

Bull. Soc. géol. France, 1978, (7), t. XX, n° 4, p. 365-373.

Mouvements verticaux dans la région des bancs de Galice (Atlantique nord-est) d'après les résultats du Leg 47 B¹

par JEAN-CLAUDE SIBUET *, OLIVIER DE CHARPAL **, LUCIEN MONTADERT **
et WILLIAM B. F. RYAN ***

Mots clés. — Tectonique verticale, Plate-forme continentale, Rift, Orogénie alpine, Profondeur, Paléorelief, Surface d'érosion, Flexure.

Atlantique Nord-Est (Bancs de Galice, Leg 47 B, Site 398).

Résumé. — Une estimation des variations de profondeur au niveau du site 398 est proposée dans le contexte de l'évolution structurale, tectonique et sédimentaire de la marge ouest-ibérique. La morphologie globale de la marge ouest-ibérique aurait été acquise à la suite de deux épisodes distensifs permio-triasico-liasique et jurassique supérieur-crétacé inférieur. Entre ces deux épisodes, au Jurassique moyen, un domaine océanique limité aurait été créé entre la péninsule ibérique et les Grands Bancs de Terre-Neuve. Au Crétacé inférieur, le site 398 aurait atteint une profondeur de l'ordre de deux kilomètres. C'est à partir de l'Aptien terminal, avec la reprise franche de l'ouverture de l'Atlantique nord au large de l'Ibérie, que la marge subsiderait globalement par refroidissement thermique lié à l'éloignement de la ride médio-atlantique et par réajustement isostatique en réponse à la surcharge sédimentaire. Les compressions tertiaires n'auraient affecté de façon significative la topographie de la marge ouest ibérique que sur la bordure septentrionale des bancs de Galice. —

Abstract. — The morphology of the Western Iberian Continental margin is the result of two main tensional episodes dated Permian-Lias and Upper Jurassic-Lower Cretaceous. Locally, at the level of D.S.D.P. site 398, this second episode is dated Barremian to Uppermost Aptian. A limited oceanic opening probably occurred in Middle Jurassic time between these two tensional episodes. During Lower Cretaceous, there was no relative movement between North America and Iberia. Seafloor spreading began again in Uppermost Aptian and has continued to the present day.

The paleodepth for site 398 should have been around two kilometers in Lower Cretaceous after the last movements of subsidence and tilting of blocks associated with the so-called Upper Jurassic-Lower Cretaceous tensional episode. Then, since Uppermost Aptian, the subsidence of the continental margin is linked both to the thermal cooling of the lithosphere as the mid-ocean ridge crest migrates away and to the isostatic readjustment due to the sedimentary load. —

INTRODUCTION.

Différents mécanismes ont été proposés pour expliquer la formation et l'évolution des marges continentales [Bott, 1976].

Une réponse thermique à la mise en place de matériel chaud en provenance du manteau serait responsable de mouvements verticaux au cours et après la cassure initiale du continent. Après un soulèvement du continent, identique à celui que l'on observe sur les bordures de la mer Rouge par intrusion de roches ignées, Sleep [1971] suggère que le refroidissement de la lithosphère, après un amincissement de la croûte continentale par érosion superficielle, serait à l'origine de la subsidence des marges. Kent [1977] remet en question la validité de ce mécanisme et estime que les arguments manquent, en dehors de la mer Rouge et des rifts

africains, pour affirmer que le *rifting* serait précédé par un bombement anticlinal.

Pour Bott et Dean [1972] un système différentiel de contraintes affecterait la marge continentale et résulterait de la variation latérale de densité lorsque l'on passe du domaine continental au domaine océanique. Une migration par fluage du matériel de la partie inférieure de la croûte continentale vers le manteau supérieur océanique entraî-

1. Contribution n° 577 du Département scientifique, Centre océanologique de Bretagne.

* Centre océanologique de Bretagne, B. P. 337, 29273 Brest Cedex (France).

** Institut français du pétrole, 1-4, avenue de Bois-Préau, 92506 Rueil-Malmaison Cedex (France).

*** Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York 10964 (U.S.A.).

Note présentée le 12 décembre 1977, manuscrit définitif reçu le 13 avril 1978.

nerait une subsidence de la bordure du plateau continental. La croûte continentale superficielle cassante répondrait par faillage normal [Bott, 1971, 1973].

Une augmentation de température pourrait se traduire par un accroissement de la densité de la croûte soit par métamorphisme avec passage de gabbro à l'éclogite [Ringwood et Green, 1966; Colette, 1968] ou de schistes verts à amphibolite [Falvey, 1974] soit par intrusions de roches ignées basiques ou ultrabasiqes [Belousov, 1960; Sheridan, 1969]. La lithosphère répondrait à une modification de la structure en densité de la croûte par un réajustement isostatique qui expliquerait la subsidence de la marge. Ce mécanisme ne semble pas être en accord avec l'interprétation des mesures de flux de chaleur obtenues sur la marge armoricaine. En effet, on constate une diminution des valeurs de flux sur la pente continentale par rapport au plateau continental qui ne peut s'expliquer que par un amincissement de la croûte continentale par étirement [Foucher *et al.*, sous presse], la partie supérieure de la croûte continentale étant affectée par un système de failles normales ou de type panaméen [Montadert *et al.*, 1977].

Tous ces mécanismes peuvent contribuer à expliquer le phénomène de subsidence de la marge mais le problème de connaître leur contribution respective demeure.

La distribution verticale des organismes benthiques permet d'avoir une estimation de la paléoprocundeur d'autant plus précise que la profondeur est plus faible [plateau continental (0-200 m), bathyal supérieur (200-500 m), moyen (500-1 000 m) et inférieur (1 000-2 000 m)]. En domaine abyssal (> 2 000 m) les distinctions sont souvent impossibles. Par conséquent, les données paléontologiques d'un site de forage sur la marge ne donnent que des informations fragmentaires lorsque les paléoprocundeurs sont supérieures à 2 000 m. Seules des informations sur les variations relatives de profondeur de la surface de compensation des carbonates (C.C.D.) couplées à des informations sur l'évolution tectonique, structurale et thermique de la marge, peuvent permettre d'avoir une estimation approximative des paléoprocundeurs. Nous allons montrer dans quelle mesure les résultats du Leg 47 B (site 398) replacés dans le contexte général de l'évolution de la marge ouest-ibérique peuvent apporter des contraintes sur l'évolution verticale de la marge au niveau du site 398.

