

Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique

Yann DELANOË

Mots-clés : Levé sismique, Sismique réflexion, Tertiaire, Milieu marge continentale, Compression tectonique, Tectonique cassante (basculement) (Faille), Faille décrochement, Golfe de Gascogne, Massif armoricain

Résumé

La plate-forme continentale sud-armoricaine présente, sous une couverture holocène pratiquement continue, une série tertiaire qui constitue un vaste prisme sédimentaire vers le large et des gisements plus réduits au voisinage du continent. La formation et l'évolution des dépressions tectoniques côtières, des demi-bassins et des accidents du large, sont les résultats du rejeu continu, tout au long du Cénozoïque, des linéaments paléozoïques du socle hercynien sous-jacent, et particulièrement de ceux de direction sud-armoricaine (120° en moyenne) et de ceux parallèles à la direction "Kerforne" (140° en moyenne). L'analyse des structures mises en évidence par la sismique réflexion continue conduit à envisager, en plus de mouvements essentiellement verticaux, l'influence d'une composante en décrochement qui est loin d'être négligeable. La structure actuelle est le résultat d'un régime en compression sensiblement nord-sud qui aurait affecté la marge stable ouest-européenne tout au long du Cénozoïque et serait encore actif.

Abstract

The continental shelf off southern Brittany is part of the western european passive margin. Almost all of its surface is covered by Holocene sediments. Continuous seismic profiling has shown that the underlying Tertiary formations have been subjected to prolonged stress, inducing faulting or folding in the graben-type coastal depressions and in the monoclinal middle and outershelf bassin. These features are closely related to the megalineaments of the Paleozoic basement and especially to two groups of late Hercynian faults with 120° and 140° mean directions. The result is a pattern of independent blocks most of which have been tilted. The present disposition is mostly inherited from vertical movements. The strike-slip component is however quite important as shown by the bended or even sinuous lines followed by the axes of the folds obliquely to the directions of the faults. Important erosion periods and sedimentation gaps are marked by angular unconformities.

The shelf in the northern part of the Bay of Biscaye is likely to have been subjected to compressive conditions during all the Cenozoic with an average North-South strain.

Cadre géographique et contexte structural

Le plateau continental sud-armoricain est partie intégrante de la plate-forme celtaquitaine dont il forme la partie centrale approximativement entre 46 et 48° Nord. Il s'étend sur environ 40 000 kilomètres carrés sur une largeur moyenne qui varie de 140 kilomètres au nord-ouest à 170 kilomètres au sud-est.

Morphologiquement, en dehors d'une étroite zone côtière au relief contrasté et dans laquelle les roches du socle prédominent, il se présente comme une vaste "plate-forme" monotone en pente très douce vers le large et sans accident topographique marqué jusqu'à l'importante rupture de pente qui le sépare, vers l'isobathe 160 mètres, de l'escarpement continental suivant une ligne parallèle aux structures sud-armoricaines.

Université de Nantes, Laboratoire de Géologie Marine,
44072 Nantes Cedex 03

Manuscrit déposé le 3 février 1987

Replacé dans un contexte plus général, ce plateau appartient à la marge continentale septentrionale du golfe de Gascogne que G. Boillot (1984) prend comme exemple de marge continentale stable (= passive) de type atlantique, c'est-à-dire de marge à évolution lente depuis sa formation au Crétacé inférieur. Aucune anomalie lithosphérique n'a en effet été décelée dans cette partie de la plaque continentale européenne si ce n'est un amincissement crustal au niveau de la pente et du glacis (L. Montadert *et al.*, 1979). Le socle armoricain qui forme l'ossature du plateau continental garde cependant les traces des périodes antérieures d'activité géodynamique intense, sous forme de grands linéaments hérités de l'orogénèse hercynienne.

On reconnaît classiquement que la structure plissée du Massif armoricain, résultant de la tectogénèse varisque, a été recoupée par de grands décrochements lors de la fracturation tardi-hercynienne qui a, d'après F. Arthaud et Ph. Matte (1975), affecté tout le Sud-Ouest de l'Europe : d'abord avant le Stéphanien, les cassures sont sub-parallèles aux plis hercyniens (EW à WNW-ESE) avec un rejet dextre d'une vingtaine de kilomètres, puis la phase post-stéphanienne se traduit par des cisaillements de rejet kilométrique recoupant les premiers et se

groupant en deux familles : NE-SW senestre et NW-SE dextre. J.J. Chauvel et M. Robardet (1979) donnent aux décrochements dextres de cette deuxième famille une origine plus récente (Trias supérieur - Jurassique inférieur) puisqu'ils en font le résultat de la séparation des plaques Europe et Amérique juste avant l'expansion actuelle. En tout état de cause, ces grands linéaments qui structurent le socle sont antérieurs à la mise en place des dépôts tertiaires ; leur jeu a pu canaliser la libération périodique des contraintes accumulées au cours des diverses phases de l'histoire géologique plus récente. Dans la région qui nous intéresse, ils sont connus à terre suivant deux orientations principales : celle de la zone broyée sud-armoricaine (120° en moyenne) et celle du "décrochement Kerforne" (140° en moyenne) ; la direction (60 à 70°) associée à cette dernière est moins bien représentée.

Le Tertiaire sud-armoricain

La reconstitution de l'histoire géologique récente du domaine armoricain est basée sur l'analyse de la nature et de la structure des gisements cénozoïques et plus particulièrement sur celle des bassins tertiaires qu'on y rencontre. Si, à terre, sur le Massif armoricain, ils sont rares, disséminés, peu étendus et sans relations les uns avec les autres, en mer, ils occupent la quasi-totalité du plateau continental sud-armoricain. Ils n'y forment malheureusement que de rares affleurements cantonnés à certaines zones privilégiées, dans lesquelles la topographie ou les conditions hydrodynamiques locales les ont protégées de l'enfouissement sous la couver-

