sont en relation avec l'évolution de la Manche orientale et de son réseau de paléovallées. L'inversion du front varisque a accommodé l'essentiel du raccourcissement imposé à la plate-forme occidentale de l'Europe lors de la remontée de la plaque ibérique puis, de la formation des Pyrénées. L'inversion du bassin Boulonnais-Weald est quasi-synchrone de celle des autres bassins de la Manche et de la mer du Nord. Les implications tectoniques, géomorphologiques et climatiques de cette dynamique sont discutées dans le contexte de l'Europe occidentale.

A tectonic inversion by steps during the Cenozoic : the Dover Strait

Key words. – Variscan front, Reactivation, Shortening, middle Eocene, Opening, Long wave length deformation, Forced eustatism.

Abstract. – The Boulonnais is a dome incised by a former marine gulf inset into a zone of tectonic inversion from the Middle Eocene, which was already partly excavated at least at the Upper Eocene. New sedimentological and paleopedological data obtained within the Boulonnais, completed with old seismic profiles, allow a better understanding of the inversion process which developed step by step. The initial breaching probably took place in the late Eocene. The Dover Strait was probably opened during the Lutetian, a part of the Oligocene and the late Neogene. Oligocene and Pliocene faunal assemblages are identical on both sides of the Strait. It was closed again for tectonic and eustatic reasons in the early Quaternary and reopen subsequently just before the Last Interglacial. The opening is related to the evolution of the Western Channel and of its paleovalley system. The inversion of the Variscan front accommodates most of the shortening induced by the Pyrenean Orogen on the western border of the European plate. The inversion of the Dover Strait region is almost synchronous with those of other basins of the Channel and North Sea areas. Tectonic, geomorphologic and climatic implications of this dynamic are discussed within the western European context.

INTRODUCTION

La zone du détroit du Pas-de-Calais et le Boulonnais correspondent à une structure géologique longtemps considérée comme un anticlinal. En fait, cet ensemble est le résultat d'une inversion tectonique affectant le bassin mésozoïque Weald-Boulonnais [Ziegler, 1992 ; Coward, 1994 ; Mansy *et al.*, 2004]. L'axe « anticlinal », proche du front varisque, est en partie hérité des structures chevauchantes hercyniennes. Une première inversion du bassin s'est produite à la limite Jurassique-Crétacé [Mansy *et al.*, 2003]. Quant à la seconde phase d'inversion, cénozoïque, soit elle se situerait à la limite Eocène-Oligocène [Ziegler, 1992 ; Coward, 1994],

soit elle serait synchrone des inversions reconnues pour le Wessex et certains bassins de la mer du Nord à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène [Ziegler, 1992]. Néanmoins, le synchronisme de l'inversion cénozoïque de la zone Weald-Boulonnais avec celle de l'île de Wight apparaît comme vraisemblable, ce qui impliquerait un âge paléogène [Gale *et al.*, 1999 ; Vandycke et Bergerat, 2001 ; Mansy *et al.*, 2003]. Les preuves de mouvements n'ont, jusqu'à présent, pas permis d'en retracer précisément l'histoire depuis le début du Paléogène bien que certaines observations récentes mettent en évidence des rejeux au Néogène [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a] et au Pléistocène [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000]. Le soulèvement total, induit par

¹Processus et Bilans des domaines sédimentaires, UMR 8110 CNRS, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France ; correspondance : Brigitte.van-Vliet-Lanoë@univ-lille1.fr

²Renard Centre for Marine geology, Rijksuniversiteit Gent, 281 Krijgslaan, 9000 Gent, Belgique.

³Ecole de chimie, Université de Paris VI, France.

⁴Laboratoire de Paléontologie analytique et Géologie sédimentaire, UMR 5561 CNRS, Université de Bourgogne, Bld Gabriel, 21100 Dijon, France. Manuscrit déposé le 13 mai 2002 ; accepté après révision le 8 septembre 2003.

l'inversion tertiaire dans le secteur de la zone orientale du Weald, a été estimé à 1525 m, et ne coïncide pas avec la zone de subsidence et d'accumulation maximales du bassin (Jurassique supérieur et Crétacé inférieur).

L'ouverture du détroit du Pas-de-Calais au Cénozoïque et la néotectonique de l'ensemble Weald-Boulonnais sont mal connus et sujets à controverses. Dans la majorité des publications, l'ouverture du Pas-de-Calais et l'évidement du Boulonnais sont toujours considérés comme d'âge pléistocène [Sommé, 1977 ; Alduc, 1979 ; Ziegler, 1992 ; Colbeaux *et al.*, 1993 ; Gibbard, 1995 ; Jones, 1999 ; Sommé *et al.*, 1999 ; Lefèvre et Sommé, 2001] bien que certains auteurs restent dubitatifs [Larsonneur, 1971 ; Curry, 1992 ; Brigland et D'Olier, 1995 ; Meyer et Preece, 1995].

Ce détroit est fonctionnel au Paléocène et est fermé temporairement durant l'Yprésien inférieur, le Lutétien moyen et jusqu'au Quaternaire selon Pomerol [1973]. Margerel [1968] suggère une ouverture au Pliocène en raison de l'homogénéité des faunes de foraminifères de la Manche et de la mer du Nord méridionale. La grande proportion d'espèces chaudes dans le Pliocène des Red Crag est pour Curry [1992], un argument en faveur d'ouverture dès le Pliocène et probablement dès la fin du Miocène. L'âge de l'ouverture au Pléistocène est fondé sur l'attribution au Quaternaire moyen de la formation du Fart/Slack décrite à Wissant en

tant que « formation de la Slack » et considérée comme d'origine fluviatile et glacio-lacustre [de Heinzelin, 1964 ; Roep *et al.*, 1975]. Un autre élément est la présence de paléosurfaces « quaternaires » emboîtées à l'intérieur de la dépression du Boulonnais [de Heinzelin, 1964] (fig. 1C et 2a). De facto, la surrection du Boulonnais et son évidement ont donc été attribués au Pléistocène.

Une reprise systématique, depuis 1996, des coupes anciennes, des descriptions inédites faites en 1968-69 et de profils levés lors des travaux de l'autoroute du littoral, ont permis, tous comme ceux du tunnel sous la Manche, de lever un certain nombre d'incertitudes. L'important recul actuel de la côte permet également de nouvelles observations. La ré-analyse de profils sismiques anciens a amené des arguments complémentaires.

Ces travaux nous ont obligé de remettre en cause les attributions stratigraphiques antérieures, notamment en démontrant l'existence d'un Néogène supérieur dans les environs du détroit du Pas-de-Calais [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a]. Grâce à des observations plus récentes, nous proposons ici une analyse stratigraphique des différents placages et paléosols préservés à l'intérieur du Boulonnais et de replacer les événements post-paléocènes dans le contexte morpho-tectonique et climatique du Cénozoïque moyen et supérieur. Cette remise à plat de l'enregistrement de l'inver-

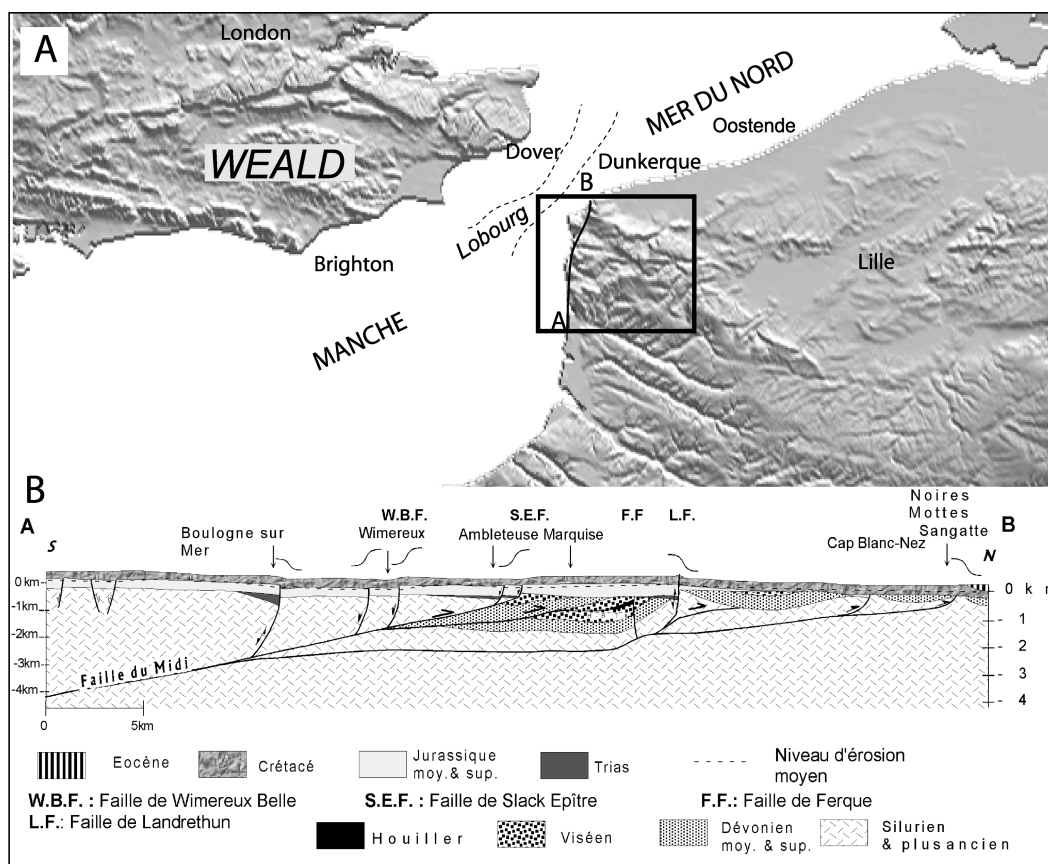


FIG. 1. – A- localisation de la zone étudiée ; B- Coupe synthétique du Boulonnais, de la vallée de la Canche à Calais [d'après Mansy *et al.*, 2003] ; C- Carte morphologique avec localisation des paléosurfaces et des dépôts tertiaires du Boulonnais. Les n° cerclés font référence aux sites décrits dans le texte [modifié et complété de van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a].

FIG. 1. – A- Location of the studied zone ; B- Synthetic section of the Boulonnais, from the Canche valley to Calais [modified from Mansy *et al.*, 2003] ; C- Morphologic map with location of palaeosurfaces and Tertiary deposits of the Boulonnais. The circled numbers refer to sites in the text [modified from van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a].

sion va permettre de comprendre les mécanismes de contrôle qui génèrent la structure du Pas-de-Calais et son ouverture en relation avec l'évolution eustatique et tectonique de ce secteur de l'Europe. Finalement, nous verrons que cette structure majeure ne se comporte pas différemment des autres bassins inversés de l'Europe du Nord-Ouest.

LE CONTEXTE STRUCTURAL

Le détroit du Pas-de-Calais est localisé au contact de deux grands domaines situés à la limite du front varisque septentrional.

Au sud, l'équivalent du parautochtone Brabançon affleure essentiellement dans la région de Marquise. On y reconnaît différentes unités structurales séparées par des chevauchements à faible pendage sud [Mansy *et al.*, 2003] (fig 1b). L'ensemble de ces unités chevauchantes est tronqué par une zone faillée verticale d'âge permo-triasique, la faille de Pernes [Lewandowski *et al.*, 1999]. Des phases extensives affectent cette région au Permo-Trias et au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ; la morphologie actuelle du Boulonnais est ensuite contrôlée par l'inversion de cette zone. Il ne s'agit pas d'un anticlinal *s.s.*, mais d'une suite de

flexures en relais imposées par des réseaux de failles anciennes profondes à une couverture mésozoïque peu épaisse. Les plus importants apparaissent au niveau de Landrethun et de l'Artois (Pernes, Ruitz, Marqueffles). Le bassin de St Omer s'est installé au NE d'un de ces réseaux de failles (fig. 1C). Des flexures en relais existent également au niveau du détroit, dans le secteur des fosses Dangeard [Kellaway *et al.*, 1975].

Au nord de cet antiforme, la zone méridionale de la mer du Nord est caractérisée par une couverture méso-cénozoïque avec un pendage marqué vers le NE [Henriet *et al.*, 1989] ; elle est affectée par plusieurs accidents flexuraux NW-SE, le prolongement de la faille de Newport-Ascampont et celle de South Hewett. Dès 1972, Shepard-Thorn *et al.*, ont souligné l'importance de la réactivation des structures profondes paléozoïques sur la morphologie de cette région de l'Europe.

L'INITIATION DE L'INVERSION

L'enregistrement sédimentaire de la série stratigraphique du Cénozoïque est très discontinu sur l'ensemble du Boulonnais. Si la zone inversée du Bray est en relief émergé dès la fin du Crétacé, le Boulonnais commence aussi à se soulever

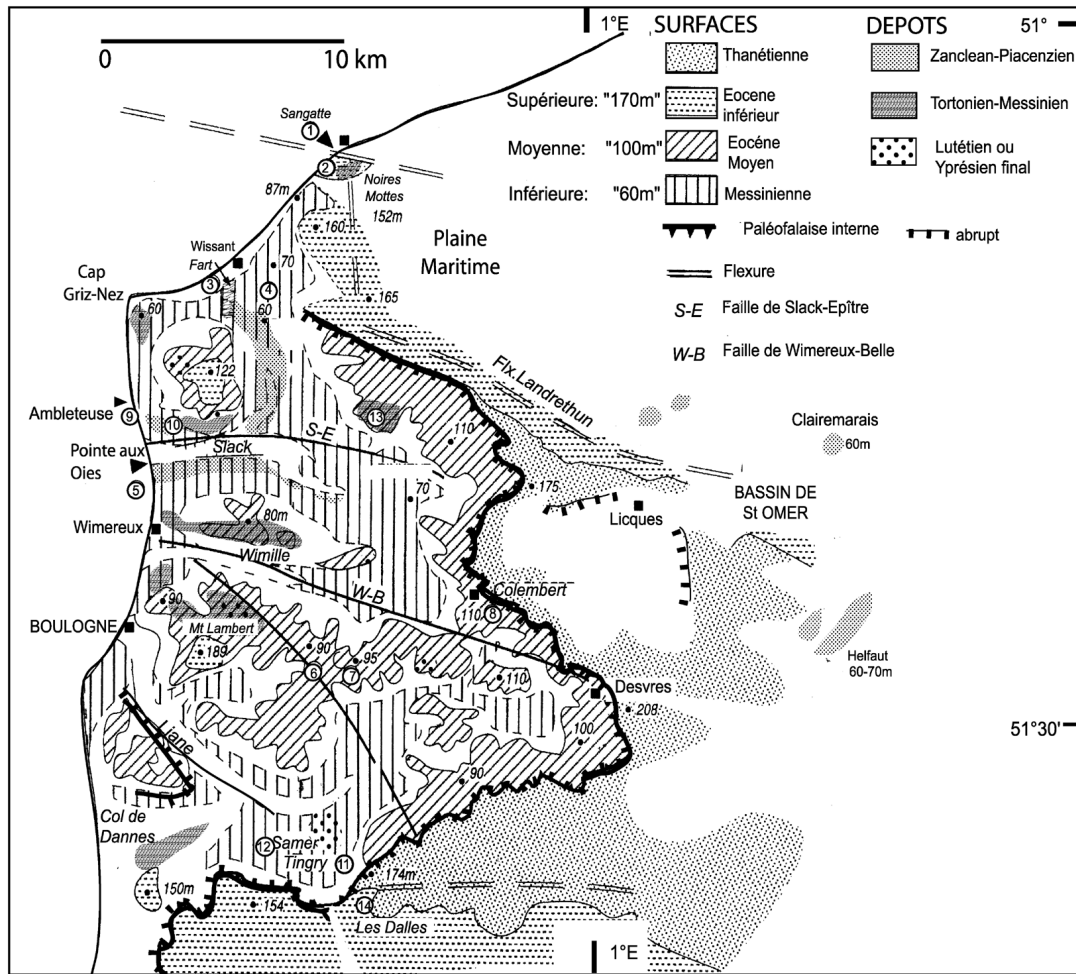


FIG. 1C

à cette époque [Lamarche *et al.*, 1998]. Cependant, au sud de la paléo-falaise de Sangatte (fig. 2c), l'existence d'un chenal contenant un mélange de blocs dérivés de la craie phosphatée turonienne mêlé à des galets littoraux de silex roux et de grès ferrugineux, suggère une émergence avec altération supérogène au cours du Turonien et daté du Turonnien

par sa matrice [Robazynski, com. Pers]. Cet événement correspond probablement à celui du Turonien moyen mis en évidence par Deconinck *et al.* [1991, 2000].