II. — SCHÉMA D'ÉVOLUTION TECTONIQUE ET SÉDIMENTAIRE DE LA MARGE OUEST IBÉRIQUE.

Le site 398 est localisé sur la marge continentale ibérique, au Sud des bancs de Galice, à une vingtaine

de kilomètres au Sud de la montagne de Vigo (fig. 1). Il a été foré par 3 900 m de profondeur à environ 400 m du profil sismique I.F.P.-C.N.E.X.O.-G.P. 19 (fig. 2). Une pénétration de 1 740 m a été obtenue.

a) *Évolution sédimentaire au niveau du Site 398.* Les corrélations établies entre unités lithologiques calées stratigraphiquement et formations acoustiques [groupe Galice, sous presse; Ryan, Sibuet *et al.*, sous presse; Sibuet *et al.*, sous presse; de Graciansky et Chenet, sous presse; de Graciansky *et al.*, sous presse; Sigal, sous presse] permettent de montrer que :

— les soixante-quinze derniers mètres du forage prélevés sous le substratum acoustique (fig. 2), sont constitués de séquences complexes de marnes et calcaires indurés datées Hauterivien supérieur à Barrémien inférieur. Les calcaires pélagiques indurés auraient été déposés dans un environnement calme au-dessus de la C.C.D. ;

— la formation acoustique 4 d'apparence litée affectée par des failles syn-sédimentaires (fig. 2) est constituée de séquences grano-classées de sables et argiles interrompues par des séries de glissement. Elle est datée Barrémien supérieur à Aptien terminal et se termine par un hiatus de l'Aptien terminal (Clansayésien) marqué par un très fort réflecteur acoustique ;

— la formation acoustique 3 est une série transparente peu litée (fig. 2) comblant les dépressions. Elle est constituée d'argilites noires décarbonatées et souvent riches en débris végétaux, intercalées de marnes claires, datées Albien basal à Cénomanién moyen ;

— la formation acoustique 2, fortement litée (fig. 2) et composée d'alternances carbonatées et terrigènes à nannofossiles est datée du Crétacé supérieur à l'Éocène ;

— la formation acoustique 1, comprenant une partie inférieure litée (1 b) et une partie supérieure transparente (1 a) (fig. 2) est constituée par des vases pélagiques carbonatées à nannofossiles de l'Oligocène à l'Actuel.

b) *Évolution cinématique de l'Atlantique nord entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord.* Une étude préliminaire des données magnétiques au large de la péninsule ibérique [Sibuet *et al.*, sous presse] montre que l'ouverture franche et continue de l'Atlantique nord, entre la péninsule ibérique et les Grands Bancs de Terre-Neuve aurait commencé lors de la formation de l'anomalie MO datée Aptien terminal (109 Ma). Entre la position de l'anomalie MO et la marge ouest ibérique (fig. 1) existe un domaine caractérisé par une séquence magnétique calme qui pourrait correspondre à la séquence magnétique calme Jurassique. Le domaine océanique à l'Ouest de la péninsule ibérique aurait été créé en deux étapes ;