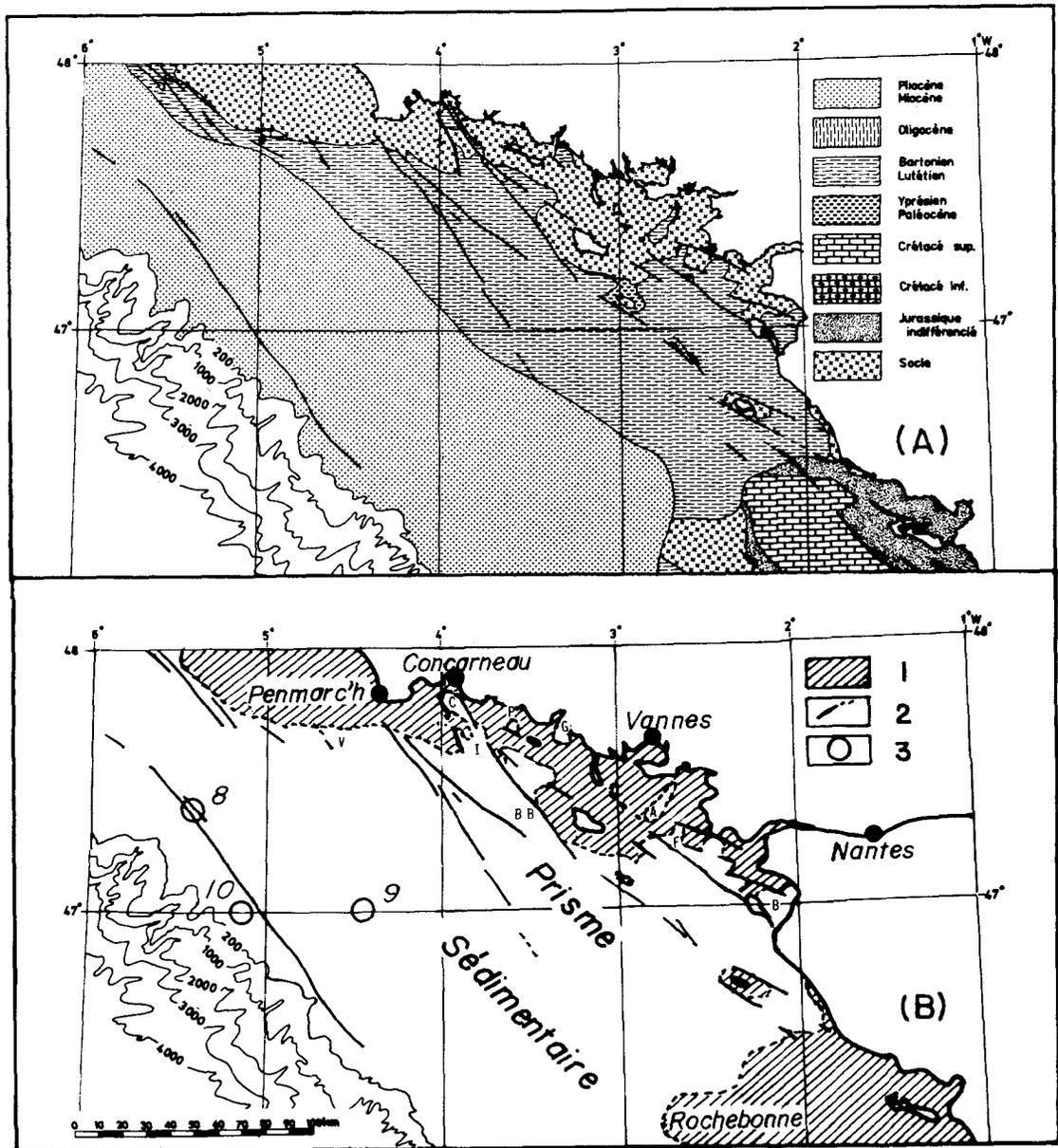


Fig. 1.- Le plateau continental sud-armoricain

A - Schéma simplifié d'après la carte géologique au millionième du Golfe de Gascogne (Boillot, Lefort *et al.*, 1976).

B - Les principaux gisements tertiaires :

1 - Formations anté-cénozoïques,

2 - Failles,

3 - Localisation des figures 8, 9 et 10.

Bassins tertiaires : C = Concarneau, P = Le Pouldu, G = Gâvres, V = Ar Vein, I = chenal de l'île Verte, A = Plateau de l'Artimon, BB = Banc Bertin, F = Plateau du Four, B = Baie de Bourgneuf.

ture souvent épaisse, de sédiments sableux ou vaseux actuels, qui s'étend sur la majeure partie du plateau continental. C'est donc tout naturellement, qu'à la suite des travaux du BRGM (Horn *et al.*, 1966, Bouysse et Horn, 1971), l'on a fait appel à la réflexion sismique continue pour étudier l'extension et la structure de ces horizons cachés. Des prélèvements par carottage ont été effectués chaque fois que cela a été possible ; les échantillons ramenés ont servi à déterminer la nature et l'âge des formations et donc à caler les horizons sismiques. Le tableau I récapitule les gisements tertiaires qui ont fait l'objet de détermination dans la zone proche du continent.

Le maillage des profils sismiques est très inégal : s'il est serré ou même très serré dans les zones côtières (profils espacés en moyenne de 180 m en baie de Concarneau), levées avec un sparker haute définition (50 joules), il est beaucoup plus lâche vers le large où les profils de sparker 1 kilojoule sont en moyenne distants de 4,5 kilomètres et où il serait imprudent de prétendre que notre connaissance a dépassé celles des grandes lignes de la structure géologique.

Typologie des gisements tertiaires

La carte au millionième du plateau continental du Golfe de Gascogne (fig. 1) donne un aperçu d'ensemble de la disposition des terrains paléogènes et néogènes (le voile de sédiments meubles pléistocènes et récents n'est pas figuré). Il convient cependant de rappeler que ce document synthétique reflète la part de schématisation correspondant à son échelle, en même temps qu'un certain *a priori* dans les interpolations entre des informations dont la densité est encore souvent trop faible. On peut cependant considérer qu'on a là une représentation satisfaisante de l'état actuel des connaissances sur les grandes lignes de la géologie pré-quaternaire du plateau continental.

La typologie proposée par Y. Gros et O. Limasset (1984) pour les dépôts tertiaires du Massif armoricain s'adapte parfaitement à ceux du domaine submergé. On y retrouve, en effet, des gisements "en graben" essentiellement cantonnés dans la zone côtière et un vaste épandage "en couverture" sur l'ensemble du plateau continental médian et externe. Un troisième type de gisement assure la transition entre les dépressions tectoniques périlittorales et le prisme sédimentaire du large, il s'agit des demi-bassins basculés vers le "décrochement Kerforne".