D'autre part, il existe sous le niveau à Plenus, affleurant au niveau de la plage fossile de Sangatte, des évidences de slump synsédimentaire de la craie au niveau d'une faille

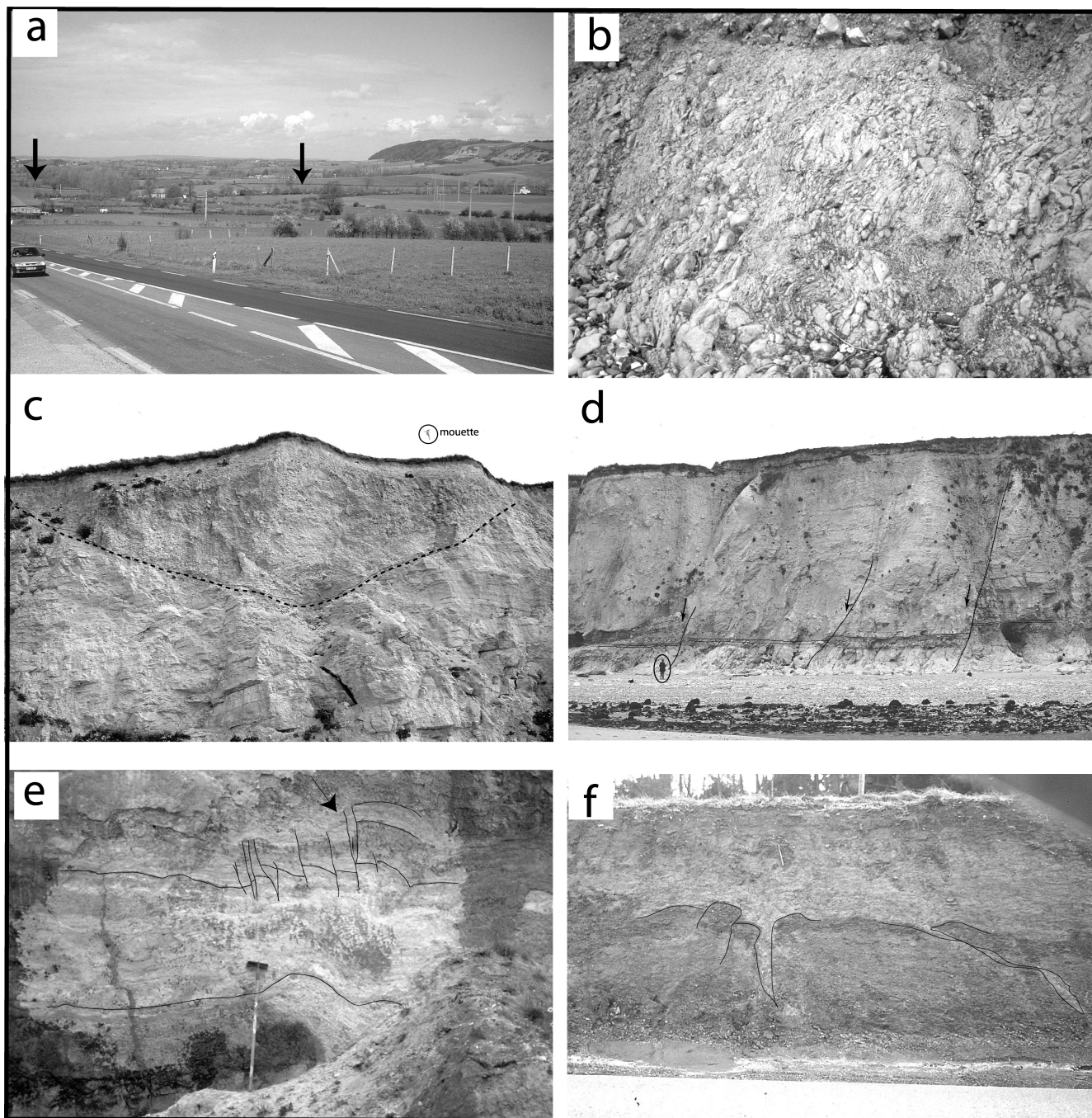


FIG. 2. – a) Paléofalaise et surface d'abrasion moyenne, internes au Boulonnais vu à partir de Tingry, les flèches indiquent les 2 sites de la figure 6 ; b) craie gélifracée sous la plage fossile de Sangatte (fig. 1C-1) montrant des traces de slump soulignées par les traces de ségrégation de glace, hauteur de l'affleurement 1 m ; c) paléochenal turonien ? (300 m au SW de la plage fossile de Sangatte) ; d) failles flexurales affectant le niveau à Plenus, 50 m en amont de la plage fossile : les failles et le niveau à Plenus sont soulignés ; e) structure en fleur au-dessus d'une faille affectant les loess anciens (circa 160 ka) à 200 m en aval de la plage fossile ; f) fentes de tension dans une vase tidale vraisemblablement tortonienne, point, fig. 1C-7).

FIG. 2. – a) Marine abrasion surface and palaeocliff inside the Boulonnais, from Tingry (the arrows locate the 2 sites of figure 6) ; b) frost shattering by ice segregation enhancing slumping in chalk, below the Sangatte raised beach (height 1 m) ; c) Turonian palaeo-talweg (300 m SW of the Sangatte raised beach) ; d) flexure offsetting the Plenus layer, 50 m south of the Sangatte raised beach ; e) flower structure deforming old loesses above a fault (circa 160 ka), 200 m north of the raised beach ; f) tension fractures in a tidal mud (fig. 1C-7) of probable Tortonian age.

principale (fig. 2b). Il semble donc que, dès le Crétacé moyen, la flexure fonctionne et donc que l'inversion de ce secteur débute (Cénomaniens supérieurs) [Bergerat et Vandycke, 1994]. Cette activité tectonique locale est confortée par celle enregistrée à cette époque en mer du Nord [Badley *et al.*, 1998] et dans le Kent [Bergerat et Vandycke, 1994] et par le caractère limité de la sédimentation crayeuse post-cénomanienne dans le bassin de Paris [Mortimore et Pomerol, 1991]. Ces événements sont contemporains des phases subhercynienne et laramienne, définies pour l'Europe de l'Ouest [Ziegler, 1990].

Enfin, la préservation préférentielle du Santonien sur le bord nord du Boulonnais [Deconinck *et al.*, 1989] est un argument en faveur d'une accommodation différentielle liée à l'activité flexurale des zones de Landrethun-Sangatte.

Les dépôts paléocènes du NE de la région, des argiles et des sables sont localisés dans des paléo-talwegs amples d'après la carte géologique [St Omer : Desoignies et Thibaut, 1968] alors qu'un bassin continue de se former au pied NE de la flexure de Landrethun. Pour le sud du Boulonnais, le Paléocène est préservé dans des colmatages karstiques sur zone faillée transtensive (sables Thanétiens à faciès tidal observables le long des tranchées de l'autoroute du littoral). Le Boulonnais est exondé depuis la fin du Thanétien. Cette exondation peut être mise en relation avec une phase de soulèvement du Bray, modeste avant l'Yprésien, observée par Cavelier et Chateauneuf [1971]. L'Eocène est présent sur le flanc nord du Boulonnais à la base des Noires Mottes (sables yprésiens infra-littoraux, carte géologique de Marquise) [Mansy *et al.*, 2004] et également sur le flanc nord du Weald.

L'ensemble de l'axe Weald-Boulonnais serait, selon les données publiées [Pomerol, 1973 ; Balson, 1989 ; Curry, 1992], exondé pendant l'Oligocène (absence de dépôt) ce qui confère au bassin une altitude supérieure à 200 m NGF (Rupélien) et supérieure à 150 m au Langhien-Serravalien (20-12 Ma) si on se réfère aux courbes eustatiques de Hardenbol *et al.* [1998]. Le Néogène est préservé essentiellement sur le bord nord du Boulonnais [Pomerol, 1973] et, la limite de la transgression Pliocène est traditionnellement localisée au nord du détroit, le long du compartiment N affaissé de la flexure de Landrethun et de la zone flexurale en relais de Sangatte. En Manche, sa limite septentrionale ne dépasserait pas Fécamp [Pomerol, 1973]. Le Néogène n'est pas reconnu sur le Weald, seuls les Leham Beds (180 m) anciennement attribués au Pliocène, sont assimilés au Diestien des monts de Flandre (150-140 m), un cordon littoral messinien [Desoignies et Thibaut, 1968 ; Pomerol, 1973 ; Balson, 1989 ; Curry, 1992]. Nous avons pu montrer [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002] qu'il s'agit d'une barrière littorale continue partant de la région d'Aldershot (à l'ouest de la vallée de la Tamise) jusque dans la région de Louvain en Belgique (fig. 6).

OUVERTURES DU PAS-DE-CALAIS : ARGUMENTS STRATIGRAPHIQUES ET GÉOMORPHOLOGIQUES

En dehors des périodes reconnues de connexion marine entre la Manche et la mer du Nord au Paléogène, divers épisodes d'ouverture du détroit peuvent être mis en évidence.

Ouverture Néogène

Pour des raisons faunistiques, le détroit est fermé au Messinien [foraminifères : Margerel, 1968 ; 1989], mais, ouvert dès le Pliocène moyen jusqu'à la fin du Tiglien (1,5 Ma) [malacofaune marine : B. Funnell, in Curry *et al.*, 1978 ; Meyer et Preece, 1995]. Cette ouverture amène un refroidissement des eaux marines, plus précoce en Normandie qu'en Bretagne occidentale et dans les Cornouailles anglaises [Margerel, 1989]. L'affleurement de falun néogène de Fécamp, préservé dans un karst, appartiendrait au Tortonien final ou au Messinien [Mercier *et al.*, 1997]. Cependant les faunes miocènes et pliocènes sont mal cernées chronologiquement en raison de la non-prise en compte d'une cyclicité climatique de type Milankovitch, antérieure au Pléistocène [Mercier *et al.*, 1997 ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002]. Du Pliocène existe en forêt de Clairmarais, au NE du Boulonnais [sables roux à + 60 m : Desoignies et Thibaut, 1968] et selon nos observations, également sur le plateau d'Helfaux, où des faciès identiques affleurent à + 60 m (fig. 1C). En Manche, le prolongement nord du chenal Lobourg, au centre du détroit, date du Pliocène selon les observations paléontologiques de Dingwall [1975].

Ce chenal est localisé dans le prolongement d'un accident subméridien partant du Murray Pit (fig. 6) dans le SW de la mer du Nord. Le Lobourg recoupe également les fosses Dangeard. La zone actuellement submergée du détroit ne correspond pas à l'hypothétique graben quaternaire suggéré par Colbeaux *et al.* [1993], mais plutôt à une série de flexures d'orientation WNW/ESE [Hamblin *et al.*, 1992], contrôlées par l'inversion du Weald, aboutissant globalement à une morphologie synforme, l'inversion étant plus puissante du côté anglais. Les travaux du tunnel sous la Manche montrent du côté français une série de blocs basculés dénotant une transpression notable dans les craies cénomaniennes [Hueber et Magnas, 1987].

Ouverture Pléistocène

Le détroit est fermé au stade isotopique MIS 7 (220-180 ka) [malacoderme : Meyer et Preece, 1995] comme le confirme le caractère très continental des formations littorales attribuées à ce stade isotopique le long de la Manche [Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997], alors qu'il serait ouvert au MIS 9 (340-300 ka) [palynologie et malacoderme : Gibbard, 1995]. Colbeaux *et al.* [1993], Gibbard [1995] et Lefèvre et Sommé [2001] situent l'ouverture au Pléistocène ancien vers 1 Ma-800 ka, attribution basée sur l'âge présumé « cromérien » (800-400 ka) de la formation du Fart [de Heinzelin, 1964] et sa proximité du cap Gris Nez.

Un autre problème majeur de cette région est le réseau anormal des paléo-vallées de la Manche. Ce réseau n'est apparent qu'en Manche orientale. Sa morphologie est, en fait, parfaitement calée sur des accidents parallèles et, en prolongement du système du Hurd Deep en Manche occidentale, de la suture du Lizard et des directions tardi-hercyniennes, notamment les flexures associées au front de déformation varisque. La morphologie des fonds de ce secteur, son double système de paléo-vallées et les sédiments qui le colmatent sont, sur la base de sondages de sismique-réflexion, attribués aux grandes régressions des périodes glaciaires quaternaires [Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980]. L'incision basale du réseau hydrographique armoricain pré-quaternaire est datée de la base du Tortonien [par RPE : Laurent *et al.*,

1998 ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998b] ; côté mer du Nord, Vandenberghe *et al.* [1998] ont fait la même constatation avec, en outre, une autre incision majeure à la base de l'Eocène moyen.

Au niveau des Approches occidentales de la Manche, plusieurs grandes surfaces de discontinuité affectent les formations cénozoïques et se rejoignent au niveau de la Manche orientale. La formation Jones (Miocène inférieur) repose sur une surface d'érosion fini-oligocène et recoupe l'Eocène selon une discordance angulaire et ravinante. Cette formation est tronquée par un gros corps sédimentaire fini-serravalien et tortonien (14-7,3 Ma), la formation Cockburn [Evans 1990], encadrée par des surfaces d'érosion majeures, la plus récente correspondant à la régression de la fin du Messinien (5,2 Ma). La sédimentation plio-quaternaire des Approches occidentales de la Manche est réduite [Evans, 1990]. En Manche orientale, la genèse des paléosurfaces dans lesquelles le réseau s'incise est certainement polygénétique. En Bretagne, dans la région d'Aldershot et en Campine belge, une phase d'incision importante marque la base des dépôts tortonien [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002]. La surface fini-messinienne se raccorde également à la surface dans laquelle est incisée le réseau de paléo-vallées. Le façonnement de la plate-forme actuelle est corrélé à des bas niveaux eustatiques tortonien, dominé par une abrasion littorale glacielle avérée (rabotage par l'action de la banquise littorale) [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002].

Enfin, certaines vallées ont été vidangées de leur contenu lors de transgressions néogènes ou quaternaires (paléo-vallée nord, fig. 6). Le réseau des paléovallées de la Manche orientale est probablement beaucoup plus ancien que ce qui est généralement admis.

Quant aux Fosses Dangeard, elles ont été partiellement étudiées lors de la campagne préalable à la construction du tunnel sous la Manche. Une première analyse palynologique [M.T. Morzadec-Kerfourn in Destombes *et al.*, 1975] leur avait attribué un âge Amersfoort (stade isotopique 5c pro parte ou MIS 5c). Nous avons vu qu'elles sont probablement plus anciennes que le chenal Lobourg. Le contenu sédimentaire de la partie supérieure [Alduc, 1979] ressemble par contre à la formation de la Slack, maintenant attribuée au Pliocène inférieur et moyen [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a, 2002] ou, comme nous allons le voir, à certains faciès yprésiens. En revanche, les trois corps sédimentaires profonds (jusqu'à 60 m) décrits en sismique par Kellaway *et al.* [1975], sont de nature inconnue avec une réflexion de type « sable ». Vers la rive anglaise, les séquences ne sont pas tronquées par le chenal Lobourg.

RÉINTERPRÉTATION DES DONNÉES ANCIENNES ET OBSERVATIONS NOUVELLES

Pour comprendre la dynamique de cette région où les dépôts préservés sont d'extension très limitée, il faut prendre en compte autant les dépôts que la morphologie sur laquelle ils reposent.

La surface-enveloppe du Boulonnais est soulignée par des argiles à silex très rubéfiées (1 m). Trois autres paléo-surfaces à environ 170, 100, 60 m (fig. 1C) ont été définies dans le Boulonnais méridional par J. de Heinzelin [1964] qui les assimile à des terrasses marines et les attribue au Pléistocène. L'équivalent de ces surfaces existe à l'intérieur

du Weald où elles se superposent aux contacts lithologiques. Les formations sédimentaires associées (Fart et Slack) ont été pour certaines, initialement décrites par de Heinzelin [1964] et Roep *et al.* [1975] notamment dans la carrière du Fart et sur un affleurement réduit (15 m) de la Dune Rousse (Pointe aux Oies). En dehors de formations holocènes amplement décrites [par ex. Sommé, 1977], plusieurs nouvelles formations peuvent être individualisées dans le Boulonnais et à sa périphérie, rarement en superposition stratigraphique. Trois formations spécifiques, parfois attribuées au Pléistocène (ancienne carte géologique de Marquise), ont pu être associées aux niveaux « 100 » (surf. moy.) et « 60 » m. (surf. inf.) [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a]. L'ambiguïté de ces surfaces est liée à leur déformation à postériori (basculements et rejeu de blocs). La figure 1C présente les propositions de calage chronologique développées plus loin.