MOUVEMENTS VERTICAUX DANS LES BANCs DE GALICE

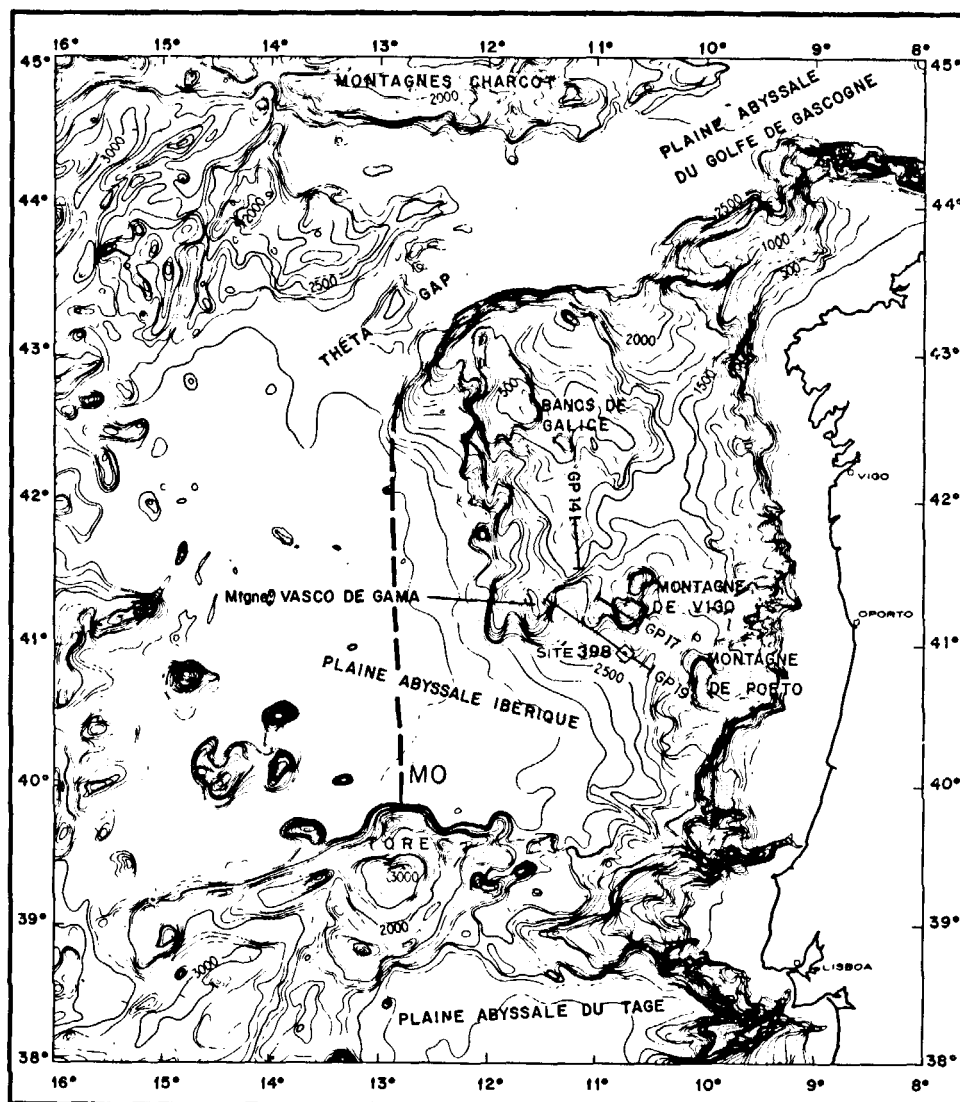


FIG. 1. — Carte bathymétrique de la marge ouest ibérique [Laughton *et al.*, 1975] en brasses corrigées. Position du site 398 et des profils sismiques I.F.P.-C.N.E.X.O. GP 14, GP 17 et GP 19.

— au cours du Jurassique moyen (174-150 Ma d'après l'échelle géomagnétique de Van Hinte [1976 a]), un domaine océanique d'une centaine de kilomètres de largeur aurait été formé le long de la marge ouest-ibérique ;

— du Jurassique supérieur à l'Aptien terminal (150-109 Ma d'après Van Hinte [1976 a et b]), le processus de création du domaine océanique se serait arrêté, ce qui correspondrait à l'absence de la séquence des anomalies magnétiques M de part et d'autre de l'Atlantique nord entre la péninsule ibérique et l'Amérique du Nord ;

— l'ouverture franche aurait repris de façon ininterrompue de l'Aptien terminal (anomalie MO, datée 109 Ma, Aptien terminal d'après Van Hinte [1976 b]), à nos jours.

d) *Évolution structurale de la marge ouest ibérique.*

L'interprétation des données de forages replacée dans le contexte géologique permet de rattacher l'évolution tectonique et structurale de la marge ouest ibérique à deux épisodes distensifs [Groupe Galice, sous presse ; Sibuet *et al.*, sous presse] :

- l'un, permo-triasico-liasique, généralisé à tout l'Atlantique nord, est associé à la formation de bassins comblés par d'épaisses séries évaporitiques, notamment le bassin portugais, les petits bassins entre la montagne de Porto et la plate-forme et éventuellement le bassin intérieur (fig. 1) et correspondrait à la création initiale des marges continentales ;

- l'autre, jurassique supérieur-crétacé inférieur, serait à l'origine de la subsidence des blocs faillés