Dans chacune de ces configurations, la sismique réflexion continue a relevé l'existence de déformations, de cassures ou même de discordances qui fournissent les jalons indispensables à la reconstitution de l'évolution géologique et structurale de cette région ; elle a par ailleurs mis en évidence les traces d'importantes périodes d'érosion qui sont probablement à l'origine de la réduction à l'état de lambeaux résiduels de la majorité des gisements tertiaires actuellement émergés.

Les dépressions tectoniques périlittorales

On a reconnu dans la zone côtière (en deçà de l'isobathe -50 m) une dizaine de bassins tertiaires de taille plus ou moins importante. Ils peuvent, pour la majorité d'entre eux, être sans difficulté rattachés au type de "gisements en graben". Les limites entre ces dépôts tertiaires et le socle paléozoïque sont toujours nettes, qu'il s'agisse d'un recouvrement direct et en discordance sur une surface aplanie ou d'un contact par faille. Les assises tertiaires présentent toujours des pendages et sont souvent plissées. La direction d'allongement de ces gisements semble être dictée par celle des cassures qui les affectent et qui forment souvent leurs limites ; celles-ci sont conformes aux orientations des fractures qui structurent le socle hercynien. On retrouve : la direction sud-armoricaine (autour de 120°) principalement dans les gisements de l'anse du Pouldu, du plateau du Four, de l'estuaire externe de la Loire et de la baie de Bourgneuf, et la direction "Kerforne" (autour de 140°) dans la baie de Concarneau et le bassin de Gâvres. On peut même rattacher le gisement du plateau de l'Artimon (baie de Vilaine) à la direction NE-SW qui n'a été jusqu'à présent relevée dans aucun des autres bassins sous-marins bien qu'elle soit connue comme limite de blocs de socle basculés ou affaissés (couloir de l'île aux Moutons au NW des îles de Glénan par exemple) (Y. Delanoë *et al.*, 1984).

Le gisement tertiaire "en graben" pour lequel on a la meilleure densité d'information est celui de la baie de Concarneau (fig. 2), il est suffisamment caractéristique et complet pour pouvoir être pris comme modèle, bien qu'on n'y ait jusqu'à présent pas reconnu de dépôts yprésiens en place comparables à ceux du bassin de Gâvres ou de l'estuaire de la Vilaine (L. Barbaroux *et al.*, 1971 ; Ph. Bouysse *et al.*, 1974).

La baie de Concarneau forme une dépression bien marquée profonde de 20 à 40 mètres dans sa partie centrale et allongée suivant une direction NW-SE entre la côte et une zone d'écueils, d'îles et de hauts-fonds, qualifiée par J.P. Pinot (1974) d'échine rocheuse pré-littorale. Son fond est tapissé d'une couverture continue de sédiments meubles actuels épaisse de 3 à 5 mètres en moyenne avec un maximum de 15 mètres qui se prolonge vers le sud-est où le "chenal de l'île Verte" constitue son débouché vers le large.

Charles Barrois (1897) soupçonnait déjà le caractère de fossé tectonique de la partie centrale de la baie. La confirmation en a été apportée par les enregistrements de sismique réflexion continue dont le dépouillement a en particulier montré que les failles bordières forment un ensemble assez complexe :

— la bordure nord-orientale est constituée par un grand accident orienté à 140° qui dans le détail s'avère être la résultante d'un réseau de failles parallèles en relais. Ce "couloir de fracture" est large de 200 à 700 mètres, il a un rejet apparent total supérieur à 100 mètres. On observe par endroits entre ses divers éléments de petits compartiments en saillie comme par exemple le horst de

ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	LOCALISATION GEOGRAPHIQUE	FACIES	EPAISSEUR	COTE MAXIMUM (N.G.F. approché)	REFERENCES
Miocène inférieur Aquitainien	Baie de Concarneau Plateau Continental 40km au Sud de l'île de Sein	Calcaire friable à operculines Calcaire friable à operculines	3m	- 31m - 120m environ	Y. Delanoë et al, 1976 P. Andreieff et al, 1968
Oligocène supérieur	Baie de Concarneau	Sable calcaire	variable	- 40m environ	Y. Delanoë et al, 1976
Stampien	Trou Ouest de Belle-Ile	Calcaire marneux	?	- 88m environ	Y. Delanoë et al, 1974
Bartonien	Baie de Concarneau Banc Bertin (15 km à l'Ouest de Belle-Ile)	Calcaire à gypsiniades (1) Dolomie azoïque (2)	(regroupé avec le Lutétien sup.) 60m environ	- 140m environ	Y. Delanoë et al, 1975 Y. Delanoë et al, 1974
Lutétien supérieur	Bassin de Gâvres Dépression du Gwalarn (baie du Pouldu) Baie de Concarneau Ar Vein (30km au Sud-Ouest de Penmarc'h) Banc Bertin	Calcaire à Nummulites Calcaire à Nummulites Calcaire friable à Nummulites Calcaire friable à Nummulites Calcaire à Nummulites	10m 15m environ 100m environ 10m au moins 35m environ	- 30m environ - 70m environ - 130m environ - 120m environ - 125m environ	Y. Delanoë et al, 1972 Y. Delanoë et al, 1972 Y. Delanoë et al, 1975 D. Boulanger et al, 1968 Y. Delanoë et al, 1974
(3) Yprésien	Plateau du Four Plateau de l'Artimon Bassin du Gâvres Sud-Ouest de Groix (à 5km)	Sable glauconneux Sable et argiles Sable à Nummulites Calcarénites glauconneuses et gréseuses azoïques (2)	> 1,40m 3,20m 20m 50m environ	< - 36m - 30m - 40m environ - 130m environ	L. Barbaroux et al, 1971 Ph. Bouysse et al, 1974 Y. Delanoë et al, 1972 P. Andreieff et al, 1968

Notes :

- (1) - La détermination de J.P. Margerel indique : probablement Bartonien (zone de passage du Lutétien supérieur au Bartonien).
 (2) - Les attributions stratigraphiques de ces assises azoïques sont faites en tenant compte du contexte géologique.
 (3) - Les indices de la présence de Lutétien inférieur ont été mis en évidence par Ph. Bouysse et Y. Le Calvez (1967) sous forme de calcaires ou sables à *Nummulites laevigatus* remaniés récoltés entre Penmarc'h et les îles de Glénan et en Baie de Concarneau.