La surface supérieure (170 m) définie par de Heinzelin [1964] est mal préservée au mont Lambert et sur des ensembles des bords sud et nord du Boulonnais. Aucune formation sédimentaire ne peut lui être attribuée. Des placages d'altérites y sont décrits [carte géologique de Marquise : Mansy *et al.*, 2004].

La surface moyenne (80-120 m) est la plus étendue à l'intérieur du Boulonnais et du Weald et apparemment polygénétique. Elle s'étend au sud de la vallée de la Slack, plus particulièrement autour du mont Lambert et au pied de la paléo-falaise interne (fig. 2a). Son altitude varie de 80 m à 110 m environ. Cette surface constitue un golfe à fond plat en connexion avec la paléofalaise interne (fig. 2a), elle-même contrôlée par failles, comme au sud de la Slack (secteur de Tingry). Cette surface affleure également au Cap Gris-Nez (fig. 1C) vers 90-100 m et est recouverte à l'ouest de formations superficielles à silex étalés formant un glacis à pente très douce. Cette surface est entaillée par des paléo-vallées qui génèrent une surface inférieure dans le compartiment nord du Boulonnais. Elle existe également au sommet (environ 140 m NGF) du mont d'Hubert recouvert par l'affleurement « diester » des Noires-Mottes (Eocène inférieur et Miocène supérieur).

La surface inférieure peut être suivie de la butte Carlin à Wissant (56 m) jusqu'au nord de la Pointe aux Oies (« Dune Rousse », 25 m) et sur la rive gauche de la Slack (25-30 m). Cette surface est basculée vers le sud au nord de la Slack. Au sud du Boulonnais, cette surface avoisine les 60 m (Samer, Verlictun) et se raccorde au col de Danes-Neuchâtel (80 m) (fig. 1C). Sur le cap Gris-Nez, elle est développée entre 60 m au nord et, 50 m au sud (aérodrome d'Ambleteuse).

La formation de Sangatte (fig. 1 – point 1, fig. 3)

Elle repose sur une surface d'abrasion marine (+ 5 à 10 m NGF) et est localisée au contact nord de la flexure de Sangatte, prolongement décalé de la flexure de Landrethun [Lewandowski *et al.*, 1999]. Elle est constituée par des dépôts d'estran, des dépôts de pente et de limons éoliens quaternaires. Sur un platier profondément gélifracé (fig. 2b), un premier conglomérat de galets occupe l'encoche de la falaise (10 m NGF). Il s'agit d'un estran boréal [faune : Briquet, 1930], à dynamique glacielle [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000] récemment daté par RPE à 282 ± 25 ka BP (MIS 9a). Un effondrement de la falaise, interprété comme d'origine co-séis-

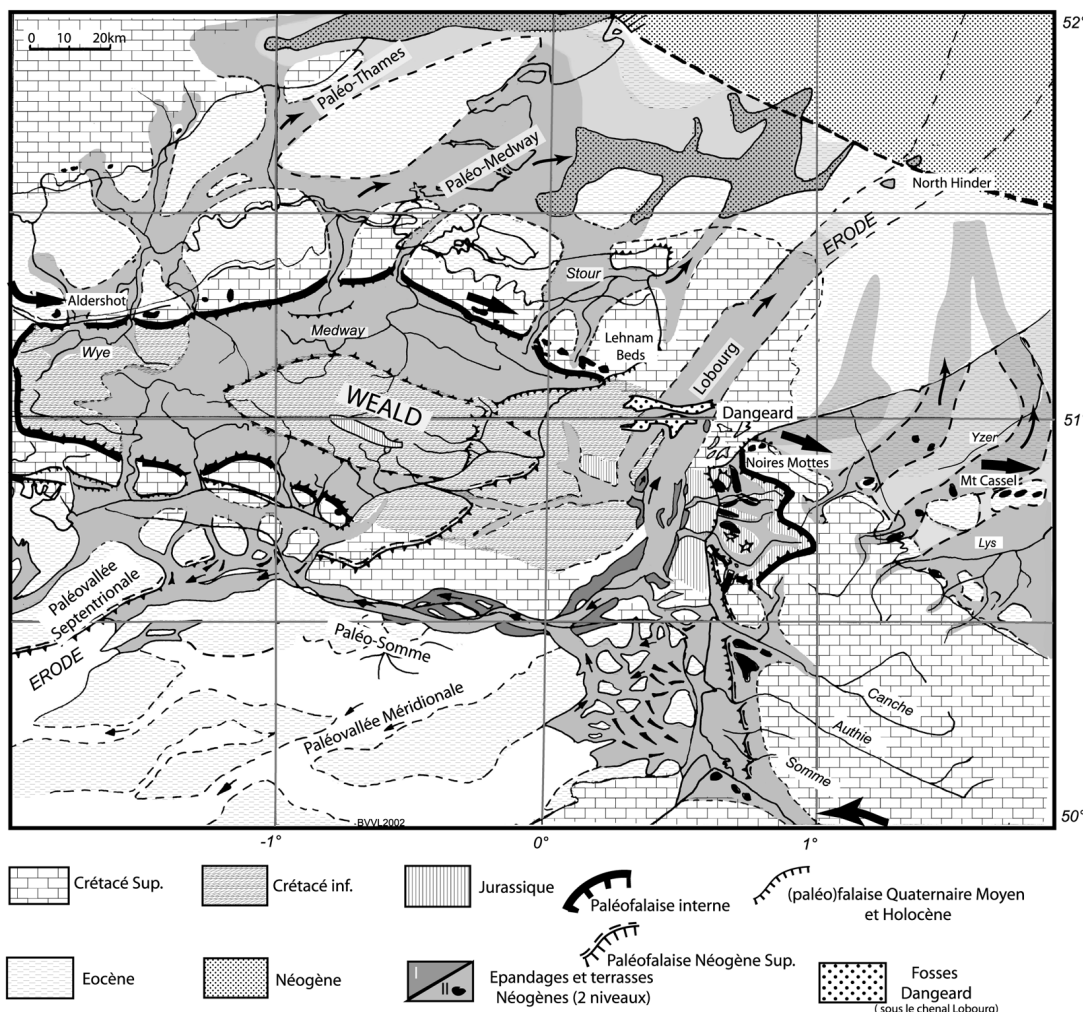


FIG. 3. – Morphologie et réseau hydrographique de l'ensemble Weald-Boulonnais au Néogène supérieur. Les grandes flèches noires indiquent le sens de la dérive littorale au Messinien ou les grands apports fluviaux, les petites le sens de l'écoulement noté en Manche par Alduc [1979].
 FIG. 3. – Morphology and hydrography of the Weald-Boulonnais area during the late Neogene. Large arrows indicate the shore drift current at the Messinian or the large fluvial sedimentary supply, the small one, the flow direction as observed by Alduc [1979] for the Channel.

mique recouvre ensuite cet estran en position de pied de falaise. Il est quasi-synchrone d'événements séismiques reconnus aux alentours de 280 ka aussi bien à terre qu'en position littorale (effondrements de falaises, glissements de terrain, réactivation de faille, déformations co-séismiques [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997]. Le second niveau marin culmine vers 5 m NGF et est caractérisé par des sables glauconieux de bas de plage. Cet estran a été daté à 240-210 ka (MIS 7) par thermoluminescence [Balescu *et al.*, 1992] et est ensuite enfoui sous une épaisse formation de pente du MIS 6 [Balescu *et al.*, 1988] et des dépôts du Pléistocène supérieur. L'estran du MIS 5e ou Eémien n'affleure pas en falaise. A l'intérieur du Boulonnais, une séquence littorale observée récemment sur la côte à Ambleteuse (fig. 1C – point 9, fig. 4) permet de positionner l'Eémien à 10 m NGF, sur un platier très profondément gélifracté sous les loess récents et les tourbes holocènes.

Nous pouvons donc, à la différence des études antérieures attribuer cette séquence aux stades isotopiques MIS 9-8-7-6-5 et au Dernier Glaciaire. Il faut noter que seul le paléocordon de la falaise de Sangatte est riche en silex et

que l'estran éémien (MIS 5e) n'affleure pas au-dessus du niveau marin actuel au nord de la flexure. Des failles syn-sédimentaires affectant ces dépôts suggèrent une subsidence différentielle d'au moins 5 m depuis 200 ka (fig. 2e) [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000].

La formation du Fart (balastière de Wissant, fig. 1C-point 3, fig. 4)

Elle correspond à un paléostuaire de la Warcove [de Heinzelin, 1964]. Sa base est située vers - 15 m NGF et remanie des faunes du Pléistocène ancien (*Hippopotamus major*, *Elephas meridionalis*) et des blocs erratiques nordiques, d'origine glaciaire, inclus dans un gravier de silex gélifracté. Cette unité culmine à 13 m NGF vers le nord (paléofalaise pré-holocène) ; elle est recouverte par un dépôt de pente limono-caillouteux et un loess. Il s'agit d'un complexe estuarien attribué au Cromérien *s.l.* (800-480 ka) par de Heinzelin [1964], incisé dans le Wealdien et dans la formation de la Slack. Un contact faillé avec la formation de la Slack est vraisemblable en rive est de la balastière : la formation de la Slack affleure entre 50-56 m à la butte Carlin et seulement

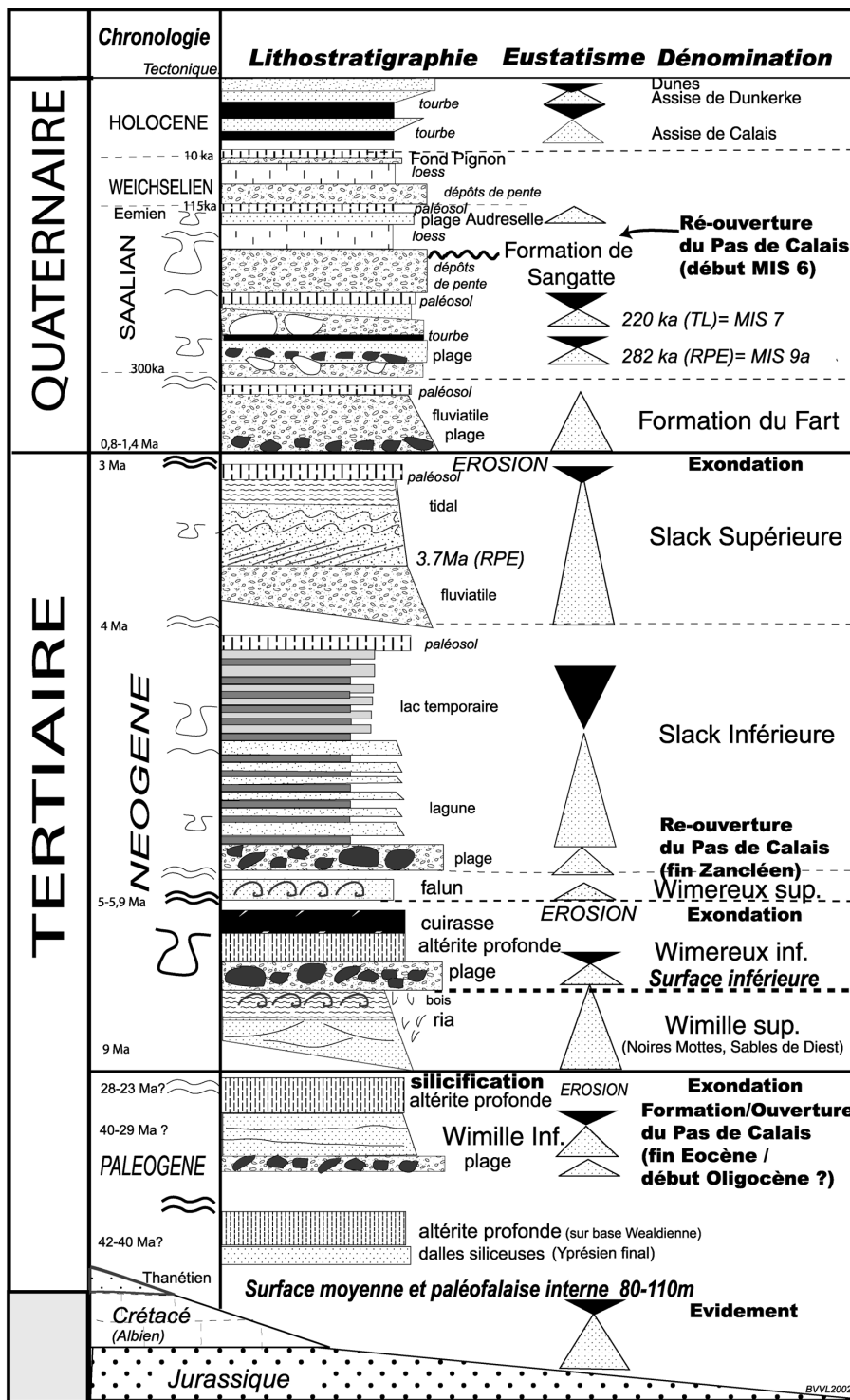


FIG. 4. – Log composite de l’enregistrement pédosédimentaire et morphologique du Boulonnais au Cénozoïque [modifié et complété de van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a].

FIG. 4. – Compound log of the pedosedimentary and morphologic record of the Boulonnais [modified from van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a].

entre 30-20 m sur les bords de la carrière du Fart. Actuellement, la faune remaniée peut être attribuée au Waalien (1,4 Ma) [Jones et Keen, 1993]. Le paléostuaire daté probablement de la fin de la régression du Ménapien (1,2 Ma) est préservé dans un graben plus tardif, mais antérieur au début du Cromérien.

La formation de la Slack (La Pointe aux Oies, fig. 1C-point 5, fig. 4)

Cette formation colmate une paléotopographie, en conformité (Carrière Stinkal) ou incisée dans la surface inférieure.

Au nord de la Pointe aux Oies (5-25 m NGF), sous les sables dunaires de la « dune rousse » affleurent des forma-

tions argilo-sableuses. Jean de Heinzelin [1964] leur a attribué un âge quaternaire. A la base de l'affleurement, le sommet des calcaires et grès du Purbeckien et du Portlandien supérieur constitue au nord une plate-forme littorale profondément karstifiée. Les dépôts comprennent plusieurs unités sédimentaires rassemblées sous le nom de formation de la Slack [Bonte et de Heinzelin 1966 ; de Heinzelin, 1964]. Les unités décrites ci-après représentent un ancien chenal de la Slack. Cette formation apparaît dans la vallée de la Warcove (Rouge Cambre) et aussi localement dans la carrière du Fart à Wissant selon de Heinzelin [1964] et Roep *et al.* [1975], c'est-à-dire qu'elle se retrouve de part et d'autre du col de la vallée de la Warcove. Elle a été reconnue en sondage par Lefèvre et Sommé [2001] lors de la cartographie de la carte de Marquise. Ce complexe culmine aux alentours de 35 m NGF, sous un sable dunaire holocène et un cailloutis de silex très patiné quaternaire discordants. La série observée en falaise peut être découpée en deux membres [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a] :

– *Slack inférieure* : première séquence transgressive caractérisée par un conglomérat basal et des faciès tidaux à lagunaires, se terminant par un sol de schorre. Le conglomérat incorpore quelques rares graviers de grès goethitique « diestien » ;

– *Slack supérieure* : seconde séquence transgressive caractérisée par une rétrogradation fluviatile (gravier basal) évoluant en faciès de côte sableuse à barres et bâches (sable roux). Des involutions basales et intra-formationnelles non-cryogènes, comparables à des figures de glissements déforment en partie les sédiments, basculés vers le sud.

L'ensemble de la formation de la Slack est basculé vers le sud de 5° au N, à 8° au S en association avec des figures de glissement et de liquéfaction. Le conglomérat supérieur n'est pas affecté.

Une datation de $3,672 \pm 0,521$ Ma a été obtenue par RPE sur la base des sables de la formation de la Slack supérieure. Ceci place cette transgression au Pliocène moyen, dans la même position stratigraphique que les sables de Kruischans en Belgique [Vandenberghé *et al.*, 1998], c'est-à-dire à la base du Piacenzien [séquence Za 2-Pia 1, Hardenbol *et al.*, 1998]. Le membre inférieur à dominante argileuse correspond vraisemblablement au Zancléen supérieur (Za 1-Za 2) [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002].

Autres affleurements

Dans la balastière de Wissant, (fig. 1C-point 3) Roep *et al.* [1975] décrivent ces unités supérieures de bas en haut « une argile glacio-lacustre litée entrecoupée de sables cryotur-bés, un conglomérat brun rouge (+ 25 m au nord de la carrière, + 50 m à la Butte Carlin ; fig. 1C-point 4) passant ensuite à un sable blanchâtre fluviatile s'écoulant vers le sud ». Aujourd'hui, la base du conglomérat affleure plus souvent en contact direct avec une paléosurface altérée tronquant le Wealdien. Son pendage est ESE. La fosse que nous avons creusé nous a permis d'observer une organisation littorale de banc sableux en barre et bâche. Il s'agit d'une formation identique à celle de la Slack supérieure, mais clairement indépendante de la formation du Fart qui l'incise. Autrefois, Bonte et de Heinzelin [1966] ont observé une série de petits affleurements relais entre le site du Fart et celui de la Pointe aux Oies.