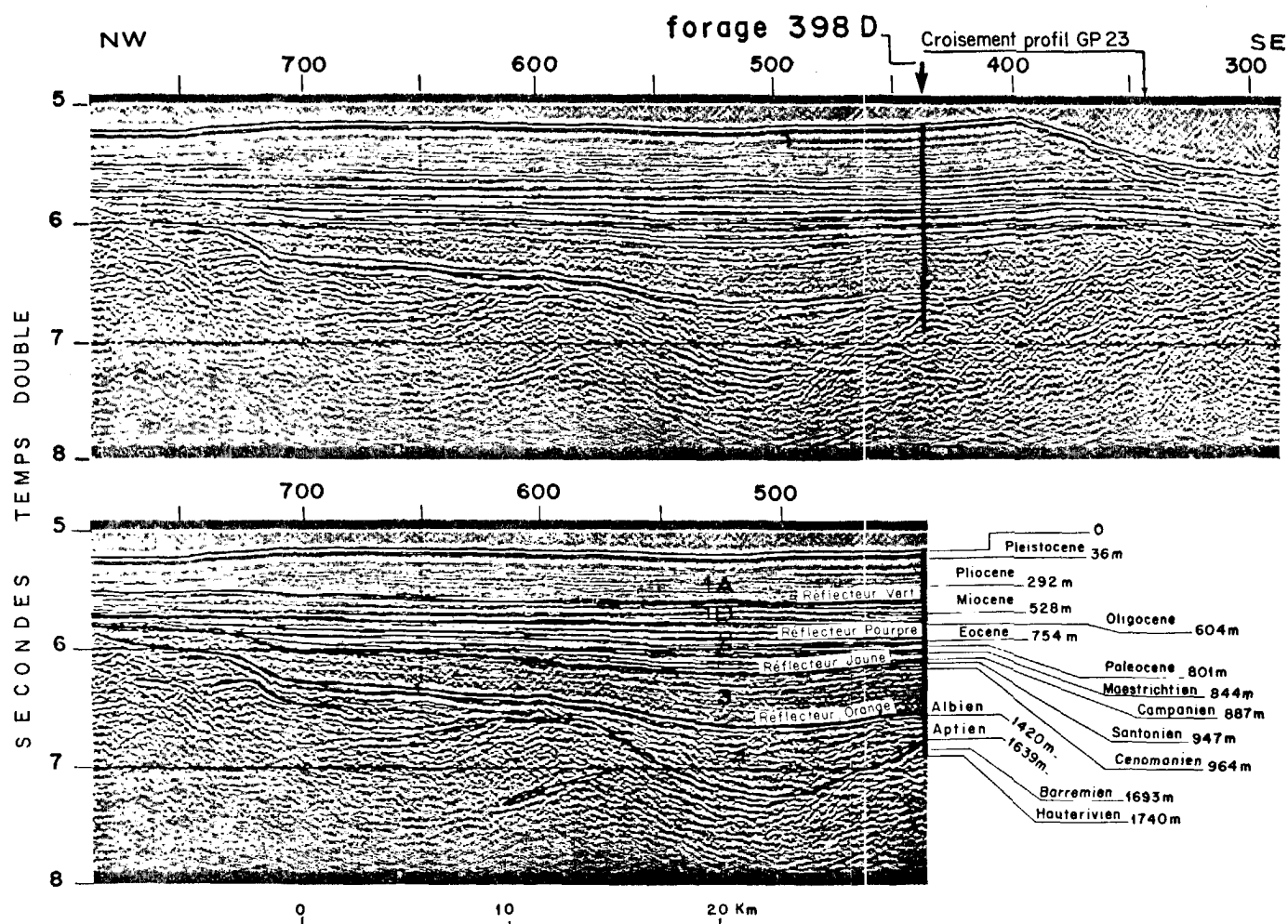


FIG. 2. — Section migrée du profil sismique (I.F.P.-C.N.E.X.O.-C.E.P.M.) GP 19 localisé sur la figure 1. Numéros de tirs en haut du profil. Espacement des tirs 50 m. Échelle horizontale dans la partie inférieure. L'échelle verticale est en secondes temps double. Les principaux réflecteurs acoustiques et les formations acoustiques apparaissent sur le profil interprété. Les limites des étages géologiques et leurs profondeurs figurent sur le côté droit.

de la marge peut-être créés au cours de l'épisode précédent. Les panneaux de la marge seraient affectés par des mouvements de basculement et de rotation le long des failles de type panaméen [Montadert *et al.*, 1977 a]. Les données du forage 398 permettent de dater localement cet épisode distensif Barrémien moyen à Aptien terminal [Sibuet et Ryan, sous presse]. La forme des horizons sismiques appartenant aux unités acoustiques 1, 2 et 3 (fig. 2), montre que la marge ouest ibérique subsidait régionalement à partir de cette époque [Sibuet et Ryan, sous presse; Groupe Galice, sous presse].

e) *Schéma d'évolution tectonique de la marge ouest ibérique replacé dans le contexte de l'évolution cinématique de l'Atlantique nord.* En résumé [Sibuet *et al.*, sous presse; Sibuet et Ryan, sous presse], l'épisode de distension généralisée permo-triasico-liasique (280-174 Ma) serait à l'origine de la création initiale

des marges de l'Atlantique nord et en particulier de la marge ouest ibérique. Un domaine océanique limité à une centaine de kilomètres aurait été créé entre la péninsule ibérique et les Grands Bancs de Terre-Neuve au cours du Jurassique moyen (174-150 Ma). Il n'y aurait plus eu création de domaine océanique de la base du Jurassique supérieur à l'Aptien terminal (150-109 Ma). Cependant, une nouvelle phase de distension généralisée, peut-être limitée du Barrémien moyen à l'Aptien terminal d'après les données du forage 398, serait à l'origine du basculement des blocs faillés de la marge ouest ibérique. A l'Aptien terminal (109 Ma), la morphologie globale de cette marge serait acquise. De l'Aptien terminal à nos jours, la marge ouest ibérique aurait subsidé régionalement sans que la morphologie de détail de la marge soit modifiée sauf localement par les épisodes compressifs ter-

MOUVEMENTS VERTICAUX DANS LES BANCS DE GALICE

tières. La bordure nord des bancs de Galice, par exemple, aurait été affectée par la phase de compression crétacé supérieur-éocène supérieur [Sibuet et Le Pichon, 1971; Le Pichon et Sibuet, 1971; Choukroune *et al.*, 1973; Groupe Galice, sous presse]. L'ouverture franche de l'Atlantique nord au Nord de la ligne Açores-Gibraltar a repris depuis l'Aptien terminal (109 Ma).

III. — ESSAI DE QUANTIFICATION DES MOUVEMENTS VERTICAUX AYANT AFFECTÉ LA MARGE OUEST IBÉRIQUE AU NIVEAU DU SITE 398.

La complexité et la diversité des mécanismes proposés pour expliquer la formation des marges stables sont dues notamment à la méconnaissance des paléop profondeurs à différents niveaux d'une marge, les données paléontologiques sur les profondeurs de vie des organismes benthiques n'étant qu'approximatives. Cette méconnaissance des paléop profondeurs provient du fait que les mouvements observés se sont effectués soit brutalement, soit par étapes, à des époques difficiles à préciser, et que l'amplitude des mouvements verticaux varie d'un point à un autre d'une marge continentale.

Des reliques de surfaces d'érosion recoupant en discordance les structures créées par les épisodes distensifs permo-triasico-liasique et jurassique supérieur-crétacé inférieur ont été mises en évidence par 2,5 km de profondeur sur les marges armoricaine et ouest ibérique. Nous proposons de préciser les paléop profondeurs au niveau du site 398 en tenant compte des informations sur l'évolution verticale de ces surfaces d'érosion.

a) *Les surfaces d'érosion.* Des surfaces planes ont été reconnues sur les marges armoricaine [Montadert *et al.*, 1977 a] et ouest ibérique. Elles sont horizontales ou présentent un faible pendage en direction du domaine océanique. Leurs profondeurs varient de 1,5 à 2,8 km (fig. 3 et 4). Elles existent sur les bancs de Galice, sur les montagnes de Vigo et de Vasco de Gama ainsi que, de façon discontinue, entre ces structures (fig. 4). Ces surfaces d'érosion sont à une profondeur de 1,5 km ou moins sur les bancs de Galice et à une profondeur comprise entre 2,5 et 2,8 km par ailleurs (fig. 3 et 4). Comme une zone de subduction fonctionnait dans le golfe de Gascogne, au Nord de la péninsule ibérique et des bancs de Galice, du Crétacé supérieur à l'Éocène [Sibuet et Le Pichon, 1971; Le Pichon et Sibuet, 1971; Choukroune *et al.*, 1973], la bordure nord des bancs de Galice aurait été affectée par cette phase compressive. La profondeur des surfaces d'érosion est donc sensiblement constante en dehors des bancs de Galice *sensu stricto* et voisine de celles des mêmes surfaces d'érosion largement développées sur la marge armoricaine [Montadert *et al.*, 1977 a].