Tabl. 1.- Les gisements tertiaires du proche plateau continental sud-armoricain

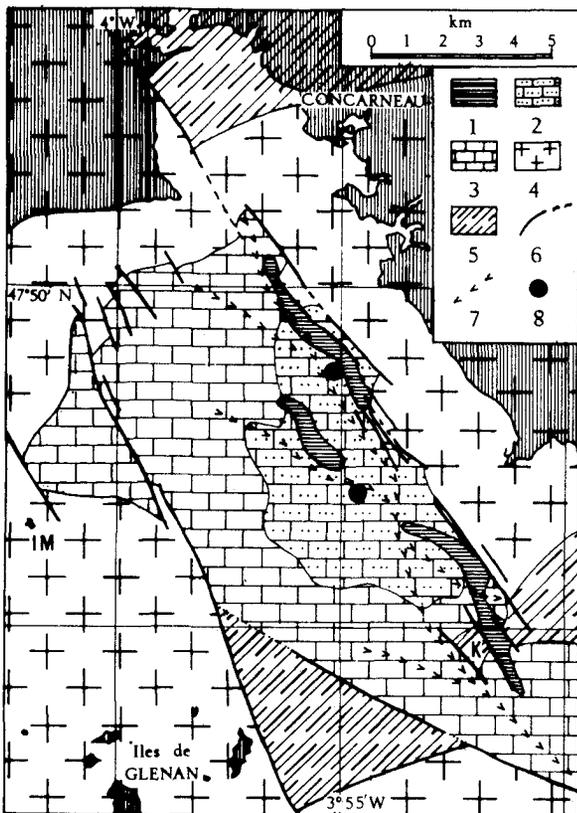


Fig. 2.- Ecorché géologique de la Baie de Concarneau
 1 - Oligocène supérieur, 2 - Niveaux supérieurs du Lutétien sup
 3 - Lutétien supérieur, 4 - Granite, 5 - Micaschistes,
 6 - Failles, 7 - Axes synclinaux, 8 - Emplacement des prélèvements
 de Miocène, I.M. = Ile aux Moutons, K = Karreg C'Haon.

micaschistes de Karreg C'Haon. Cet accident est un élément du "décrochement Kerforne" qui a été suivi de la Manche orientale jusqu'au sud-ouest de Belle-Ile. A la sortie de la baie, sa structure se poursuit probablement vers le sud-est avec la même complexité bien que, jusqu'à présent, la densité des observations soit insuffisante pour en avoir confirmation,

- la bordure sud-occidentale est constituée d'une part, d'un grand accident parallèle au premier, lui aussi formé d'éléments en relais, et d'autre part, d'une faille de direction sud-armoricaine qui rétrécit le bassin près de son débouché vers le large. Le rejet moyen de ces accidents est de l'ordre de la trentaine de mètres,

- enfin quelques cassures de moindre importance, sensiblement parallèles à l'axe du bassin recoupent son extrémité NE au niveau de laquelle les dépôts tertiaires sont directement transgressifs sur les granites à biotite.

Les deux systèmes principaux de failles délimitent une dépression tectonique de 5 à 6 km de large sur 15 km de long occupée par d'épais dépôts de sédiments tertiaires recouverts par un ensemble de formations meubles holocènes. On a reconnu dans ce remplissage (fig. 3) :

- des dépôts attribués au Lutétien supérieur (Y. Delanoë *et al.*, 1975) dans lesquels on observe des réflecteurs internes qui soulignent leurs déformations. Ces assises montrent un plongement d'ensemble vers le "décrochement Kerforne" le long duquel elles forment un synclinal principal dissymétrique dont l'axe sinueux suit la zone de fractures ; d'autres ondulations de deuxième importance dessinent des synclinaux à axes arqués qui rejoignent obliquement le pli principal,

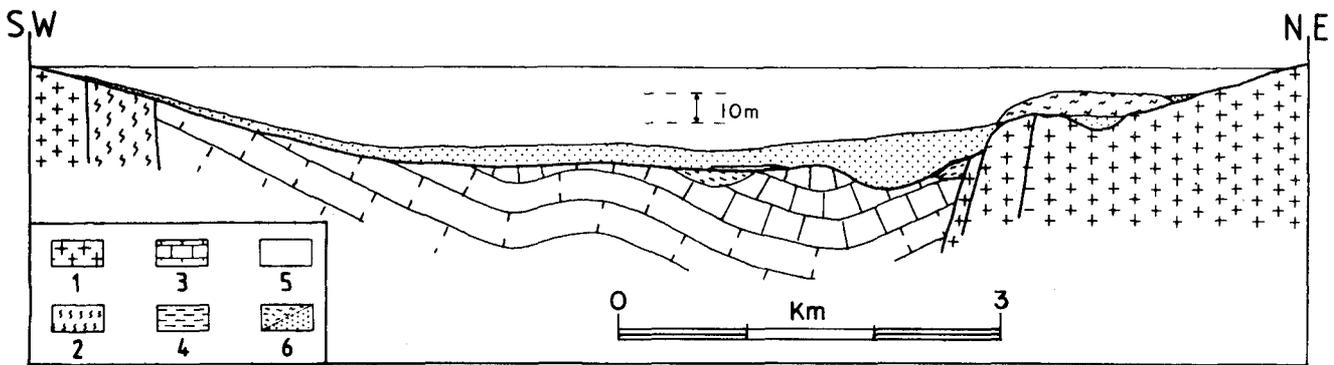


Fig. 3.- Baie de Concarneau. Coupe synthétique schématique
1 - Granite, 2 - Micaschiste, 3 - Calcaires lutétiens, 4 - Oligocène supérieur, 5 - Miocène 6 - Sédiments holocènes.
Echelles approximatives.

- des dépôts lités d'âge Oligocène supérieur (Y. Delanoë *et al.*, 1976) en discordance dans des vallées anciennes creusées dans l'Eocène et eux-mêmes déformés en de petites ondulations,

- une couche sub-horizontale discontinue et discordante datée de l'Aquitarien,

- enfin un ensemble holocène au sein duquel un assemblage de formes d'érosion et de sédimentation, témoin de diverses configurations paléogéographiques quaternaires, a été mis en évidence (Y. Delanoë et J.P. Pinot, 1977).