Observations nouvelles

Dans la vallée de la Warcove, Lefèvre et Sommé [2001] ont observé en sondage un faciès sableux lagunaire à coquilles (« sables de Bélina »), situé à la base de la formation de la Slack. Le complexe de terrasse noté « Q2S » par Lefèvre et Sommé [2001] correspond à la formation de la Slack supérieure et constitue, selon nous, la trace d'une paléo-Slack et d'une paléo-Warcove. L'existence de galets paléozoïques au sein des argiles de la Slack inférieure dénote également une dérive littorale vers le N au fur et à mesure de l'érosion du secteur de Marquise, incompatibles avec les observations de Roep *et al.* [1975].

L'ensemble Warcove-Slack constitue donc l'enregistrement d'une passe entre le Boulonnais et l'île du Gris-Nez, associée, au sud, à l'estuaire de la Slack.

La formation des Noires Mottes (fig. 1C - point 2, fig. 4 ; fig. 6, 150 m NGF)

Elle repose sur la surface moyenne, mais au nord de la flexure. Il s'agit d'un grès conglomératique stratifié, à matrice goethitique (cuirasse de nappe), rarement en place ; sa puissance n'excède pas 5 m. Il remanie des galets de silex, des silicifications « éocènes » et du quartz filonien ; il présente parfois des moules de lamellibranches. Sa base sableuse est d'âge yprésien [Mansy *et al.*, 2004]. Cette formation est vraisemblablement contemporaine de celle de Wimille supérieure. Par comparaison avec le sondage du mont Cassel [Waterlot, 1969], le Lutétien est manquant. Son sommet correspond au Grès Diestien des monts de Flandre. En Belgique, les sables de Diest-Deurne se sont mis en place lors du Tortonien et du Messinien [Vandenberghé *et al.*, 1998]. La qualité de l'affleurement des Noires Mottes, perturbé par les bombardements, ne permet pas une analyse plus précise.

La formation de Wimille (fig. 3, 80 à 120 m NGF)

A Wimille (83 m, lieu-dit Bellevue, fig. 1C - point 10), cette formation jadis cartographiée comme quaternaire sur l'ancienne carte de Marquise a été attribuée initialement à un Néogène moyen [Tortonien-Messinien ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998] ennoyant un réseau de paléo-vallées peu profondes incisée dans la Surface moyenne. En fait, l'enregistrement est plus complexe. Des sédiments sableux à faciès pseudo-wealdien sont tronqués par une paléosurface altérée par un oxisol tropical, et un épais cuirassement goethitique. Le cuirassement suit les flancs de vallées qui incisent profondément cette surface moyenne.

La formation de Wimille est bien représentée dans la banlieue est de Boulogne, dans un compartiment d'orientation N150, terminé à chaque extrémité par une faille N030. Cette formation y apparaît vers 90 m et est recouverte par quelques placages irréguliers de graviers roulés et de sables ocres analogues à la formation de la Slack supérieure, préservés sous les limons quaternaires. Elle apparaît également directement en discordance sur l'Albien dans la carrière Stinkal (Ferques) vers 95-100 m, à moins de 750 m du pied de la paléofalaise (fig. 1C - point 14).

L'enregistrement observé lors de travaux depuis 1998 est le suivant.

Wimille inférieure

A la base, des marnes ou argiles jurassiques altérées (généralement 2 à 10 m d'argiles bleues, surmontées par 10 m d'horizon palide, (fig. 1C - point 11, fig. 6b) ; elles correspondent à un faciès de la base du Wealdien comme enregistré dans la carrière de Longueville. Mais ici, à la différence de Longueville, ces altérites sont directement coiffées par un paléosol hydromorphe prismé (pseudogley très déferrifié), par des passées de sables très fins hématitisés passant latéralement à des vases gleyifiées (Z.I. Auchan) ; le matériel est très altéré ; localement une silicification pédologique en place peut s'observer (Verlinctun, 71 m) tronquée par les sables des formations de Wimille supérieure et moyenne (fig. 6c).

Wimille moyenne

Il s'agit d'argiles (5 à 30 cm) et sables graveleux remaniant de petits galets de quartz filonien et de silex, puis un limon sableux ocre (> 2 m) avec petits paléosols hydromorphes (sols de marais ou de schorre avec incursions tidales) coiffé par un niveau de petits galets roulés. Près de Colombert, (fig. 1C-8, lieu-dit Bois-Caron) plus à l'est, au pied de la paléo-falaise interne, la séquence préservée tronque un contact faillé entre l'Oxfordien et le Wealdien, ici non-altérés, par l'intermédiaire d'une unité constituée de limons lagunaires calcaires gleyifiés (foraminifères remaniés de la craie) et d'un cailloutis avec galets de grès, quartz filoniens et silex roulés, rappelant la base des unités à l'est de Boulogne (Wimille inférieure). A la carrière Stinkal, ce faciès à sables et graviers est dilaté et séparé du membre supérieur par un important rejeu de faille (40 cm, N030).

Wimille supérieure

Elle est constituée essentiellement par un sable fin à grossier, avec de rares graviers (1 à 5 m de dépôt), initialement vert, le plus souvent oxydé, localement hématitisé, remaniant de la glauconie et des grains d'origine ardennaise. Il est moins riche en glauconie au NE du Boulonnais (carrière Stinkal). Sa stratification est le plus souvent plane (carrière Stinkal et à Verlinctun) avec localement des chenaux tidaux associés à des passées organiques carbonisées passant vers l'est à un faciès de vasière avec des lits fins plus argileux, parfois organiques (flaser), incorporant des racines d'*Abietinae* (Z.I. Auchan à Boulogne) voir des charbons de bois pluricentimétriques (carrière Stinkal). Il est faillé en système décrochant N150° (petite structure en fleur et accommodation de la sédimentation à des rejeux centimétriques), synchrone de la fin de sa mise en place. Une cuirasse, incluant à sa base des moules de lamellibranches, termine le plus souvent la séquence.

Sur le bord sud du Boulonnais, le fond de la vallée sèche de Dannes-Neuchâtel (60 m) est tapissé de 12 m de sables roux à silex [Bonte *et al.*, 1985] qui s'apparente bien à la formation de Wimille supérieure, mais en position affaissée.

Nous avons donc trois membres sur la surface moyenne, parfois en superposition. Le membre supérieur est tidal pré-Pliocène et probablement synchrone de la formation des Noires Mottes attribuée au Messinien/Tortonien [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002]. Le membre moyen, localisé sur la même surface est séparé du précédent par une importante

phase de rejeu tectonique : il est probablement paléogène. Le membre inférieur est localisé dans la zone haute de la surface moyenne (110-120 m), mais est postérieur au Thanétien. Nous discuterons plus loin de leurs attributions stratigraphiques vraisemblables.

La formation de Wimereux (fig. 4)

Différents éléments ont été observés en 2000 sur la surface inférieure. Une surface d'abrasion marine très altérée par un cryptokarst (décalcification profonde des grès jurassiques) est apparue à la Pointe aux Oies (*s.s.*) en 1999. Elle est surmontée par 2 m de gros galets, souvent gréseux, avec un épais cortex d'altération goethitique. Ces galets sont surmontés par 4 m de sables de la formation de la Slack supérieure. Les galets à cortex goethitique ainsi que des blocs de lumachelle sont également apparus à la base de la formation de la Slack inférieure à la Dune Rousse. La lumachelle est similaire aux faluns tertiaires de la région d'Angers. Ces indices mettent en évidence deux unités littorales incompatibles, antérieures à la formation de la Slack. Elles ont été attribuées à la formation de Wimereux inférieure pour le faciès conglomératique à cortex goethitique et de Wimereux supérieure pour le faciès à lumachelle, sans cortex.

La cuirasse

La présence de cuirasse est un élément constant sur les lambeaux de surface moyenne et les incisions qui lui font suite, que ce soit à Wimille, à Warenne, à Boulogne, au-dessus des carrières de Marquise (carrière Stinkal), ou aux Noires Mottes. Des traces d'enracinement puissant liés à un horizon marmorisé de type sol jaune-rouge podzolique (paléosol subtropical) ont été observées au sommet des sables verts du Wimille supérieur (fig. 1 - point 7) avec front d'illuviation surmonté par le cuirassement goethitique de nappe. La phase de pédogenèse et de cuirassement scelle des mouvements tectoniques importants. Le cortex goethitique des galets de la formation de Wimereux et le cuirassement des grès diestiens des Noires Mottes sont vraisemblablement synchrones et scellent une morphologie de régression/incision.

Les silicifications

Près de Tingry (fig. 1 - point 11) la surface moyenne supporte un certain nombre de gros blocs silicifiés (fig. 6a et patinés de type « grès ladères », « grès landier » du bassin de Mons, ou les « sarsens » du bassin de la Tamise [silicification des sables thanétiens ; Ellisson et Zalasiewicz, 1996]). La silicification des sables thanétiens du Weald (sarsens) est attribuée par Green [1985] à l'aridification de l'Eocène final. A Tingry, il s'agit de quartzite formée par une silicification de nappe [cf. Thiry, 1999]. Le sable qui la constitue est similaire à celui de la formation de Wimille moyenne avec des traces de bioturbations tidales (colmatage argileux). Ces blocs de grès ont servi à la construction de Samer mais, également, du village des Dalles sur le flanc sud du Boulonnais (fig. 1C-15). Ils représentent donc une étape précoce, post-thanétienne, du façonnement du Boulonnais. La silicification affecte également les altérites sous-jacentes comme à Verlinctun (fig. 6b-c).

En Belgique, les sables lutétiens de Lede et de Bruxelles contiennent des grésifications siliceuses sur bioturbations. Les sables lutétiens constituent également les grès

siliceux du mont des Recollets à Cassel [Waterlot, 1969], dont la silicification est probablement précoce (pré-Oligocène), en relation avec l'exondation du secteur. Wyns [1979] aboutit à une hypothèse analogue pour le SW du bassin de Paris (régression du Chattien). Il semble donc que le membre inférieur de la formation de Wimille soit l'évidence précoce d'un façonnement marin au moins partielle du paléo-golfe du Boulonnais dès l'Eocène moyen.

La formation de Wimille est donc encadrée par deux puissantes altérations de type oxisol tropical, la seconde, cuirassante, est fini-messinienne, la première étant préalable à la silicification, pourrait encore dater de la fin de l'Eocène ou du début de l'Oligocène. En l'absence de faune préservée il est difficile d'être plus précis.

APPORT COMPLÉMENTAIRE DE LA SISMIQUE SUR LA ZONE DU DÉTROIT ET LE SUD DE LA MER DU NORD

Un calage précis des événements tectoniques est difficile. Un repérage sismique effectué par le Renard Centrum voor Marine Geologië (Université de Gand), a montré que les Fosses Dangeard jadis attribuées à des « tunnel valleys » sous-glaciaire sont en fait des vallées W-E sur de petits grabens (fig. 5a) localisées à l'amont de la flexure nord du front varisque, et retouchées par une érosion différentielle. Ces fosses attestent d'un colmatage stratifié, comme l'avait déjà observé Kellaway *et al.* [1975], antérieur au chenal pliocène de Lobourg. En outre, le contenu déformé des fosses, surtout la septentrionale qui est localisée sur l'extrados de la flexure de Sangatte, témoigne d'une compression décrochante polyphasée (inversion, structures en fleur, basculement des strates vers le sud), conforme aux observations faites lors du creusement du tunnel. Néanmoins la qualité du profil sismique limite les interprétations. D'autre part, dans le secteur du North Hinder (fig. 3 et 5b), localisé sur une flexure NW-SE (à 80 km de la flexure de Sangatte), un rejeu de blocs basculés affecte les sables thanétiens (Landénien) et plisse l'Yprésien [Henriet *et al.*, 1989].

Au sud du détroit, les profils sismiques et le sondage du bassin Hampshire-Dieppe attestent d'une discontinuité angulaire à la base de la formation de Earnley (zone de dinoflagellés D10), à la base du Lutétien [Hamblin *et al.*, 1992]. Les prémisses de ce soulèvement sont également enregistrées par des faciès régressifs à galets dans la formation de Wittering attribuée à la fin de l'Yprésien (zone D9), avec un apport de tourmalines en provenance du massif cornubien [Plint, 1988 et Morton, 1982 in Hamblin *et al.*, 1992].

DISCUSSION

Les prémisses de l'inversion du Boulonnais se font sentir dès le Crétacé supérieur et terminal au niveau de la flexure de Sangatte, par l'existence de phénomènes d'érosion et d'altération (contemporains des phases subhercynienne et laramienne) dont les indices sont préservés dans un paléochenal (fig. 2). Le processus d'inversion est facilité par la décharge isostatique associée à l'érosion discontinue d'une partie du Turonien et du Santonien. Le couplage de la morphologie avec les sédiments préservés permet de comprendre la chronologie de façonnement du Boulonnais, avec

une interprétation très différente de celle reprise régulièrement dans la littérature.

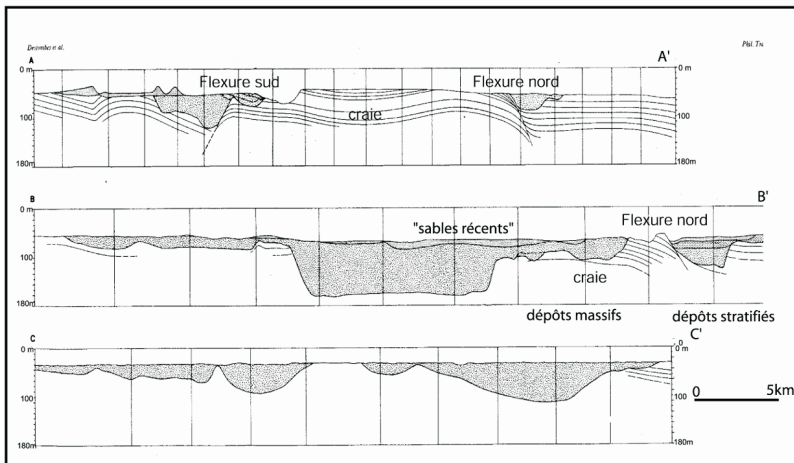
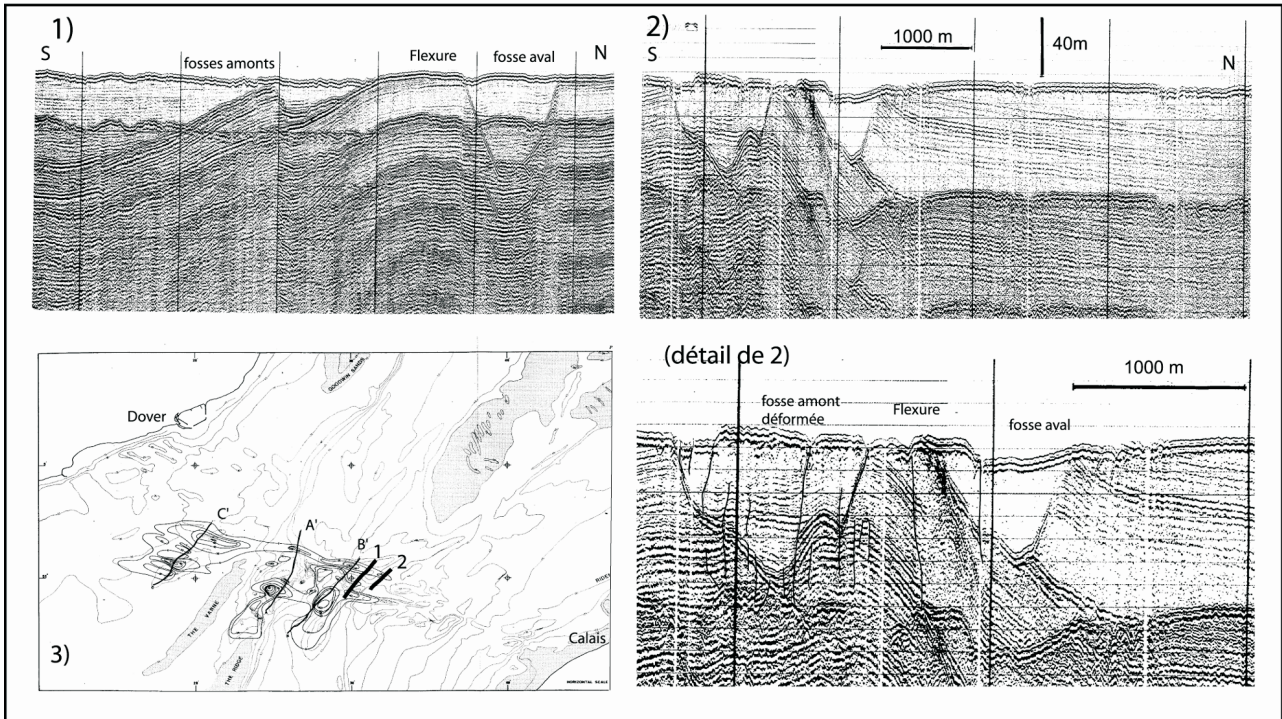
L'enregistrement sédimentaire

La surface supérieure « 170 m » signe une étape précoce de stabilisation. Elle est postérieure au Thanétien des poches karstiques perchées à 180-200 m, peut-être contemporaine du haut niveau Yprésien [230 m de la courbe de Haq *et al.*, 1988 ; Abreu *et al.*, 1998] ou correspond à un glaciaire continental en pente douce déjà émergé. Cette surface peu évidente, émergente ou émergée, suggère un soulèvement temporaire de l'antiforme boulonnais d'environ 50 m par rapport au haut niveau eustatique yprésien.