Pendant que s'effectuait le basculement des blocs créés lors du *rifting* et de façon contemporaine avec la sédimentation de la formation 4 (Crétacé inférieur à Aptien terminal), leur arête subissait une érosion soit continentale soit marine à faible profondeur. Cette érosion était parachevée après la fin de la rotation des blocs et aboutissait à la formation de surfaces horizontales d'abrasion marine recoupant en discordance la stratification visible à l'intérieur de certains blocs. Ces surfaces d'érosion auraient subsidé de la profondeur zéro, à leur profondeur actuelle, avec un gauchissement régional

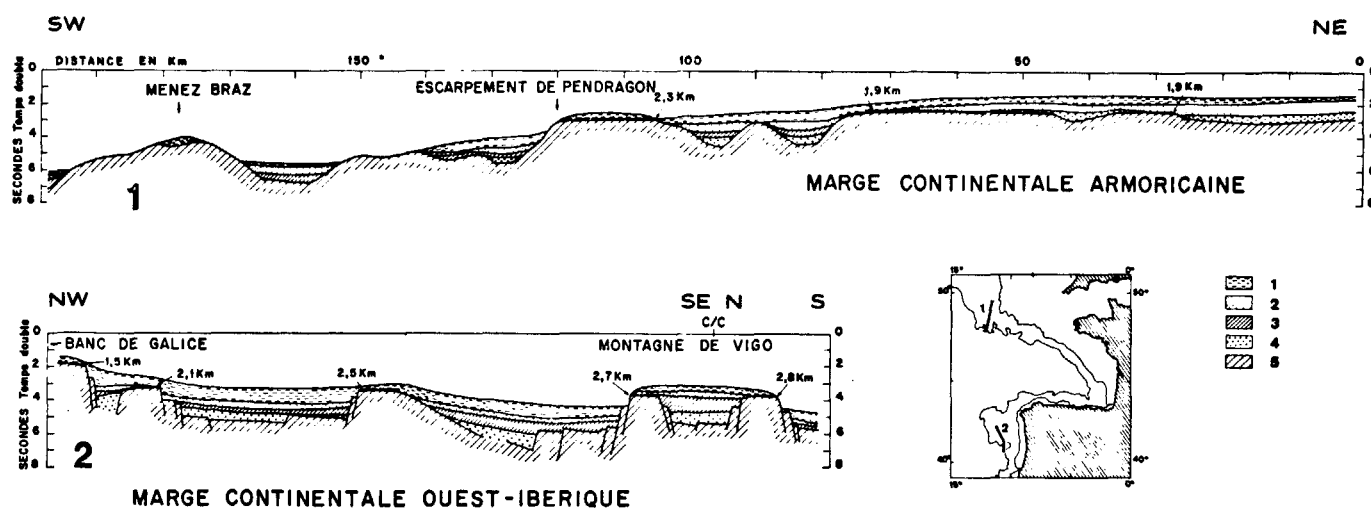


FIG. 3. — Profils sismiques interprétés sur les marges armoricaine et ouest ibérique.

Les symboles correspondent aux formations acoustiques : 1) Actuel à limite Oligocène-Éocène ; 2) limite Oligocène-Éocène à Santonien ; 3) Santonien à Aptien terminal ; 4) anté-Aptien terminal ; 5) substratum acoustique. Les surfaces d'érosion (dont les profondeurs sont indiquées) sont soulignées par un trait fort.