On retrouve dans cette disposition générale les traces du rôle structurant important des accidents du socle, mais aussi de celui, non moins déterminant, des longues phases d'érosion qui ont ponctué l'histoire paléogène et néogène du domaine armoricain. Celles-ci ne nous ont légué qu'un enregistrement discontinu d'une chronologie qui est probablement valable pour l'ensemble des dépressions tectoniques périllitorales, du moins à partir du Lutétien supérieur, puisque l'Eocène inférieur qui a été décrit en baie de Vilaine et dans le bassin de Gávres sous forme de sables yprésiens n'a pas été retrouvé ici. Il est cependant possible que la série débute au Lutétien inférieur, comme le laissent supposer les sables ou les fragements de grès parfois glauconieux à *Nummulites laevigatus*, décrits par Ph. Bouysse et Y. Le Calvez (1967) qui les considèrent comme des dépôts remaniés.

Dans l'état actuel des connaissances, on peut proposer le schéma d'évolution suivant :

- une transgression au Lutétien supérieur sur une surface d'érosion plus ancienne ; la puissance du remplissage évoque une subsidence synsédimentaire,
- un épisode tectonique en compression avec plissement et rejeu des cassures anciennes ; la disposition particulière des plis suggère un mécanisme combinant un mouvement vertical (basculément général vers le NE) et une composante horizontale parallèle aux fractures,
- une importante période d'érosion qui a tronqué les plis et formé une pénélaine sur laquelle s'est creusé un réseau fluvial profondément encaissé,
- une transgression marine avec dépôt de l'Oligocène supérieur lui-même faiblement déformé par un rejeu tectonique (syn ou post-sédimentaire ?),

- une nouvelle phase d'érosion a détruit la majeure partie des dépôts oligocènes en n'épargnant que les remblaiements de vallées,

- retour de la mer à l'Aquitarien.

Durant les épisodes suivants, au Pliocène et au Quaternaire, des alternances de régressions et de transgressions plus ou moins importantes ont été accompagnées comme dans tout le domaine armoricain (Y. Gros *et al.*, 1984) de la poursuite d'une activité néotectonique régulière qui s'est traduite par le rejeu des cassures bordières (le bassin cénozoïque se trouve actuellement à une dizaine de mètres en contrebas des écueils rocheux de l'avant-côte).

Comme leurs homologues des gisements actuellement émergés, les assises tertiaires du bassin de Concarneau ont donc été soumises tout au long de leur histoire à une succession de phases d'érosion dont elles ont été en partie protégées par leur position en graben. Elle ne sont plus à l'heure actuelle que le résidu d'un ensemble beaucoup plus vaste.

Les demi-bassins du plateau continental interne

Un deuxième type de gisement tertiaire sur le plateau continental sud-armoricain est celui qui a été observé le long du "décrochement Kerforne" entre les latitudes des îles de Glénan et de Belle-Ile sous la forme des bassins du "chenal de l'Île Verte" et de ceux de la région du Banc Bertin (fig. 4). Leur structure apparaît plus simple, ils peuvent être considérés comme formant la transition entre les dépressions tectoniques périllitorales et le prisme sédimentaire du large dont ils occupent la bordure interne.

Dans la région du Banc Bertin (fig. 5), les fonds meubles sableux et vaseux laissent affleurer une centaine de pointements de grès calcaires ou de dolomies dans un rayon d'une vingtaine de kilomètres. Ils forment de petites cuestas d'orientations diverses dont l'organisation d'ensemble n'a pu être mise en évidence par la seule étude morphologique. Des profils de sismique réflexion recoupant ces affleurements ont conduit à mettre en évidence leurs relations et à proposer un schéma structural cohérent pour cette zone.

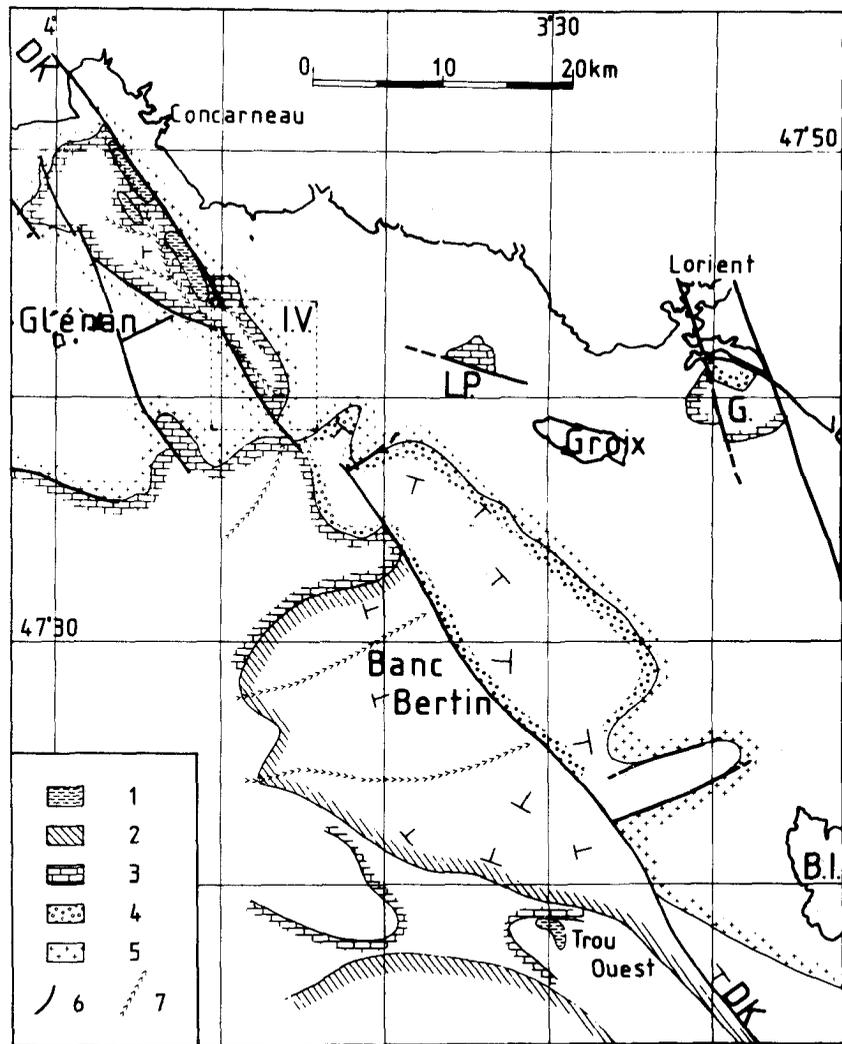


Fig. 4.- Disposition d'ensemble du Tertiaire entre Concarneau et Belle-Ile

1 - Oligocène, 2 - Bartonien, 3 - Lutétien, 4 - Yprésien, 5 - Socle indifférencié, 6 - Failles principales, 7 - Axes des synclinaux, DK = Décrochement Kerforne, I.V. = Bassin du chenal de l'Île verte (le cadre est celui de la figure 6), LP = Bassin de l'Anse de Pouldu, G = Bassin de Gâvres.