La surface moyenne est une surface d'abrasion marine polyphasée, comme nous l'avons montré plus haut, synchrone des premières phases de surrection du Boulonnais. Elle est associée à la paléofalaise interne, à l'incision fluviale puis marine du col de Tingry (120 m) et de celui de Dannes-Neuchâtel (80 m). Elle supporte une altération profonde, puis deux ensembles transgressifs postérieurs (Wimille inférieure et moyenne, Wimille supérieure) séparées par une altération peut-être oligocène ou fini-éocène avec silicification (70-100 m).

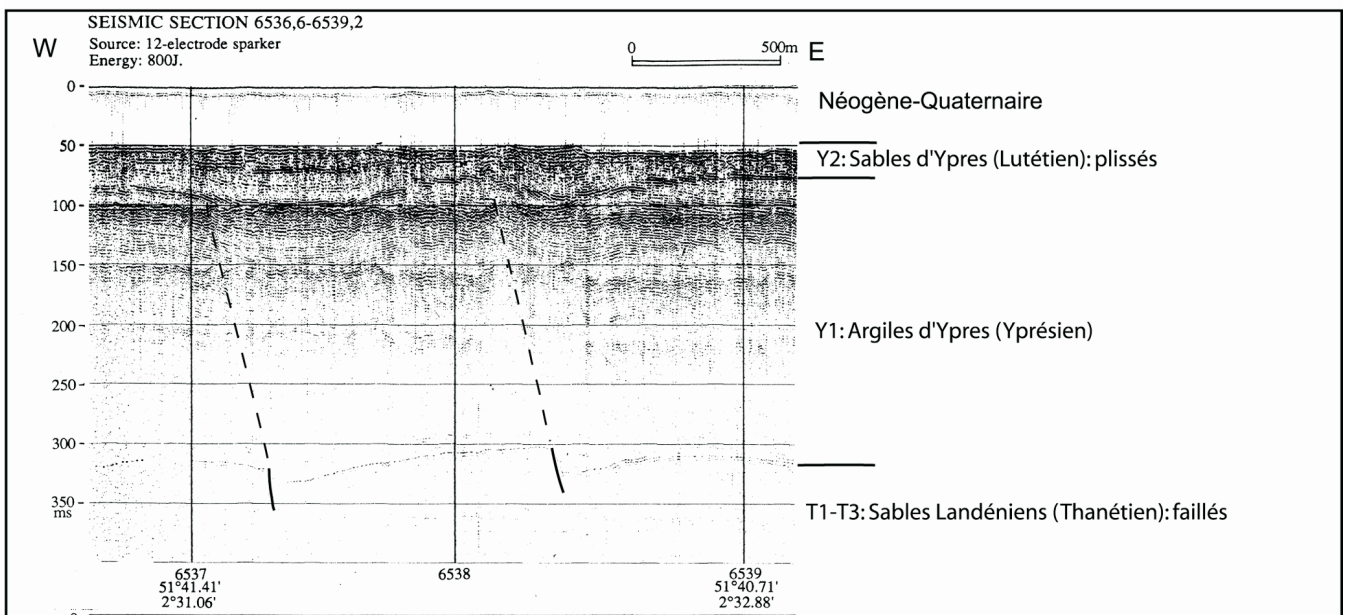
Les premières transgressions pourraient être attribuée au Lutétien [220 m sur les courbes d'Abreu *et al.*, 1998], par rapport à la séquence du mont Cassel. L'absence de Lutétien sous les Noires Mottes et le long de la retombée nord du Weald suggère un soulèvement temporaire de l'antiforme Boulonnais d'environ 100 à 120 m dès cette époque. Par rapport aux Pays-Bas, la grande biodiversité des foraminifères observée en Flandres, à la fin de l'Eocène moyen [Willems, 1989] témoignerait d'un ennoisement du détroit consécutif à l'érosion interne de l'antiforme (soulèvement). Le percement du flanc nord a dû être contrôlé par une érosion fluviale régressive à partir du bassin subsident de la mer du Nord. Cela se constate également pour les vallées de la Wye, de la Medway, de la Stour d'une part et, de l'Aa-Yzer et de la Lys (fig. 3), d'autre part.

La seconde transgression (maximum d'inondation) sur la surface moyenne (100 m) pourrait être attribuée au Tortonien *sensu lato*, après un épisode d'incision, avec depuis, un affaissement du cœur du Boulonnais d'au moins 20 m par rapport aux courbes d'Abreu *et al.* [1998]. La préservation de cette unité est fortement contrôlée par les failles de Slack-Epitre et Wimereux-Belle (basculement de blocs). Sur le bord sud du Boulonnais, le colmatage de la vallée sèche de Dannes-Neuchâtel (60 m) est en position affaissée. Par contre, sur le bord nord, le cordon de galets, pénécotemporain des Noires Mottes (150 m NGF), est soulevé relativement d'une vingtaine de mètres, en amont immédiat de la flexure de Sangatte. Le détroit reste fermé d'après la minéralogie de la fraction sableuse (pétrographie) : les sédiments qui subsistent dans le Boulonnais appartiennent, via une dérive littorale, à la bordure ardennaise du bassin de Paris et non au bassin belge comme le Diestien *s.s.* ou les Noires Mottes. Il est vraisemblable que le détroit est barré par deux grands cordons littoraux (tombolo) s'appuyant sur le Gris-Nez au sud mais également au nord, sur les Noires Mottes et le bord nord du Weald.



A) Fosses Dangeard, profils sismiques Renard Marine Center, 1989 (1,2) et leur localisation [3, carte Kellaway *et al.*, 1975]

B) Profils sismiques des Fosses Dangeard Kellaway *et al.*, [1975]



C) North Hinder : profil sismique Henri^{et} *et al.* [1989]

La surface moyenne est déformée avant l'épisode du grès goethitique, probablement dès la fin du messinien ou au début du Pliocène [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002].

La surface inférieure correspond également à un épisode d'abrasion marine attribuable au Messinien, mais elle est altérée et cuirassée avant la mise en place de la formation de la Slack ; elle est ensuite basculée vers le sud, de Sangatte à la zone faillée de Slack-Epitre, ce avant la mise en place de la formation du Fart. Cette surface inférieure incise la surface moyenne selon un réseau de paléo-rias (fig. 1C), en fait des paléo-vallées calquées sur la fracturation du substrat. Sa préservation en contre-bas de la précédente montre que le niveau marin était décalé d'au moins 30 m par rapport à l'épisode formation Wimille supérieure. Il s'agit vraisemblablement de bas niveaux eustatiques [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002], contrôlés par la construction des grands inlandsis vers 5,9 Ma [Abreu *et al.*, 1998]. Nous avons donc l'évidence sur cette surface inférieure d'une formation littorale post-messinienne avec 2 ensembles transgressifs, couvrant vraisemblablement la fin du Zancéen et le Piacenzien (datation à 3,7 Ma). Les dépressions de la Warcove et de la Slack sont ennoyées par la mer, ce qui dénote l'absence de tombollo. Le détroit est ouvert.

Enfin, la formation du Fart *s.s.* est une formation estuarienne du Pléistocène ancien piégée dans un graben méridien, probablement à la transition Pleistocène ancien/moyen (800 ka), tandis que la dépression de la Slack est fermée par un horst. La formation de Sangatte est postérieure à cet ensemble.

Les faciès sableux observés dans le Boulonnais, plus particulièrement la formation de la Slack supérieure, datée à $\pm 3,7$ Ma sont semblables : aux sables roux pliocènes de la forêt de Clairmarais, près de St Omer (fig. 1C) ; aux faciès sableux blancs tidaux de la carrière de la Pyramide à Helfaux (60 m) (fig. 1C) et de l'ancienne balastière de Wailly-Beaucamp (43 m), à l'embouchure de l'Authie. Ces formations constituent des épandages ou glacis assez étendus, tronquant l'Eocène de St Valéry/Somme (43 m) ou de Montreuil/Canche (50 m) (fig. 3). A l'embouchure de la Somme, le Pléistocène inférieur est reconnu à 46 m (Mt Pillar) et daté par RPE (résonance paramagnétique de spin) à 1,8 Ma [Laurent *et al.*, 1998] alors qu'un Tortonien final-Messinien (environ 7 Ma) a été reconnu plus au sud, à Fécamp [Mercier *et al.*, 1997].

Ils sont similaires aux faciès sableux mio-pliocènes de la Bretagne, des Cornouailles anglaises, de Belgique ou du Rhin : ces faciès sableux se déposent en 2 phases : au Tortonien - Messinien, puis au Zancéen supérieur - Piacenzien [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002]. Etant donné l'homogénéité paléoclimatique de l'Europe de l'Ouest au Tertiaire, la coexistence de faciès homologues n'a rien d'étonnant. La baisse eustatique du Gélasien (Pliocène sup.) et du Pléistocène ancien explique en partie la ré-émersion du détroit (fig. 4). Sa fermeture iterative à 1,5 Ma [Meyer et Preece, 1995] est en outre à mettre en relation avec une crise tectonique perçue à l'échelle régionale (rejeu du front varisque) mais aussi, avec une efficacité apparemment moindre des

tempêtes malgré un contexte climatique favorable au niveau des gradients thermiques sur l'Atlantique Nord [Funnel, 1996]. Ceci préside probablement à l'édification de grands cordons littoraux quaternaires remaniant des paléo-épandages de graviers comme ceux de la zone Somme-Canche et leurs pendants sur la côte du Kent ainsi qu'à la reconstruction du tombollo barrant le détroit.

L'ouverture pléistocène du détroit

A partir du Pléistocène moyen et récent, des déformations glacio-isostatiques perturbent le système. Le Pas-de-Calais peut donc aussi bien être ouvert ou fermé selon le niveau eustatique atteint lors des interglaciaires du Pléistocène moyen couplé au ré-équilibre glacio-isostatique [Lambeck, 1995 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997a]. Néanmoins, les données malacologiques de Meyer et Preece [1995] attestent d'une fermeture jusqu'à la veille de l'Eémien. La réouverture est liée à une subsidence importante de la zone nord de la flexure au MIS 6, subsidence qui a permis au très haut niveau marin de l'Eémien (+ 6 m) d'éventrer les grands cordons accumulés dans le détroit depuis le Pléistocène inférieur. Cette ouverture tardive est également enregistrée par l'apparition de minéraux nordiques dans les loess anciens et récents de Picardie et Normandie au cours du MIS 6 [Balescu *et al.*, 1988]. Bien que l'interglaciaire éémien soit préservé en zone littorale à l'intérieur du Boulonnais et dans la plaine de l'Yzer, son absence au-dessus du niveau marin actuel à Sangatte, démontre que la flexure est toujours fonctionnelle [Mansy *et al.*, 2003].

Une ouverture du détroit au Cromérien (0,8-0,4 Ma) apparaît comme improbable, malgré un relâchement important des contraintes, mis en évidence à l'échelle régionale par une subsidence relative avec dépôts de terrasses dans la Somme et la Meuse ou dans le graben rhénan hollandais [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002]. La présence de mêmes espèces dulçaquicoles dans l'estuaire du Rhin et de la Tamise [Gibbard, 1995] et la faible biodiversité de la mer du Nord méridionale à cette époque [Meyer et Preece, 1995] plaident en faveur d'un fond de baie vaseux au nord du détroit, s'appuyant contre un seuil constitué par une crête de paléo-cordon littoraux reposant sur la zone de flexure. La morphologie de la baie dessinée par les paléo-cordons conforte cette géométrie [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002]. La présence à Herzelee, dans la vallée de la Lys, d'une formation estuarienne du MIS 7-9 [Sommé *et al.*, 1999] n'implique pas l'ouverture du détroit [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000] : d'après l'analyse de la topographie ce site fonctionne d'un point de vue tectonique en parallèle avec les structures de la côte belge (flexure côtière). A Herzelee, il s'agit de formations estuariennes antérieures à la réouverture du détroit.

Le faible contenu en silex des formations crétacées du Boulonnais en affleurement à la côte entre Sangatte et Boulogne est également problématique. La très faible teneur en silex frais des plages holocènes est conforme au fonctionnement local des falaises. La présence abondante de silex frais dans le banc de Coquelle, supposé éémien par Sommé [Sommé, 1977 ; Sommé *et al.*, 1999], pénécemporain de

FIG. 5. – Profils sismiques a) et b) au travers des Fosses Dangeard (Renard Centre for Marine Geology, 1989), c) au travers du North Hinder [Henriet *et al.*, 1989].

FIG. 5. – Seismic profiles crossing the Dangeard Deeps and North Hinder.

la base de Sangatte (MIS 9a), tend à témoigner d'une migration de matériel frais au travers du détroit avant la fin du MIS 7 par dérive littorale. En d'autres termes, cet apport viendrait des falaises anglaises via le paléo-tombollo arquant le détroit depuis 1,5 Ma. Les taux très importants de l'érosion actuelle des falaises particulièrement élevées de part et d'autre du détroit (> 1m/an) plaident pour une modification assez récente des courants marins dans la zone : le profil d'équilibre de la côte n'est pas encore atteint.

Les épisodes d'inversion tectonique et leur signification

Avec ces éléments, nous pouvons positionner les différentes étapes de l'inversion du Boulonnais (fig. 7). La surrection relative du Boulonnais depuis la phase laramienne a permis l'installation d'un réseau hydrographique sur ses flancs, enoyé par la transgression du Thanétien. L'évidement par abrasion marine de l'axe Weald-Boulonnais démarre probablement à l'Eocène moyen, guidé par une structure synforme sur flexures en relais à partir des anciennes vallées pré-existantes ; il fait suite à une première phase importante d'inversion du front varisque, synchrone de celle de l'île de Wight [Gale *et al.*, 1999 ; Vanduycke et Bergerat, 2001 ; Mansy *et al.*, 2003]. Le rejeu différentiel des failles internes du Boulonnais a permis de créer un réseau fluvial E-W. Ce rejeu très précoce est nécessaire pour expliquer la genèse de la surface d'abrasion, son altération profonde, la mise en place de la formation de Wimille inférieure et moyenne ainsi que de la présence des silicifications. C'est la phase principale d'inversion synchrone de la phase pyrénéenne [Wyns, 1979 ; Bergerat 1987 ; Lacombe et Montheureau, 1999], également reconnue pour le domaine celtique et les Approches occidentales de la Manche [Ziegler, 1990]. En Manche, l'Eocène moyen enregistre des accommodations différentielles attestant d'une activité tectonique synsédimentaire, à la différence de l'Eocène inférieur. La flexure de North Hinder en mer du Nord méridionale enregistre une histoire analogue. L'absence de Lutétien aux Noires Mottes confirme une activité tectonique au niveau de la flexure nord. Ceci conforte l'observation de G. Waterlot [1969], situant la phase de « soulèvement » de l'Artois à la fin de l'Eocène moyen. La grande progradation sableuse du Bruxellien (Lutétien) sur le Massif brabançon, à partir d'une paléo-Meuse (paléochenal Sambre-Oise capturé au profit de la mer du Nord lors d'un rejeu du front varisque) enregistre corrélativement le début du soulèvement. Cette progradation est probablement due à une subsidence réactionnelle de ce massif lors de la réactivation/poussée du front varisque. C'est ce que nous avons déjà mis en évidence pour le Miocène supérieur, le Pliocène moyen et le Pléistocène moyen par la paléogéographie forcée des transgressions [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002]. Quant au bassin de Londres, sa réaction est identique. L'Eocène moyen repose en concordance sur l'Yprésien en deux cuvettes séparées par un seuil [Ellison et Zalasiewicz, 1996], dénotant un début d'émersion du bassin. La formation des Bagshot Sands, légèrement diachrone et équivalente du Bruxellien/Lutétien, enregistre une sédimentation de nature fluviale à estuarienne, corollaire d'une dénudation importante au niveau du relief du Weald. Jones [1999] place la formation du réseau fluvial W-E interne du Weald à l'Eocène. Tous ces arguments corroborent l'existence d'une phase d'inversion dès la base de l'Eocène moyen, le Lutétien, la relaxation consé-

cutive permettant un ennoisement forcé du golfe du Boulonnais à partir du Lutétien supérieur [hauts niveaux de la courbe d'Abreu *et al.*, 1998]. Après le percement du flanc nord par une érosion fluviale régressive, cet ennoisement doit être lié au surcreusement d'un fleuve proto-Lobourg localisé sur une zone broyée centrale, en période de bas niveau au Priabonien ou au tout début du Rupélien. L'existence de cette zone broyée est attestée par la paléotopographie du fond des Fosses Dangeard [Kellaway *et al.*, 1975], les déformations de la craie observées à l'aplomb du tunnel côté français [Hueber et Magnas, 1987] et par les gradients horizontaux des anomalies de Bouguer [Mansy *et al.*, 2003].