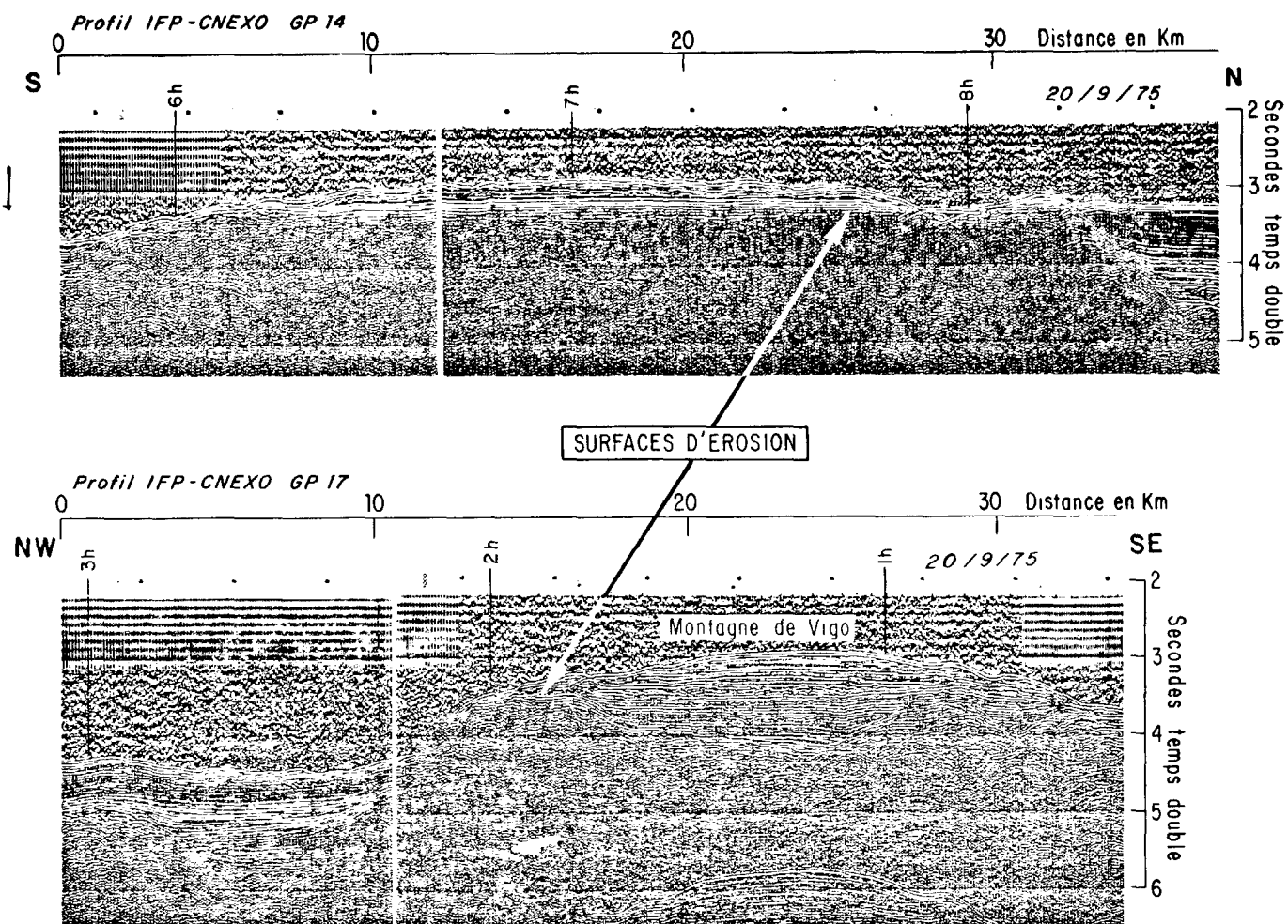


FIG. 4. — Profils sismiques obtenus sur la marge ouest ibérique (fig. 1) montrant des exemples de surfaces d'érosion. La profondeur de ces surfaces d'érosion est de 2,4 km.

du plateau continental à la pente continentale, depuis le début de l'ouverture franche de l'Atlantique nord à ce niveau, c'est-à-dire depuis l'Aptien terminal. La subsidence de ces surfaces d'érosion serait donc essentiellement d'origine thermique. Comme nous ne connaissons l'amplitude de cette subsidence thermique que pour un seul niveau de profondeur de la marge continentale, on ne peut pas savoir si la flexure de la marge s'effectue avec un couplage total ou non des domaines continental et océanique.

Plusieurs auteurs suggèrent que les marges continentales subsident suivant la loi de subsidence thermique du domaine océanique à partir du début de la formation de celui-ci [Watts et Ryan, 1976 ; Montadert *et al.*, 1977 b]. Avant de l'affirmer, il faut démontrer qu'il y a couplage ou non des domaines océanique et continental et que le domaine continental de la marge subside globalement de la même quantité. Or, les enregistrements de sismique réflexion obtenus sur les marges armoricaine et ouest

ibérique montrent qu'en dehors de faibles rejets différentiels liés aux mouvements compressifs tertiaires [Groupe Galice, sous presse], les failles de la marge sont cachetées depuis l'Aptien terminal. Par conséquent, ou bien l'ensemble de la marge subside de la même quantité et il existe, sur le plateau continental, une faille parallèle à la marge absorbant le rejet vertical correspondant à l'amplitude de la subsidence, ou bien la flexure de la marge s'étend du plateau continental (amplitude nulle) jusqu'au domaine océanique (amplitude maximum dépendant du couplage ou non des domaines océanique et continental). En l'absence de mise en évidence d'une telle faille sur le plateau continental, la deuxième alternative semble plus probable (fig. 5).

b) *Évolution verticale au niveau du site 398.* Nous avons supposé que les surfaces d'érosion subsidaient suivant une courbe exponentielle (fig. 6 et 7) (par exemple la partie de la courbe de subsidence océanique [Le Pichon *et al.*, 1976] de 13 à 122 Ma,

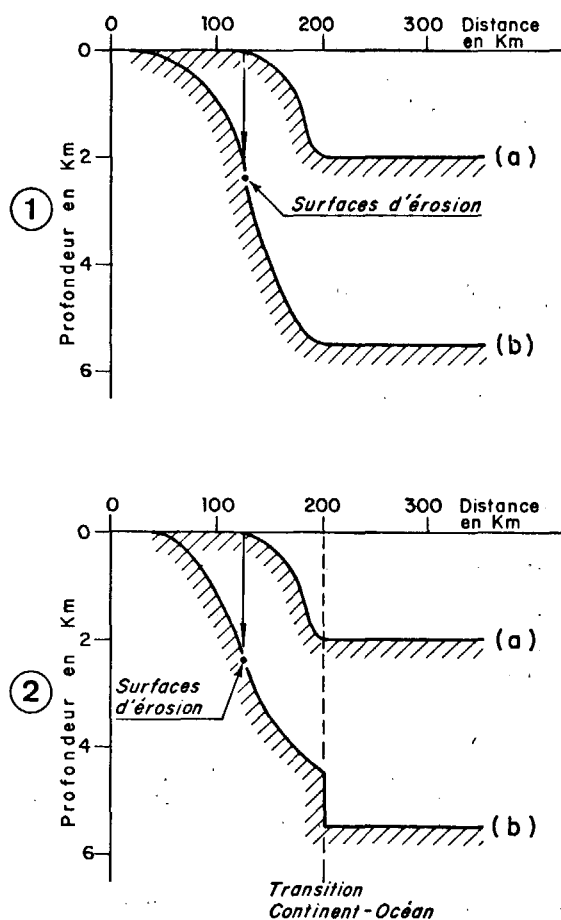


FIG. 5. — Schémas montrant l'évolution verticale des marges armoricaine et ouest ibérique de l'Aptien terminal (a) à l'actuel (b) dans l'hypothèse d'une flexuration de la marge accompagnée d'un couplage (1) ou non (2) des domaines continental et océanique. On suppose qu'il n'y a pas de sédiments reposant sur le substratum et par conséquent pas de réajustement isostatique dû à l'effet de la surcharge sédimentaire. Les surfaces d'érosion à altitude zéro à l'Aptien terminal sont à une profondeur actuelle de 2,4 km.

ce qui ne correspond pas à une subsidence thermique de type océanique commençant à 0 Ma) et que, au niveau du site 398 situé à une vingtaine de kilomètres au Sud d'une surface d'érosion, la même loi de subsidence régionale s'appliquait, bien que la profondeur du site soit supérieure de 2 km à celle des surfaces d'érosion. Compte tenu de ces hypothèses, cela nous conduit à admettre une profondeur du substratum de l'ordre de 2 km au Crétacé inférieur, ce qui est compatible avec la profondeur de mise en place des sédiments à cette époque [Ryan, Sibuet *et al.*, sous presse]. Le réajustement isostatique local a été calculé à partir des densités mesurées sur les échantillons du forage 398 D [Ryan, Sibuet *et al.*, sous presse] (fig. 6) et permet de corriger la profondeur du substratum (fig. 7). La paléoprosfondeur du site 398 a été calculée en tenant compte du fait