L'élément le plus important est une grande cassure de direction moyenne 145° qui sépare deux ensembles de structures très différentes. Son rejet vertical apparent est d'environ 80 mètres bien qu'il ne persiste pas d'escarpement notable dans la topographie actuelle. Le compartiment soulevé situé au NE est un demi-bassin dont les assises tertiaires peu déformées sont basculées vers le SW. Dans l'autre compartiment, le plongement général des couches est aussi vers l'accident principal, mais elles s'organisent en un ensemble de plis en éventail. Le plus important, au sud, est un anticlinal dont l'axe légèrement sinueux, de direction moyenne 105° , est pratiquement parallèle à la faille majeure à son extrémité SE. Les autres plis un peu moins marqués ont des axes courbes dont la direction varie de 90° à 25° et qui se terminent tous obliquement au contact de l'accident principal.

Du point de vue stratigraphique, l'ensemble NE épais d'une cinquantaine de mètres, formé de calcairénites fines glauconieuses et gréseuses azoïques pourrait correspondre (P. Andreieff *et al.*, 1968) au Lutétien inférieur ou à l'Yprésien (par analogie avec le faciès analogue décrit dans le bassin de Gâvres). Ces assises retrouvées par sismique au NE du compartiment abaissé sont recouvertes en discordance par 35 mètres de calcaire fossilifère lutétien supérieur (faciès biarritzien) puis par

60 mètres de dolomies azoïques qui pourraient être attribuées au Bartonien. Enfin au sud-ouest du Banc Bertin, dans une "boutonnière" dégagée par l'érosion dans le Lutétien supérieur de l'anticlinal principal (le "Trou Ouest" de Belle-Ile), un dépôt de marnes stampiennes discordantes sur les formations antérieures a été identifié.

Au nord-ouest de ces bassins, dans le canal de l'Île-Verte, entre les hauts-fonds de la Basse Jaune (granite) et de la Basse Doun (micaschistes), la sismique a révélé l'existence d'un demi-bassin de structure identique (fig. 6) sous 5 à 10 mètres de sédiments meubles quaternaires. La figure 7 est la restitution d'un profil sismique E-W ; on observe sous le voile sédimentaire récent un épais dépôt sédimentaire plissé probablement éocène (le caractère sismique de ces assises est identique à celui du Lutétien supérieur de la baie de Concarneau et du Banc Bertin). Cette série est organisée en deux demi-bassins de tailles très inégales qui présentent tous deux un plongement général vers un couloir de fractures qui les sépare ; faute de niveau repère indiscutable, le rejeu vertical n'a pu être évalué, cependant la disposition générale montre que le compartiment abaissé se trouve au NE de l'accident. Au centre et à l'est du profil, la surface d'érosion qui recoupe les assises attribuées à l'Éocène est entaillée de deux gouttières occupées