Les cartes paléogéographiques de l'Oligocène [Pomerol, 1973 ; Ziegler, 1992] localisent une barrière continentale au niveau du détroit, malgré le caractère quasi-identique du Rupélien inférieur des faciès de Wight et de Tongres [Vandenberghe *et al.*, 1998]. Le détroit est donc déjà ouvert au Rupélien inférieur [200 m, Abreu *et al.*, 1998] et maintenu ouvert comme conséquence de la phase d'extension E-W de l'Oligocène enregistrée par Bergerat et Vanduycke [1994]. Le long de la côte picarde, les dépôts éocènes sont affectés par des failles normales N150, avec un affaissement du côté Manche. Des failles extensives affectent également l'Eocène silicifié de la forêt de St Amand. La ré-émersion du détroit interviendra avec la régression du Chattien et l'installation du réseau nord des paléo-vallées de la Manche (fig. 3) qui enregistrent la baisse eustatique liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord et à la formation de la calotte antarctique (38 Ma). Cette régression du Chattien permet, dans le Boulonnais et le Weald, la reprise de l'altération, la silicification de nappe en début de baisse eustatique et la poursuite de l'érosion. A l'aval du système Manche, la formation Jones (Miocène inf. et moy.) arase l'Eocène des Approches occidentales de la Manche [Evans et Hughes, 1980] et enregistre le soulèvement régional (zone comprise entre le Cisaillement sud armoricain et le front varisque).

Après cet épisode, le système reste émergé jusqu'au début du Miocène supérieur, aucun dépôt marin du Miocène inférieur et moyen n'étant enregistré de l'est de la Normandie à la Belgique. L'antiforme Weald-Boulonnais constitue, au niveau du détroit, un seuil incisé par des paléo-chenaux exploitant des petits grabens extensifs, parallèles aux flexures, les Fosses Dangeard, somme toute comparables au réseau fluvial interne actuel du Weald et du Boulonnais. Ces paléo-chenaux marins ou fluviaux ont donc pu enregistrer la sédimentation depuis la réactivation de la structure, c'est-à-dire depuis la fin du Crétacé, avec un colmatage contemporain des ennoissements du seuil (Landénien et Yprésien peu probable ; Lutétien, Bartonien et Rupélien très probables ; Zancéen/Gélasien en nappes minces). Ce colmatage est ensuite déformé par les phases tectoniques tardives (Cénozoïque supérieur), en analogie avec le bassin du Hampshire-Dieppe.

L'évidement de l'antiforme Weald-Boulonnais se poursuit par abrasion marine en période de haut niveau marin mais également, par érosion fluviale lors de l'émersion du Miocène inférieur, avec une intensité plus marquée du côté du Weald. Cette érosion est très marquée lors d'un événement en position fini-serravallienne et lors de la régression de la base du Tortonien, reconnue aussi bien en Belgique [Vandenberghe *et al.*, 1998] qu'en Bretagne ou dans la région d'Aldershot en Angleterre [van Vliet-Lanoë *et al.*,

2002]. Cet évidement est probablement à l'origine de la formation Cockburn via le réseau des paléovallées (Serravalien final-Tortonien). Il serait synchrone de l'enfoncement de la majorité des drains fluviaux profonds actuels sur flexure (Somme et Seine) [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002] ou pré-existants sur des secteurs inversés (Canche, Bresle, Béthune). Cet enfoncement est probablement aussi contemporain des grands épandages de silex altérés observés en face du complexe Canche-Authie [cartographie Alduc, 1979]. Bien que localisés juste au sud du passage supposé du front varisque, ces épandages sont toujours attribués sans aucune preuve au Weichsélien [Auffret *et al.*, 1980 ; Gibbard, 1995]. Ces dépôts attestent par leur extension cartographique, d'une progradation vers le NW, vers le complexe nord des paléo-vallées de la Manche (fig. 6), via un chenal de la paléo-Somme, très exactement localisé sur la flexure nord du bassin Hampshire-Dieppe.

Au début du Miocène supérieur, l'abrasion se poursuit sur la surface moyenne grâce à un autre maximum d'inondation attribuable au complexe *Tortonien supérieur - Messinien* [Tor 2 - M 2, Hardenbol *et al.*, 1998]. La formation de Wimille supérieure est mise en place et ses paléocordons s'appuient sur le cap Gris-Nez (formations à silex reposant directement sur le Jurassique, entre 100-50 m d'altitude). L'essentiel de l'inversion est déjà acquis à cette époque, la

formation de Wimille *s.l.* tronquant aussi bien du Cénomaniens, de l'Albien, des altérites wealdiennes, du *Wealdien* ou de l'*Oxfordien* non-altérés mais déformés. Un événement semble encore enregistré (carrière Stinkal) à la veille du Tortonien.

Les formations de Wimereux et de la Slack (*Pliocène inférieur et moyen*) sont séparées de la formation de Wimille par un important épisode transpressif sur un accident parallèle à la faille de Wimereux-Belle, par l'incision des vallées et, par la formation de la surface d'abrasion marine inférieure. Cet épisode est contemporain de la phase rhodanienne et des mouvements observés au nord du massif Anglo-Brabançon, sur la faille de Dowsing-South Hewett [Badley *et al.*, 1998].

La migration de déformations tectoniques à grande longueur d'onde à l'*Eocène* [Wyns, 1991 ; Robin *et al.*, 2000] est la conséquence septentrionale des épisodes de la structuration pyrénéenne et/ou alpine [Lacombe et Obert, 2000]. La dynamique se poursuit au *Langhien-Serravalien*, au *Messinien* et au *Pliocène final* [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997 ; 2002]. Ces déformations peuvent avoir accentué temporairement le relief de manière dissymétrique par une poursuite de l'inversion et ainsi, avoir favorisé localement l'érosion dans les zones surélevées (fig. 6 : réseau hydrographique nord du Weald, de la Lys et de l'Yzer-Aa). Aux échelles

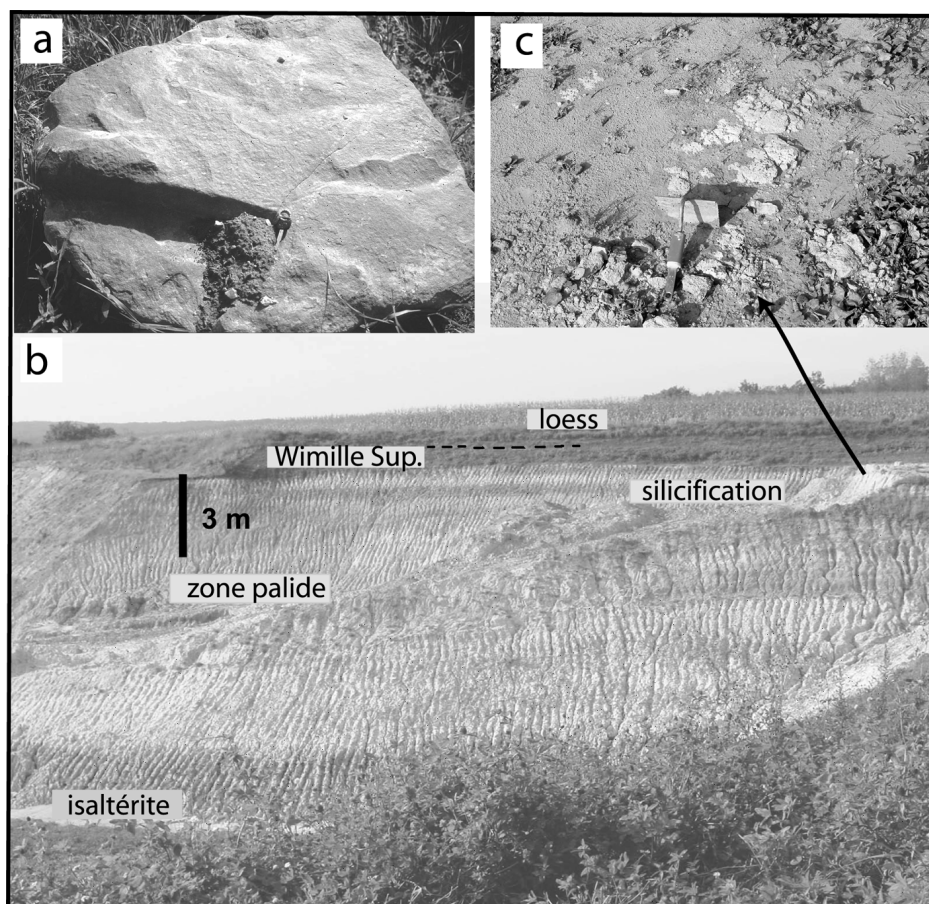


FIG. 6. – a) bloc de grès silicifié, près de Tingry, sur le rebord de la paléosurface moyenne ; b) profil d'altération dans les argiles wealdiennes à Verlinctun (fig. 1C, point 12) avec c) paléosol gleyifié et silicifié (sommets de prismes).

FIG. 6. – a) silicified sandstone (sarsen), close to Tingry, at the edge of the middle palaeosurface ; b) weathering profile in Wealdian clays at Verlinctun (fig. 1C, point 12) with c) palaeosol bleached and silicified (top of the prismation).

moyennes et courtes, ce sont en fait les blocs du substratum varisque qui se réajustent plutôt qu'une déformation par flambage.

La phase rhodanienne est potentiellement responsable d'une réactivation du front varisque. Le basculement et l'érosion régressive consécutifs ont en fait abouti à la capture de certaines rivières du bassin versant de la Manche vers celles de la mer du Nord [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a ; 2002]. Lors du soulèvement et de la régression forcée (contemporains des bas niveaux du *Messinien*), la faible subsidence relative du bassin oriental de la Manche a favorisé la réitération de la capture temporaire du réseau Manche par celui de la mer du Nord. La signature de cet événement est pratiquement le chenal Lobourg actuel (fig. 6). Comme dans le cas du massif cornubien [van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998a et b, 2002], un basculement vers le sud du système hydrographique par réactivation du front varisque permet d'expliquer aisément la présence de 2 systèmes successifs de vallées en Manche orientale.

La paléo-vallée nord, localisée immédiatement au sud de la côte anglaise et longée par une paléo-falaise immergée, a dû être active lors des bas niveaux du *Tortonien* et du *Messinien*. Ensuite le drainage a glissé vers sa position actuelle lors de l'épisode tectonique du Miocène final (contemporain de la crise rhodanienne). Ceci est attesté par l'envolement de la paléo-falaise littorale sur la rive britannique (fig. 6), de plus en plus profonde en s'éloignant de la position du front de déformation varisque (de -20 m vers Dungeness à -50 m vers Portland), alors qu'elle reste émergée sur la côte picarde. L'absence de sédiments préservés dans une part importante de la paléo-vallée nord témoigne de son âge ancien. Cette capture, puis la ré-ouverture du détroit expliquent les homogénéités faunistiques pliocènes observées. Le processus se poursuit lors des hauts niveaux marins du Pliocène avec l'élargissement de la zone surbaissée du détroit dont l'érosion côtière a été accentuée par la violence des courants de marées. Le trait de côte devait être probablement assez voisin de la paléofalaise principale Somme-Gris-Nez (fig. 6). Les datations RPE obtenues pour les très hautes terrasses de la baie de Somme (1,8 Ma) confortent cette hypothèse.

A la fin du Pliocène ou au Pléistocène ancien, le phénomène de soulèvement du front varisque se répète, avec une forte réactivation, permettant le basculement vers le sud de la Warcove et de la formation de la Slack. Ce soulèvement explique l'exondation du détroit dès 1,5 Ma comme en attestent les malacofaunes régionales [Meyer et Preece, 1995]. Toujours d'après la malacofaune, son ré-affaissement au Cromérien sera insuffisant, pour permettre son envolement en couplage avec le glacio-eustatisme. Après un événement compressif enregistré vers 400 ka sur les côtes de la Manche, le relâchement des contraintes s'amorce par palier vers 280 ka, puis 160 ka [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000]. Cette subsidence va faciliter la rupture du paléo-cordon quaternaire barrant, une fois de plus, le détroit puis, son ré-envolement depuis au moins 130 ka. Cet envolement est peut être déjà acquis lors de la régression du MIS 6, vers 180 ka, en raison de la subsidence très marquée de tout le secteur Manche-Sud mer du Nord à cette époque [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000]. Ceci permet aux formations littorales du MIS 7 d'être actuellement émergées à l'encontre d'autres plates-formes continentales péri-atlantiques. Enfin, la modification de la composition minéralogique des loess

du MIS 6 ou glaciaire saalien nécessite, dès cette époque, la présence d'un fleuve puissant au niveau du chenal Lobourg. Ceci est corroboré par l'absence de l'homme préhistorique en Angleterre pendant cette période glaciaire [Gambles, 1995 ; Carrant et Jacobi, 1997 ; Hublin, 1998 ; Roerbroek et Tuffreau, 1999]. Actuellement, les mouvements ont repris depuis la seconde moitié de l'Holocène, d'après les modalités de la sédimentation récente dans le Boulonnais.

Implications pour le domaine Manche-mer du Nord

D'après cette réinterprétation de l'histoire cénozoïque du détroit, un diachronisme des épisodes de réactivation du front de déformation varisque entre le Massif armoricain, le Bray et le Boulonnais se dessine.

Le contre-coup de la phase tectonique fini-Oligocène retarde vraisemblablement l'exondation définitive du détroit jusqu'à la fin du Rupélien [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002], avec un chenal incisé d'au moins 50 m (Lobourg), alors que l'exondation du bassin de Paris est située par Wyns [1979] au Bartonien moyen.

Le début de la relaxation des contraintes postérieure à la fin du Miocène est décalé d'environ 0,5 Ma (Tortonien-Messinien) par rapport au Massif armoricain [van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002].

Il faut rajouter à cela un soulèvement marqué du Bray dès le Sparnacien [Cavelier et Chateaufort, 1971]. Des cordons littoraux « fini-yprésiens » existent également à 60 m au-dessus de St Omer, au nord du Boulonnais, mais il est impossible de leur attribuer un âge précis.

La courbe de surrection relative (fig. 7) reconstruite pour cette région à partir de la comparaison de nos observations sédimentologiques avec la courbe eustatique mondiale [courbe de second ordre de Hardenbol *et al.*, 1998] montre 5 épisodes de surrection relative. Les trois événements du Mio-Plio-Pléistocène sont enregistrés plus en détail à l'échelle régionale, mais, leur somme est du même ordre de grandeur que celles de la phase Eocène et du début du Miocène. Cette courbe semble être cohérente avec l'évolution tectonique mondiale au Paléogène et au Néogène, étant donné le parallélisme entre eustatisme et surrection. Par contre, lors de l'orogénèse laramienne, il semble exister à l'échelle régionale un décalage (retard) ou une anomalie avec la courbe eustatique de Haq *et al.* [1988], repris par Hardenbol *et al.* [1998].

La région présente donc une histoire en gros analogue à celle du bassin de Paris [Guillocheau *et al.*, 2000] où une période de plissement est enregistrée du Lutétien à l'Oligocène inférieur (compression N-S) en partie contemporaine de l'extension E-W associée aux rifts oligocènes. Des événements compressifs plus tardifs sont enregistrés à la base du Burdigalien et au Miocène terminal en réponse à une compression NE-SW. Par contre notre interprétation est différente en ce qui concerne le Miocène supérieur-Quaternaire, la région du Boulonnais restant subsidente après le rifting oligocène (fig. 7), avec une perte moyenne d'altitude d'environ 50 m, voire plus pour la flexure nord. Cette subsidence vraie est néanmoins plus lente que la baisse eustatique.