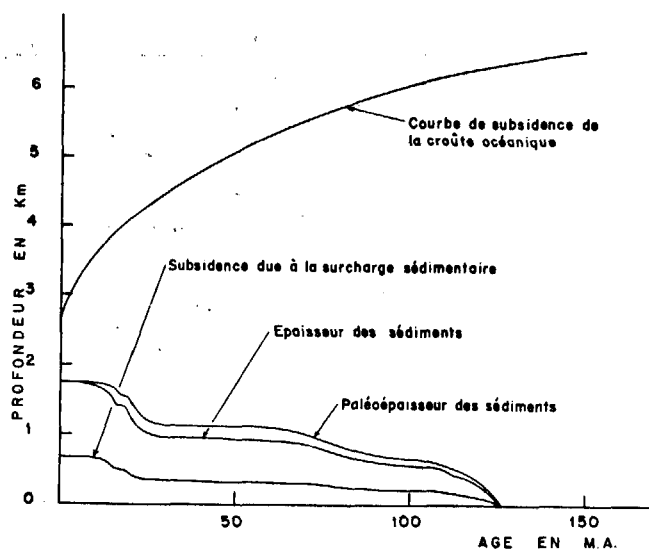


FIG. 6. — Courbe de subsidence océanique d'après Le Pichon *et al.* [1976]. Au niveau du site 398 ont été calculés en fonction du temps, exprimé en millions d'années, l'épaisseur des sédiments déposés, la paléoprosfondeur des sédiments en tenant compte de la compaction des sédiments et le réajustement isostatique local dû à la surcharge sédimentaire.

que les sédiments enfouis sont compactés (fig. 6 et 7).

Au cours de l'évolution anté-aptien terminal, nous avons supposé que le substratum était affecté par les deux phases distensives permo-triasico-liasique et jurassique supérieur-crétacé inférieur sans connaître cependant la contribution relative à la subsidence de chacune d'entre elles. Entre ces deux phases, s'il y a eu création d'un domaine océanique limité comme nous le proposons, la marge ouest ibérique aurait pu subsider régionalement d'une faible quantité du fait du refroidissement thermique lié à l'éloignement de la source de chaleur (fig. 7).

IV. — CONCLUSION.

L'estimation de la paléoprosfondeur au niveau d'un site de forage n'apporte qu'une contribution ponctuelle quant à l'évolution verticale de l'ensemble d'une marge. Seule, une série de forages situés sur une radiale perpendiculaire à la marge peut apporter, dans la mesure où il existe des informations paléontologiques sur la distribution verticale des espèces benthiques et des informations structurales sur l'évolution verticale d'un bloc faillé de la marge par rapport à d'autres, des informations sur les variations de l'amplitude de la flexure de la marge dans le temps et dans l'espace, sur le couplage ou non des domaines océanique et continental et sur les propriétés mécaniques de la croûte continentale.

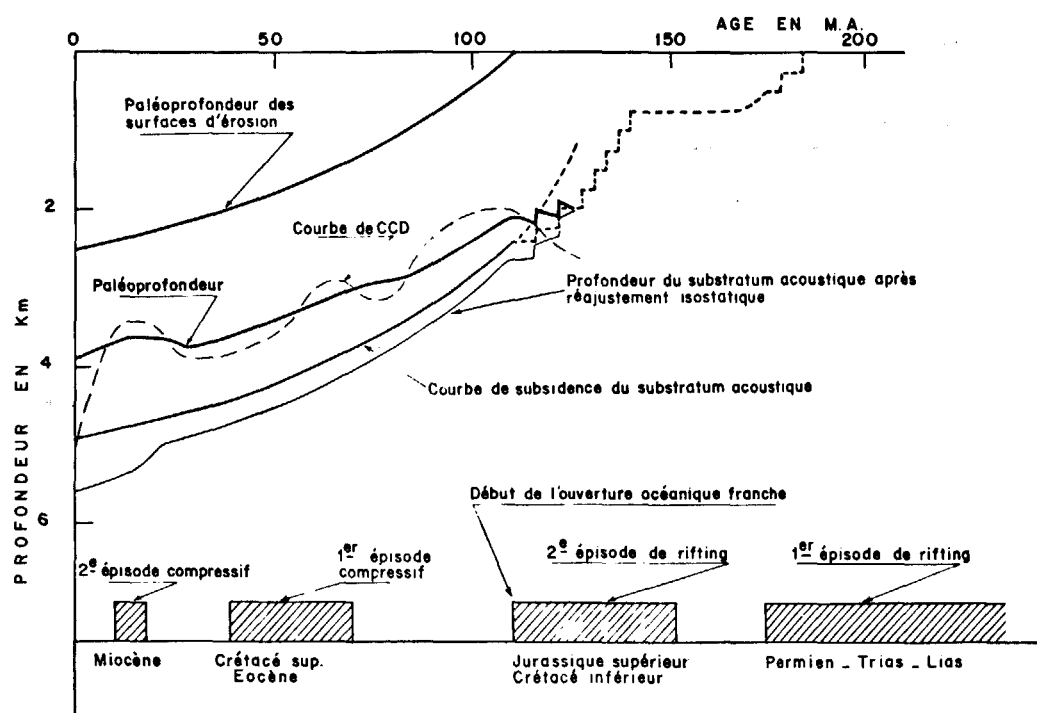


FIG. 7. — Paléoprotendeur des surfaces d'érosion de l'Aptien terminal (profondeur zéro) à l'actuel (profondeur 2,5 km). La loi de subsidence exponentielle adoptée n'est pas de type océanique. Paléoprotendeur du site 398 en supposant une courbe de subsidence du substratum identique à celle des surfaces d'érosion depuis l'Aptien terminal.