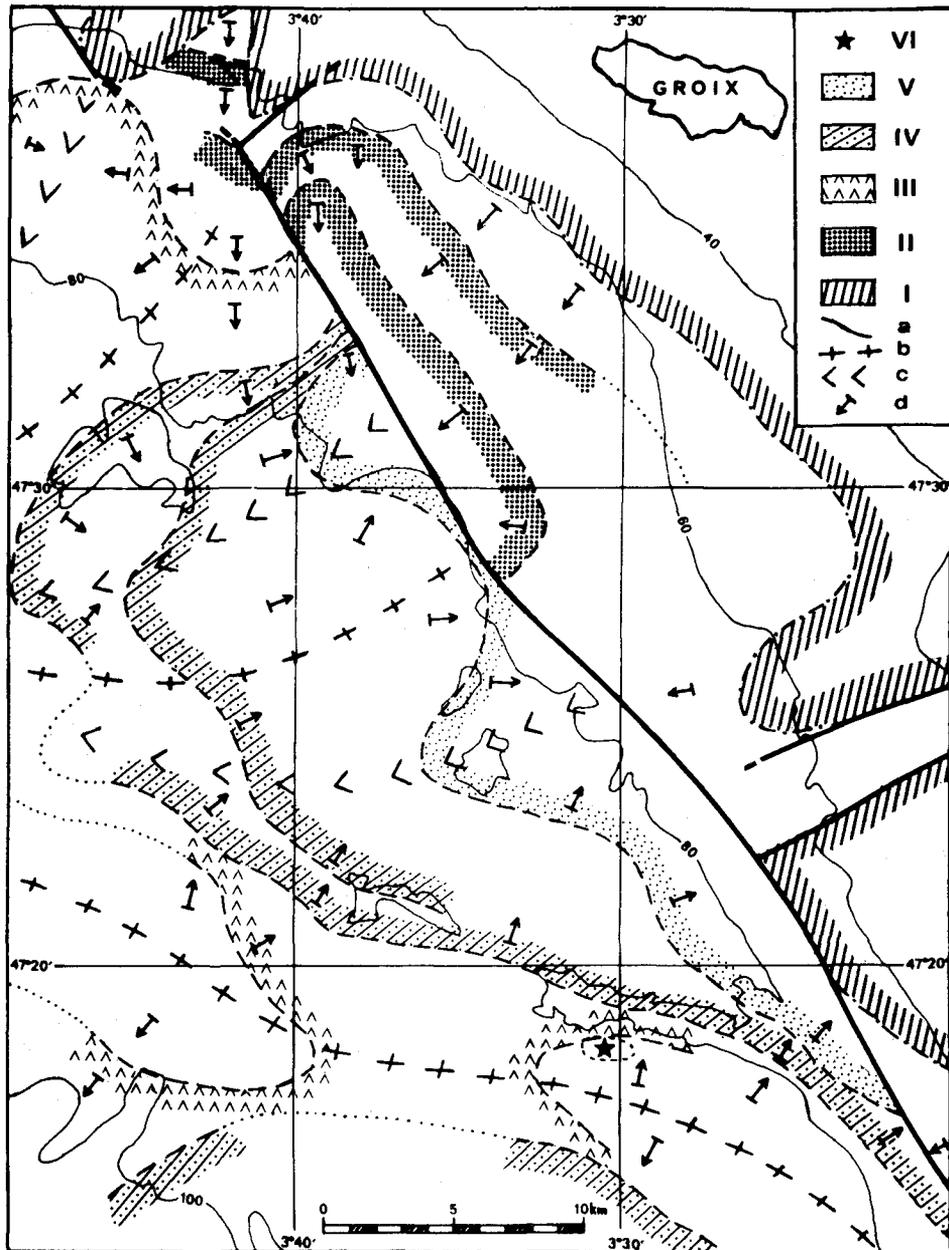


Fig. 5. - Région du Banc Bertin - Schéma structural

I - Socle, de II à V - limites d'affleurement des réflecteurs sismiques : Yprésien probable (II), Lutétien supérieur (III), Bartonien probable (IV et V), VI - Stampien du "Trou Ouest"
 a = faille, b = axe anticlinal, c = axe synclinal, d = pendage.

par des dépôts discordants comparables aux formations oligocènes de la baie de Concarneau et du Trou Ouest de Belle-Ile.

Les axes des synclinaux sont là encore sinueux, ils ont des directions générales obliques par rapport à celle de l'accident principal ou des quelques failles de moindre importance qui lui sont parallèles et qui recoupent la série.

La caractéristique de cette succession de demi-bassins entre les îles de Glénan et Belle-Ile (fig. 4) est donc d'être étroitement liée au tracé du "décrochement Kerforne". Ils sont tous basculés vers celui-ci dont le rejeu depuis le Tertiaire est essentiellement vertical, mais la disposition des axes de plis, obliques par rapport à son tracé évoque (comme en baie de Concarneau) une composante horizontale non négligeable.

On retrouve la même chronologie qu'en baie de Concarneau à laquelle s'ajoute pendant une

premier épisode de plissement (et d'érosion) antérieur au Lutétien supérieur observé au nord du Banc Bertin et qu'il est tentant de rapprocher des mouvements tectoniques paléogènes décrits par V. Borne *et al.* (1987) sur la bordure méridionale du Massif armoricain.

La "plate-forme" tertiaire

Plus au large, la disposition d'ensemble des terrains cénozoïques semble se simplifier en formant un vaste "prisme sédimentaire". On remarquera cependant qu'il n'y a aucune raison pour que le réseau de dislocations du socle hercynien se modifie de façon importante ou que son comportement dynamique soit notablement différent depuis le Tertiaire dans les zones internes et externes du plateau continental sud-armoricain.

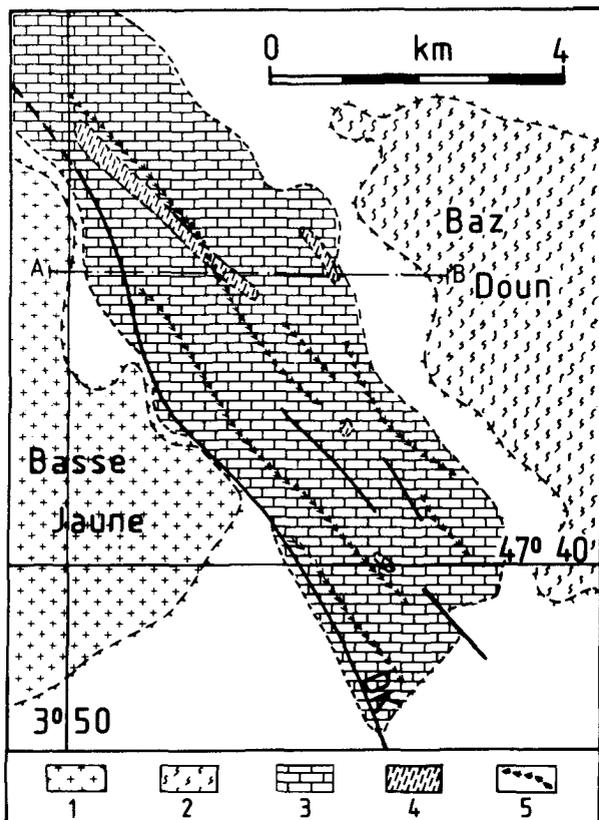


Fig. 6.- Le chenal de l'île Verte

1 - Granite, 2 - Micashiste, 3 - Lutétien probable, 4 - Oligocène probable, 5 - Axe synclinal, A-B : profils de la fig. 7.

L'impression de plus grande simplicité est sans doute due à l'effet filtrant lié au changement d'échelle d'observation mais aussi à l'amortissement de certaines structures au sein d'une couverture plus épaisse.

La série sédimentaire tertiaire transgressive sur le socle ou sur des terrains secondaires (Crétacé supérieur au large de Penmarc'h ou Jurassique et Crétacé supérieur entre le haut-fond de Rochebonne et la côte) comporte les mêmes étages, et pratiquement les mêmes lacunes importantes que celle de la zone côtière. Les horizons sont de plus en plus

jeunes et de plus en plus épais vers le large ; leur épaisseur totale atteint 1 000 à 1 500 mètres en bordure du plateau continental (L. Montadert *et al.*, 1971).

La disposition d'ensemble est incontestablement monoclinale, la réflexion sismique a cependant mis en évidence des cassures, des plis, des variations de l'épaisseur des formations et des ravinements importants. La fracturation des dépôts tertiaires est encore ici influencée par la structure rhéomatique du socle. Les failles "tardi-hercynienne" de direction 140 à 150° sont les plus fréquemment rencontrées, plus rarement, ce sont des cassures de type sud-armoricain orientées autour de 110 à 130°, seule la direction 65° n'a pas été reconnue avec certitude jusqu'à présent. Toutes ces failles se traduisent par des décalages verticaux des horizons sismiques. Elles sont parfois constituées de plusieurs éléments se suivant en relais autour d'une direction commune ; plus souvent, elles sont groupées et délimitent des fossés d'effondrement (par exemple à 40 km environ au sud des îles de Glénan), et surtout des horsts particulièrement sur le plateau externe (fig. 8). Plusieurs de ces cassures passent vers le SE à des déformations sous forme d'anticlinaux faillés ou de flexures qui évoluent vers des anticlinaux dissymétriques. On a sans doute là la traduction de l'amortissement, au sein de la couverture sédimentaire, de mécanismes cassants d'origine profonde. On remarque de la même façon, à l'aplomb de certains horsts de la bordure externe du plateau, le passage progressif du système de fractures à une déformation souple sous forme d'un large anticlinal.