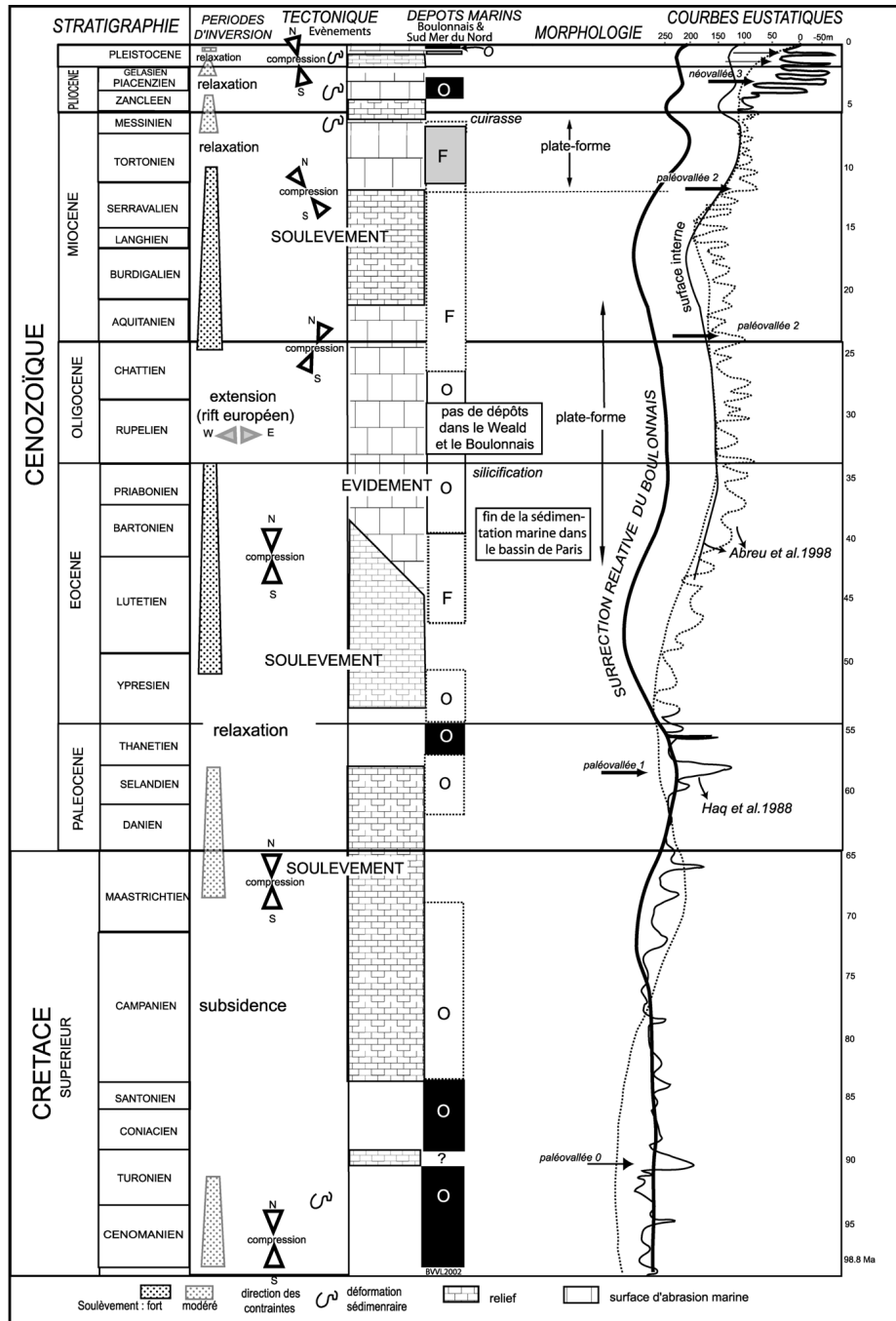


Fig. 7. – Inversion, évolution morphologique du Boulonnais et de la zone du Pas-de-Calais en relation avec les courbes eustatiques [Haq *et al.*, 1988 ; Abreu *et al.*, 1998 ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002] et évolution du champ de contraintes [Lamarche *et al.*, 1998].
 FIG. 7. – Inversion, morphological evolution of the Boulonnais and Dover Strait region, in relation with the eustatic curves [Haq *et al.*, 1988 ; Abreu *et al.*, 1998 ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002] and the evolution of the stress field [Lamarche *et al.*, 1998].

Implications régionales

Les implications de ce recadrage chronologique de l'inversion tectonique principale de l'axe Weald-Boulonnais à l'Eocène moyen permettent de comprendre le découplage entre l'inversion puissante des domaines Manche et mer d'Irlande, d'une part et, de la mer du Nord à inversion modeste, d'autre part. La réactivation du front varisque avec l'inversion du Weald-Boulonnais aurait accommodé, avec le

Massif armoricain et le Bray, au nord du cisaillement armoricain, l'essentiel du raccourcissement imposé par la formation des Pyrénées, en raison de sa position orthogonale au champ de contraintes paléogène. Le second épisode important (fin Oligocène/début Miocène) est probablement plus transpressif, étant donné l'évolution du champ de contrainte de N045 à la fin de l'Oligocène vers une direction N140 au Miocène supérieur [Bergerat 1987 ; Lacombe et Montheureau, 1999]. Ce cas de figure n'est pas unique

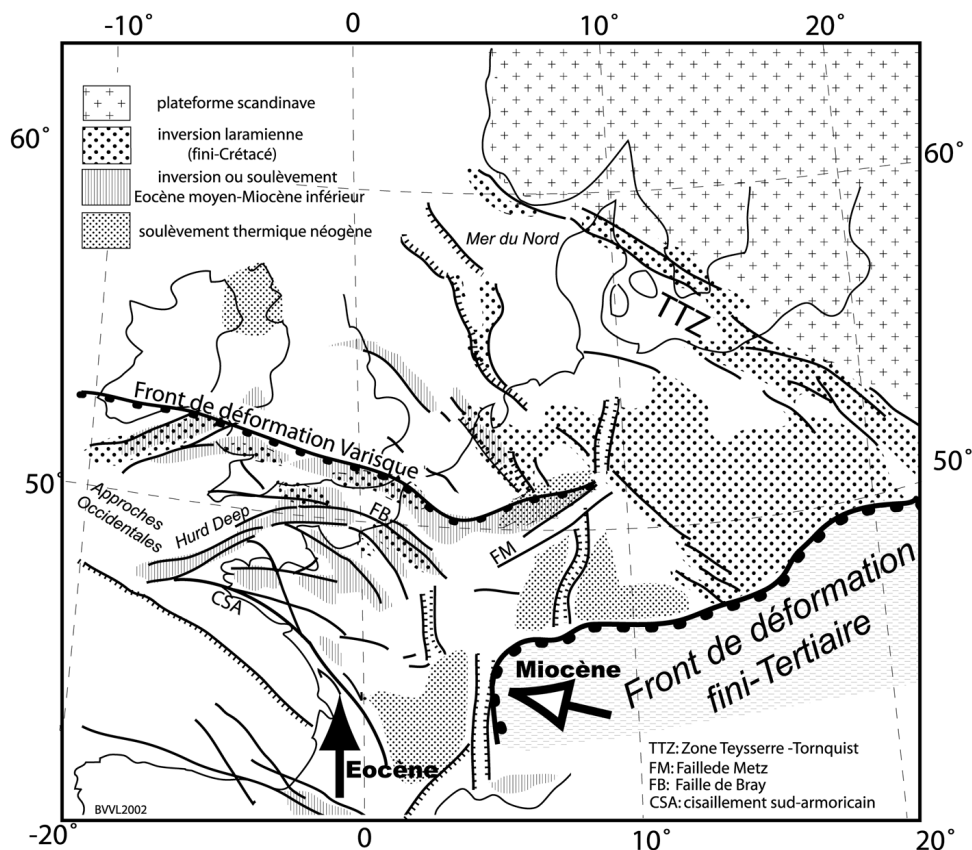


FIG. 8. – Comparaison entre le domaine inversé lors de la phase laramienne (fin Crétacé) et la phase Eocène-Miocène [d'après Pegrum, 1984 ; Ziegler, 1990], prenant en compte nos observations au niveau du continent et du Pas-de-Calais.

FIG. 8. – Comparison between the inverted area during the Laramian orogeny (late Cretaceous) and the Eocene-Miocene events [following Pegrum, 1984 ; Ziegler, 1990] with our observation on the continent and on the Dover Strait sector.

puisque la zone Teyssere-Tornquist (TTZ) a apparemment accommodé la limite nord (fig. 8) de l'inversion de la fin du Crétacé [Pegrum, 1984 ; Ziegler, 1990].

Les étapes secondaires de l'inversion, au Néogène et au Pléistocène, restent transpressives au niveau des failles du front varisque et de la zone faillée Dawson-South Hewett. La rotation actuelle des contraintes vers le nord (fig. 7) observée par Bergerat [1987], Vandycke et Bergerat [2001] ; Lamarche *et al.* [1998] pour le Quaternaire expliquerait de ce fait la reprise modérée des mouvements observée depuis 1,5 Ma et, notamment, les variations altitudinales (nivellement) mesurées pour la période actuelle par Fourniguet [1987].

Le maintien de l'inversion par étape et, la rotation des contraintes conforteraient en partie le schéma proposé par Tapponnier en 1977, alliant formation du rift Ouest-Européen et compression pyrénéenne pour les inversions en Europe occidentale. Ce couplage a l'avantage de favoriser l'apparition de flambages lithosphériques, plus marqués au Paléogène et au tout début du Néogène qu'au Néogène final. L'inversion tertiaire par étape de la marge occidentale de l'Europe en est la conséquence et, le bloc franco-britannique, déjà raccourci, est ensuite quasi-individualisé par le rifting oligocène et chassé vers le Nord-Ouest, au sud du domaine inversé au Laramien.

CONCLUSION

Nous sommes donc en mesure de proposer, sur la base de données sédimentaires terrestres nouvelles, une chronologie pour l'inversion tectonique majeure du Weald-Boulonnais. Cette inversion est amorcée dès la fin du Crétacé, puis s'effectue principalement en deux phases, au début de l'Eocène moyen et au début du Miocène, comme dans les bassins de Wessex et certains bassins de la mer du Nord, confortant les hypothèses de Gale *et al.* [1999], Vandycke et Bergerat [2001] et Mansy *et al.* [2003]. Elle se poursuit ensuite, à plus faible intensité, pendant tous les épisodes compressifs du Néogène et du Quaternaire. Cette inversion a accommodé l'essentiel du raccourcissement imposé à la plate-forme occidentale de l'Europe par la formation des Pyrénées. L'inversion du relief de l'antiforme par abrasion marine est largement antérieure au Pléistocène et, certainement acquise dès l'Eocène moyen, contrairement à ce qui est généralement publié. Les derniers épisodes d'enneigement du Pas-de-Calais se sont produits fort probablement au Zancéen supérieur et à l'Eémien avec le débilement du chenal Lobourg. Cette réouverture est cohérente avec les modifications de fonctionnement de nombreux détroits, contrôlée par la tectonique en Europe et dans le monde à cette époque (Gibraltar, Balboa, etc. [Blanc *et al.*, 1983 ; Géli, 1991]), fonctionnement qui est exprimé ici, par un jeu des structu-

res du front varisque. Ce détroit a donc fonctionné de manière discontinue au Cénozoïque en relation avec une inversion par étapes, modulée d'une part, par l'érosion et, d'autre part, par l'abaissement progressif du niveau marin (ouverture de l'Atlantique et construction des grands inlandsis de la fin du Néogène). Après la crise tectonique du Pléistocène ancien, le détroit se soulève et s'affaisse encore en plusieurs étapes sans s'ouvrir, après le Cromérien et pendant le MIS 7. Il ne se rouvrira complètement, malgré les déformations glacio-isostatiques qu'à partir du début du

MIS 6, vers 160 ka (fleuve) et surtout de l'Eémien vers 130 ka (détroit).

Remerciements. – Nous remercions particulièrement Noël Vandenberghe (KULeuven) pour les informations qu'il nous a transmis concernant le Paléogène belge, Françoise Bergerat pour celles concernant l'évolution du champs de contraintes au Cénozoïque et Alain Tuffreau pour les données préhistoriques de cette région. Nous remercions Daris de Franceschi (Muséum) pour la détermination de la racine de la ZI Auchan. Nous remercions aussi O. Lacombe et un relecteur anonyme pour leurs commentaires judicieux et leur curiosité.

Références

- ABREU V., HARDENBOL J., HADDAD G.F., BAUM G.R., DROXLER A.W. & VAIL P. (1998). – Oxygen isotope synthesis : a Cretaceous ice-house? In : P.-C. de GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & P. VAIL, Eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – *SEPM spec. publ.*, **60**, 75-80.
- ALDUC D. (1979). – La Manche orientale : étude géomorphologique du réseau de paléovallées. – Thèse 3^e Cycle, Géographie, Université de Caen, 136p.
- ANTOINE A. (1989). – Stratigraphie des formations pléistocènes de Sangatte (Pas-de-Calais), d'après les premiers travaux du tunnel sous la Manche. – *Bull. AFEQ*, **1**, 5-17.
- AUFFRET J.-P., LARSONNEUR C. & SMITH A.J. (1980). – Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. – *An. Inst. Oceanogr.* **56**, 21-35.
- BADLEY M.E., PRICE J.D. & BACKSHALL L.C. (1998). – Inversion, reactivated faults and related structures : seismic examples from the southern North Sea. In : M.A. COOPER & G.D. WILLIAMS, Eds., Inversion tectonics. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **44**, 201-219.
- BALESCU S., DUPUIS C. & QUINIF Y. (1988). – TL stratigraphy of pre-Weichselian loess from northwestern Europe using feldspar coarse grains. – *Quater. Sc. Rev.*, **7**, 309-313.
- BALESCU S., PACKMAN S.C., WINTLE A.G. & GRÜN R. (1992). – Thermoluminescence dating of the Middle Pleistocene raised beach of Sangatte (northern France). – *Quaternary Res.*, **37**, 390-396.
- BALSON P. (1989). – Neogene deposits of the UK sector of the southern North Sea. In : HENRIET J.P. & G. DE MOOR, Eds., The Quaternary and Tertiary geology of the southern Bight, North Sea. – Ministry of Economic Affairs, Belgium, Geological Survey, 89-95.
- BERGERAT F. (1987). – Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, **6**, 99-132.
- BERGERAT F. & VANDYCKE S. (1994). – Paleostress analysis and geodynamical implications of the Cretaceous-Tertiary faulting in Kent and the Boulonnais. – *J. Geol. Soc. London*, **151**, 439-448.
- BLANC P.-L., FONTUGNE M.-R. & DUPLESSY J.-D. (1983). – The time-transgressive initiation of boreal ice caps : continental and oceanic evidence reconciled. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **42**, 3-4, 211-224.
- BONTE A. & DE HEINZELIN J. (1966). – Compte-rendu de la session extraordinaire de la Soc. belge Géol. Paléont. et Hydr. et de la Soc. géol. de Belgique dans le Boulonnais du 8 au 11 sept. 1966. – *Bull. Soc. Géol. Belgique*, **75**, 3, 245-305.
- BONTE A., COLBEAUX J.-P., LEPLAT J. & SOMMÉ J. (1985). – Notice explicative de la feuille de Boulogne-sur-mer au 1/50 000. – BRGM, 26p.
- BOILLOT G. (1964). – Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. – Thèse, Paris. – *Annales de l'Institut Océanographique*, **42**, 1, 219p.
- BRIDGLAND D.R. & D'OLIER B. (1995). – The Pleistocene evolution of the Thames and Rhine drainage systems in the southern North Sea Basin. In : R.C. PREECE, Ed., Island Britain : a Quaternary perspective. – *Geol. Soc. Spec. publ.*, **96**, 27-45.
- BRIQUET A. (1930). – Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. – Librairie Armand Colin, Paris, 500 pages.
- CAMERON T.D., CROSBY A., BALSON P.S., JEFFERY D.H., LOTT G., BULAT J. & HARRISSON D. (1992). – The geology of the southern North Sea. – British Geological Survey, United Kingdom Offshore Regional Report Series, HMSO, London.
- CAVELIER C. & CHATEAUNEUF J.-J. (1971). – Présence de microplancton kimméridgien remanié dans l'Yprésien, au sud du Bray : preuve de mouvements tectoniques paléocènes. – *Bull. BRGM (2^e série)*, sect I, 63-66.
- COLBEAUX J.-P., AMÉDRO F., BERGERAT F., BRACQ P., CRAMPON N., DELAY F., DUPUIS Ch., LAMOUROUX C., ROBASZYNSKI F., SOMMÉ J., VANDYCKE S. & VIDIER J.-P. (1993). – Un enregistreur des épisodes tectoniques dans le bassin de Paris : le Boulonnais. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 1, 93-102.
- COWARD M. (1994). – Inversion tectonics. In : P. HANCOCK, Ed., Continental deformations. – Pergamon, London, 289-304.
- CURRANT A.P. & JACOBI R. (1997). – Vertebrate faunas of the British late Pleistocene and the chronology of human settlement. – *Quater. Newslett.*, **82**, 1-8.
- CURRY D. (1992). – Tertiary. In : P.M.D. DUFF & A.J. SMITH, Eds., Geology of England and Wales, chap. 13. – Geol. Soc. London, 389-411.
- CURRY D., ADAMS, C.G., BOULTER M.C., DILLEY F.C., EAMES F.E., FUNNEL B.M. & WELLS M.K. (1978). – A correlation of Tertiary rocks in the British Isles. – *Geol. Soc. London, Spec. Rep.* **12**, 72 p.
- de HEINZELIN J. (1964). – Cailloutis de Wissant, capture de Marquise et percée de Warcove. – *Bull. Soc. Belge de Géol.*, **73**, 146-161.
- DECONINCK J.-F., AMÉDRO F., DESPRAIRIES A., JUIGNET P. & ROBASZYNSKI F. (1991). – Niveaux repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **312**, II, 907-903.
- DECONINCK J.-F., AMÉDRO F., ROBASZYNSKI F., PELLENARD P. & P. RECOURT (2000). – Influences détritiques et volcaniques sur la minéralogie de la fraction argileuse des formations crayeuses traversées par le forage de Poigny (projet CRAIE 700). Résultats préliminaires. – *Bull. Inf. Bass. Paris*, **37**, 2, 107-111.
- DECONINCK J.-F., HOLTZAPFFEL T., ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (1989). – Données minéralogiques, géochimiques et biologiques comparées dans les craies cénomaniennes à santoniennes du Boulonnais. – *Géobios*, **11**, 179-188.
- DESIGNIES J. & THIBAUT P.-M. (1968). – Notice de la Carte géologique de St Omer XXIII-4 au 1/50 000. – BRGM, 19p.
- DESTOMBES J.-P., SHEPHARD-THORN E.R. & REDDING J.H. (1975). – A buried valley system in the Strait of Dover. – *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A285**, 243-256.
- DINGWALL R.G. (1975). – Sub-bottom infill channels in an area of the eastern English Channel. – *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A279**, 233-241.
- ELLISON R.A. & ZALASIEWICZ J.A. (1996). – Palaeogene and Neogene in London and the Thames Valley. – British regional geology, 4th edition, British Geological Survey, 82-109.
- EVANS C.D.R. (1990). – The geology of the Western Channel and its western Approaches. – NERC, London, 93p.
- EVANS C.D.R. & HUGHES M.J. (1984). – The Neogene succession of the Southwestern Approaches, Great Britain. – *J. Geol. Soc. London*, **141**, 315-326.