Remerciements. Nous tenons à remercier les chercheurs de l'équipe scientifique embarquée lors du leg 47 B du N/O « *Glomar Challenger* » ainsi que les chercheurs ayant analysé les échantillons du site

398 avec lesquels nous avons eu de nombreuses et fructueuses discussions. Nous remercions J. P. Foucher qui a lu et critiqué le manuscrit.

Références

- BELOUSSOV V. V. (1960). — Development of the earth and tectogenesis. *J. Geophys. Res.*, 65, p. 4127-3146.
- BOTT M. H. P. (1971). — Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, 11, p. 319-327.
- BOTT M. H. P. (1973). — Shelf subsidence in relation to the evolution of young continental margins. In : Implications of continental drift to the earth sciences, vol. 2, by TARLING D. H. and RUNCORN S. K. (ed.), Londres et New York, Academic Press, p. 675-683.
- BOTT M. H. P. (1976). — Problems of the formation and geodynamic development of Atlantic-type continental margins. *Ann. Acad. bras. cienc.*, 48, p. 37-42.
- BOTT M. H. P. et DEAN D. S. (1972). — Stress systems at young continental margins. *Nature (Phys. Sci)*, 235, p. 23-35.
- CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SÉGURET M. et SIBUET J. C. (1973). — Bay of Biscay and Pyrenees. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 18, p. 109-118.
- COLLETTE B. J. (1968). — On the subsidence of the North Sea area. In : *Geology of shelf seas*, DONOVAN D. T., OLIVER et BOYD (ed.), Edinbourg et Londres, p. 15-30.
- FALVEY D. A. (1974). — The development of continental margins in plate tectonic theory. *Aust. Pet. Explor. Assoc.* J1, 14, p. 95-106.
- FOUCHER J. P. et SIBUET J. C. (sous presse). — Thermal regime of the northern Bay of Biscay continental margin in vicinity of D.S.D.P. sites 400 to 402. *Phil. Trans. R. Soc. London*.
- GROUPE GALICE (sous presse). — The continental margin off Galicia Bank and Portugal : acoustical stratigraphy and structural evolution. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (leg 47 B). U.S. Government Printing Office, Washington.
- GRACIANSKY DE P. C. et CHENET P. Y. (sous presse). — Sedimentological study of cores 138 to 56 (upper Hauterivian to Lower Cenomanian) : an attempt at reconstruction of paleoenvironments. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (Leg 47 B). U.S. Government Printing Office, Washington.
- KENT P. E. (1977). — Vertical tectonics associated with rifting and spreading. In : *The evolution of passive continental margins in the light of recent deep*

MOUVEMENTS VERTICAUX DANS LES BANCs DE GALICE

- drilling results : Meeting of the Royal Society, Londres, 19-20 déc. 1977, résumé.
- LAUGHTON A. S., ROBERTS D. G. et GRAVES R. (1975). — Bathymetry of the northeast Atlantic : mid-Atlantic Ridge to southwest Europe. *Deep-Sea Res.*, 22, p. 791-810.
- LE PICHON X. et SIBUET J. C. (1971). — Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 12, p. 83-88.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1976). — Plate tectonics. In : Developments in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam, 6, 300 p.
- MONTADERT L., ROBERTS D. G. *et al.* (1977 a). — The nature of the continent-ocean boundary, Biscay and Rockall. In : The evolution of passive continental margins in the light of recent deep drilling results. Meeting of the Royal Society. Londres, 19-20 déc. 1977, résumé.
- MONTADERT L., ROBERTS D. G., AUFFRET G. A., BOCK W., DUPEUBLE P. A., HAILWOOD E. A., HARRISON W., KAGAMI H., LUMSDEN D. N., MULLER C., SCHNITKER D., THOMPSON R. W., THOMPSON T. L. et TIMOFEEV P. P. (1977 b). — Rifting and subsidence on passive continental margins in the North-East Atlantic. *Nature*, 268, p. 305-309.
- RINGWOOD A. E., et GREEN D. H. (1966). — An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical consequences. *Tectonophysics*, 3, p. 383-427.
- RYAN W. B. F., SIBUET J. C. *et al.* (sous presse). — Site 398 Chapter. In : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (leg 47 B). U.S. Government Printing Office, Washington.
- SHERIDAN R. E. (1969). — Subsidence of continental margins. *Tectonophysics*, 7, p. 219-229.
- SIBUET J. C. et LE PICHON X. (1971). — Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. In : Histoire structurale du golfe de Gascogne. Paris, Technip, Tome 2, p. IV-9-1, IV-9-17.
- SIBUET J. C., RYAN W. B. F., ARTHUR M., BARNES R., BLECHSMIDT G., DE CHARPAL O., DE GRACIANSKY P. C., HABIB D., IACCARINO S., JOHNSON D., LOPATIN B. F., MALDONALDO A., MONTADERT L., MOORE D. G., MORGAN G. E., MOUNTAIN M., REHAULT J. P., SIGAL J. et WILLIAMS C. A. (sous presse). — Deep drilling results of leg 47 B (Galicia Bank area) in the framework of the early evolution of the North Atlantic ocean. *Phil. Trans. R. Soc. London*.
- SIBUET J. C. et RYAN W. B. F. (sous presse). — Site 398 : Evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic. In : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (leg 47 B). U.S. Government Printing Office, Washington.
- SIGAL J. (sous presse). — Chronostratigraphy and ecostratigraphy of Cretaceous formations : Leg 47 B, Site 398 D. In : Initial Report of the Sea Drilling Project (leg 47 B). U.S. Government Printing Office, Washington.
- SLEEP N. H. (1971). — Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break up. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 24, p. 325-350.
- VAN HINTE J. E. (1976 b). — A cretaceous time scale. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60, p. 498-516.
- WALCOTT R. I. (1972). — Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, p. 1845-1848.
- WATTS A. B. et RYAN W. B. F. (1976). — Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, 36, p. 25-44.