- FOURNIGUET J. (1987). – Géodynamique actuelle dans le Nord et le NE de la France. Apport des comparaisons de nivellements. – *Mém. BRGM*, **127**, 173p.
- FUNNELL B.M. (1996). – Plio-Pleistocene palaeogeography of the southern North Sea basin (3.75 to 0.60 Ma). – *Quat. Sc. Rev.*, **15**, 391-405.
- GAMBLE C. S. (1995). – The earliest occupation of Europe ; the environmental background. In : W. ROEBROEKS and Th. VAN KOLFSCHOTEN, Eds., The earliest occupation of Europe. – *Analecta Praehistorica Leidensia*, **27**, 279-296.
- GALE A. S., JEFFERY P. A., HUGGET J. M. & CONNOLY P. (1999). – Eocene inversion history of the Sandown Pericline, Isle of Wight, southern England. – *J. Geol. Soc. London*, **156**, 327-339.
- GÉLI L. (1991). – Etude de la dorsale de Mohn, au voisinage de 72°N, en mer de Norvège et du Groenland : corrélation entre événements sédimentaires et réajustements tectono-volcaniques survenus à la fin du Miocène. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **313**, II, 1569-1578.
- GIBBARD P.L. (1995). – The formation of the Strait of Dover. In : R.C. PREECE Ed., Island Britain : a Quaternary perspective. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **96**, 15-26.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J.-P., GAULIER J.-M., GAUMET M., GROSDOY B., HANOT F., LE STRAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O. & GRANDJEAN D. (2000). – Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. – *Geodin. Acta*, **13**, 4, 189-245.
- GREEN C.P. (1985). – Pre-Quaternary weathering residues, sediments and landform development : examples of southern Britain. In : K.S. RICHARDS, R.R. ARNETT & S. ELLIS, Eds., Geomorphology and soils. – Allen & Unwin, London, 58-77.
- HAMBLIN R.J.O., CROSBY A., BALSON P.S., JONES S.M., CHADWICK R.A., PENN I.E. & ARTHUR M.J. (1992). – The geology of the English Channel. – British Geol. Survey, London HMSO.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In : C.K. WILGUS *et al.*, Eds., Sea level changes : an integrated approach. – *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 71-108.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JAQUIN T., DE GRACIANSKY P.C. & VAIL P. (1998). – Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. In : Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – *SEPM Spec. Publ.*, **60**.
- HENRIET J.-P., DE BATIST M., D'OLIER B. & AUFFRET J.-P. (1989). – A northeast trending structural deformation zone near North Hinder. In : J.-P. HENRIET & G. DE MOOR, Eds., The Quaternary and Tertiary geology of the southern Bight, North Sea. – Ministry of Economic Affairs, Belgium, Geol. Survey, 9-15.
- HUEBER J. & MAGNAS J.-P. (1987). – Le tunnel sous la Manche dans son cadre géologique. – Journées « Grands travaux en géologie », Ecole nationale des Ponts et Chaussées, novembre, 1987, 34p.
- HUBLIN J.-J. (1998). – Climatic changes, paleogeography and the evolution of the Neandertals. In : T. AKAZAWA, K. AOKI & O. BAR-YOSEF, Eds., Neandertals and Modern Humans in western Asia. – Plenum Press, New-York, 295-310.
- JONES D.K. (1999). – On the uplift and denudation of the Weald. In : B. SMITH, W.B. WHALLEY & P.A. WARKE, Eds., Uplift, erosion and stability : perspectives on long term landscape development. – *Geol. Soc. London spec. Publ.*, **162**, 25-43.
- JONES R.L. & KEEN D.H. (1993). – Pleistocene environments in the British Isles. – Chapman & Hall, London, 346p.
- KELLAWAY G.A., REDDING J.H., SHEPPARD-THORN E.R. & DESTOMBES J.-P. (1975). – The Quaternary history of the English Channel. – *Phil. Trans. Roy. Soc.*, **A279**, 189-218.
- LACOMBE O. & MOUTHEREAU F. (1999). – What is the real front of orogens? The Pyrenean orogen as a case study : qu'est-ce que le front des orogénies ? L'exemple de l'orogène pyrénéen. – *C. R. Acad. Sci.*, IIA, **329**, 12, 889-896.
- LACOMBE O. & OBERT O. (2000). – Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'ouest du bassin de Paris ; structural inheritance and cover deformation : Tertiary folding and faulting in the western Paris Basin. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, IIA, **330**, 11-15, 793-798.
- LAMARCHE J., BERGERAT F. & MANSY J.-L. (1998). – Déformations cassantes et plicatives dans le Jurassique du Boulonnais, influence lithostratigraphique et héritage paléozoïque. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **326**, 57-63.
- LAMBECK K. (1995). – Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. – *J. Geol. Soc. London*, **152**, 437-448.
- LARSONNEUR C. (1971). – Données sur l'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Manche. – *Mém. BRGM*, Colloque sur la Géologie de la Manche, **79**, 202-214.
- LAURENT M., FALGUÈRES C., BAHAIN J.-J., ROUSSEAU L. & VAN VLIET-LANOË B. (1998). – ESR dating of quartz extracted from Quaternary and Neogene sediments : method, potential and actual limits. – *Quaternary Geochron.*, **17**, 1057-1062.
- LEFÈVRE D. & SOMMÉ J. (2001). – Données nouvelles sur les formations quaternaires du bas-Boulonnais et leur représentation cartographique (Marquise, 1/50000e). – *Ann. Soc. Géol. Nord*, **9** (2^e série), 39-58.
- LEWANDOWSKI M., LAMARCHE J., MANSY J.-L., AVERBUCH O. & SZANAIWSKI R. (1999). – Palaeomagnetic dating of brittle tectonic structures : case studies on Ferques Faults (Boulonnais, France) and two faults from the Holy Cross Mountains (Poland). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **329**, 495-502.
- MANSY J.-L., MANBY G.M., AVERBUCH O., EVERAERTS M., BERGERAT F., VAN VLIET-LANOË B. & LAMARCHE J. (2003). – Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald-Boulonnais area : role of basement reactivation. – *Tectonophysics*, **373**, 1-4, 161-179.
- MANSY J.-L., AMEDRO F., AUFFRET J.-P., GUENOC P., LAMARCHE J., LEFÈVRE D., ROBASZINSKI F., SOMMÉ J. & VIDIER J.P. (2004). – Carte géologique de Marquise (50 000^e). – 2^e édition. BRGM, Orléans.
- MARGEREL J.-P. (1968). – Les foraminifères du Redonien : Systématique-Répartition stratigraphique-Paléoécologie. – Thèse, Univ. Nantes, 206 p.
- MARGEREL J.-P. (1989). – Biostratigraphie des dépôts Néogènes de l'Ouest de la France : Constitution de biozones de foraminifères benthiques. – *Géol. France*, **1-2**, 235-250.
- MERCIER D., LAURIAT-RAGE A., TURPIN L., MARGEREL J.-P., CAHUZAC B., POUIT D. & groupe Géoprospective (1997). – Le Miocène supérieur et le Pliocène marins du bassin ligérien : nouvelles datations isotopiques. – Colloque *Formations Mio-Pliocènes continentales et littorales*, SGF, GFEN, GFG, Angers, 6-8 Novembre 1997.
- MEYER T. & PREECE R.C. (1995). – Malacological evidence relating to the insularity of the British Isles during the Quaternary. In : R.C. PREECE Ed., Island Britain : a Quaternary perspective. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, **96**, 89-110.
- MORTIMORE R.N. & POMEROL B. (1991). – Upper Cretaceous tectonic disruption in a placid Chalk sequence in the Anglo-Paris basin. – *J. Geol. Soc. London*, **148**, 391-404.
- PEGRUM R.M. (1984). – The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea. – *Norsk Geol. Tidssk.*, **64**, 39-68.
- POMEROL B. (1973). – Stratigraphie et paléogéographie, ère Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). – Masson, 269 p.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988). – Eustatic control on clastic deposition. I. – Conceptual framework. In : C. WILGUS *et al.*, Eds., Sea-level change, an integrated approach. – *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 125-154.
- PRESWITCH J. (1851). – Note et observation sur la plage soulevée de Sangatte. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **VIII**, 547-522.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F., ALLEMAND P., BOURQUIN S., DROMART G., GAULIER J.-M. & PRIJAC C. (2000). – Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intra-atmique : le bassin de Paris. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **171**, 180-196.
- ROEBROEKS W. & TUFFREAU A. (1999). – Palaeoenvironment and settlement patterns of the Northwest European Middle Palaeolithic. – In : W. ROEBROEKS & C. GAMBLE, Eds., The Middle Palaeolithic occupation of Europe, Leiden, 121-138.
- ROEP T., HOLST H., VISSERS R., PAGNIER H. & POSTMA D. (1975). – Deposits of southward-flowing, Pleistocene rivers in the Channel Region, near Wissant, NW France. – *Paleogeogr., Paleocool., Paleoclimatol.*, **17**, 289-308.
- SCOURSE J.D. & AUSTIN R.M. (1995). – Palaeotidal modelling of continental shelves : marine implications of a land-bridge in the Strait of Dover during the Holocene and Middle Pleistocene. In : R.C. PREECE Ed., Island Britain : a Quaternary perspective. – *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, **96**, 75-88.

- SHEPPHARD-THORNE E. R., LAKE R. D. & ATITULLAH E. A. (1972). – Basement control of structures in the Mesozoic rocks in the Strait of Dover region, and its reflexion in certain features of the present land and submarine topography. – *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **272**, 99-113.
- SMITH A.J. (1985). – A catastrophic origin for the palaeovalley system of the eastern English Channel. – *Marine Geol.*, **64**, 65-75.
- SOMMÉ J. (1977). – Les plaines du Nord de la France et leur bordure, étude géomorphologique. – Thèse d'Etat, Lille, 810p.
- SOMMÉ J., ANTOINE P., CUNAT-BOGÉ N., LEFÈVRE D. & MUNAUT A.V. (1999). – Le Pléistocène moyen de la mer du Nord en France : falaise de Sangatte et formation de Herzele. – *Quaternaire*, **10**, 151-160.
- SUMBLER M.G. (1996). – London and the Thames Valley. – British regional geology. – 4th edition, British Geological Survey, 173p.
- TAPPONNIER P. (1977). – Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, **III**, 437-460.
- THIRY M. (1999). – Diversity of continental silicifications features : examples from the Cenozoic deposits in the Paris basin and neighbouring basement. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **27**, 87-127.
- UNDERHILL J.R. & PATERSON S. (1998). – Genesis of inversion structures : seismic evidence for the development of key structures along the Purbeck-Isle of Wight disturbance. – *J. Geol. Soc. London*, **155**, 975-992.
- VAN VLIET-LANOË B., BONNET S., HALLÉGOUËT B. & LAURENT M. (1997). – Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs : regional stress field with glacio-isostatic influence? – *J. Geodynamics*, **24**, 1-4, 219-239.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., EVERAERTS M., MANSY J.-L. & MANBY G. (2000). – Evolution néogène et quaternaire de la Somme, une flexuration tectonique active. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, IIa, **331**, 151-158.
- VAN VLIET-LANOË B., LAURENT M., HALLÉGOUËT B., MARGEREL J.-P., CHAUVEL J.J., MICHEL Y., MOGUEDET G., TRAUTMAN F. & VAUTHIER S. (1998a). – Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, IIa, **326**, 333-340.
- VAN VLIET-LANOË B., MANSY J.-L., MARGEREL J.-P., VIDIER J.-P., LAMARCHE J. & EVERAERTS M. (1998b). – Le Pas-de-Calais : un détroit cénozoïque à ouvertures multiples. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II a, **326**, 729-736.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAIGNEL B., LAURENT M., LAURIAT-RAGE A., LOUWYE S., MANSY J.-L., MEILLIEZ F., MERCIER D., HALLÉGOUËT B., LACQUEMENT F., MICHEL Y. & MOGUEDET G. (2002). – Paleogeographic evolution of northwestern Europe during the upper Cenozoic. – *Geodiversitas*, **24**, 3, 511-541.
- VANDENBERGHE N. & HARDENBOL J. (1998). – Introduction to the Neogene. In : Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 83-85.
- VANDENBERGHE N., LAGA P., STEURBAUT E., HARDENBOL J. & VAIL P. (1998). – Tertiary sequence stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. In : Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – *SEPM Spec. Publ.*, **60**, 119-155.
- VANDYCKE S. & BERGERAT F. (2001). – Brittle tectonic structures and palaeostress analysis in the Isle of Wight, Wessex basin, southern U.K. – *J. Struct. Geol.*, **23**, 393-406.
- WATERLOT G. (1969). – Notice explicative de la feuille de Cassel. – BRGM, SGN, Carte Géologique de France au 1/50 000^e, XXIII-3, 12p.
- WILLEMS W. (1989). – Foraminiferal biostratigraphy of the Palaeogene in the southern Bight of the North Sea. In : J.-P HENRIET & G. DE MOOR, Eds., The Quaternary and Tertiary geology of the southern Bight, North Sea. – Ministry of Economic Affairs, Belgium Geological Survey, 45-50.
- WYNS R. (1979). – Tectonique cassante synsédimentaire et discordance d'âge marinésien supérieur dans l'ouest du bassin de Paris. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, D, **286**, 575-578.
- WYNS R. (1991). – Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. – *Géol. France*, **3**, 11-42.
- ZIEGLER P.A. (1990). – Geological atlas of western and central Europe. – 2nd Edit., Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, 2 tomes.
- ZIEGLER P.A. (1992). – European Cenozoic rift system. – *Tectonophysics*, **208**, 91-111.