Les plis reconnus sous la plate-forme sont généralement à plus grand rayon de courbure que dans la zone littorale, leurs axes sont sensiblement parallèles à ceux des fractures. Certaines ondulations sont très amples et assez régulières, d'autres localisées dans les zones où les plis prennent vers le haut le relais d'accidents cassants, forment des anticlinaux dissymétriques assez étroits avec un flanc raide vers le sud-ouest.

L'épaisseur des couches croît généralement vers le large sauf à proximité de l'escarpement continental où l'on observe souvent un amincissement

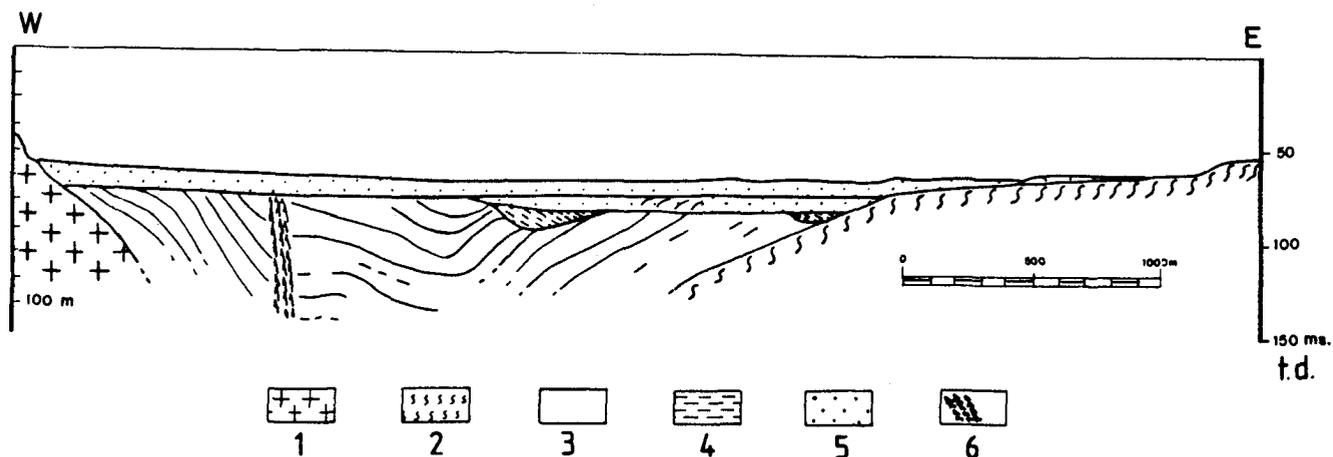


Fig. 7.- Restitution d'un profil sparker 72 joules en travers du chenal de l'île Verte (tracé A-B, fig. 6)

1 - Granite de la Basse Jaune, 2 - Micashiste de la Baz Doun, 3 - Lutétien probable, 4 - Oligocène probable, 5 - Sédiments meubles, 6 - Faille (zone fortement diffractante).

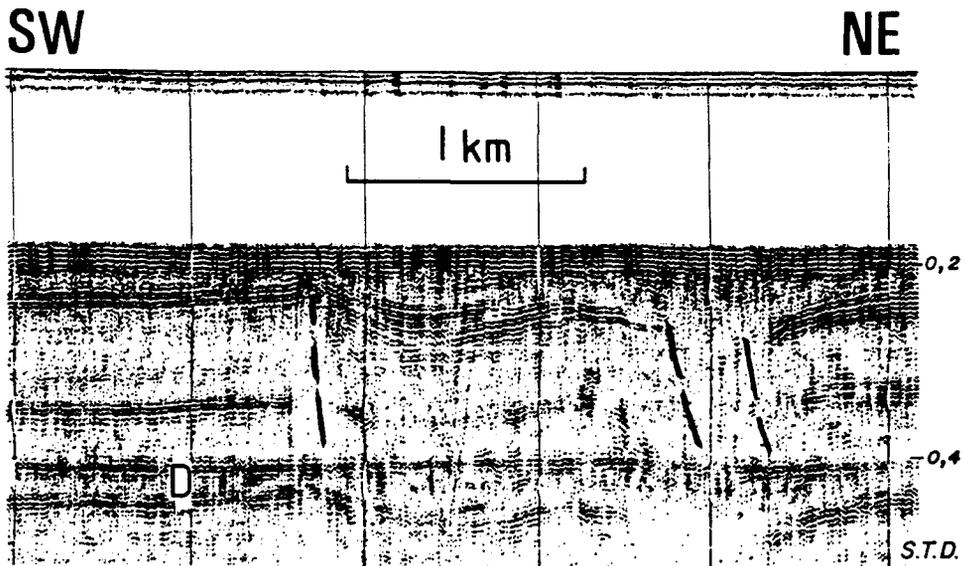


Fig. 8.- Exemple de fractures groupées affectant le Pliocène par des fonds de 160 m. Voir fig. 1 pour la localisation
D = double du fond.

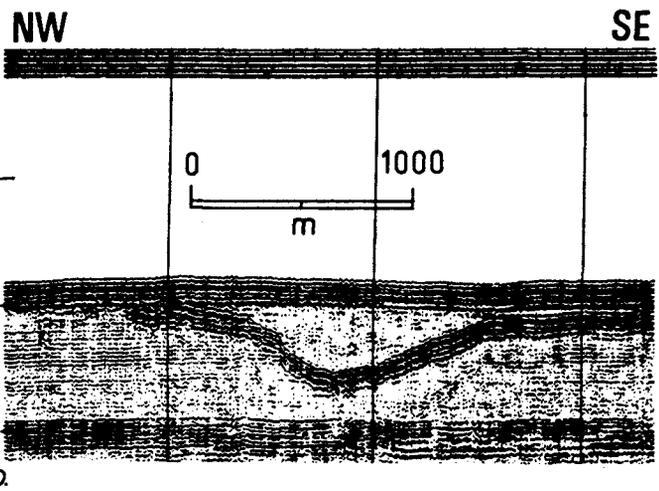
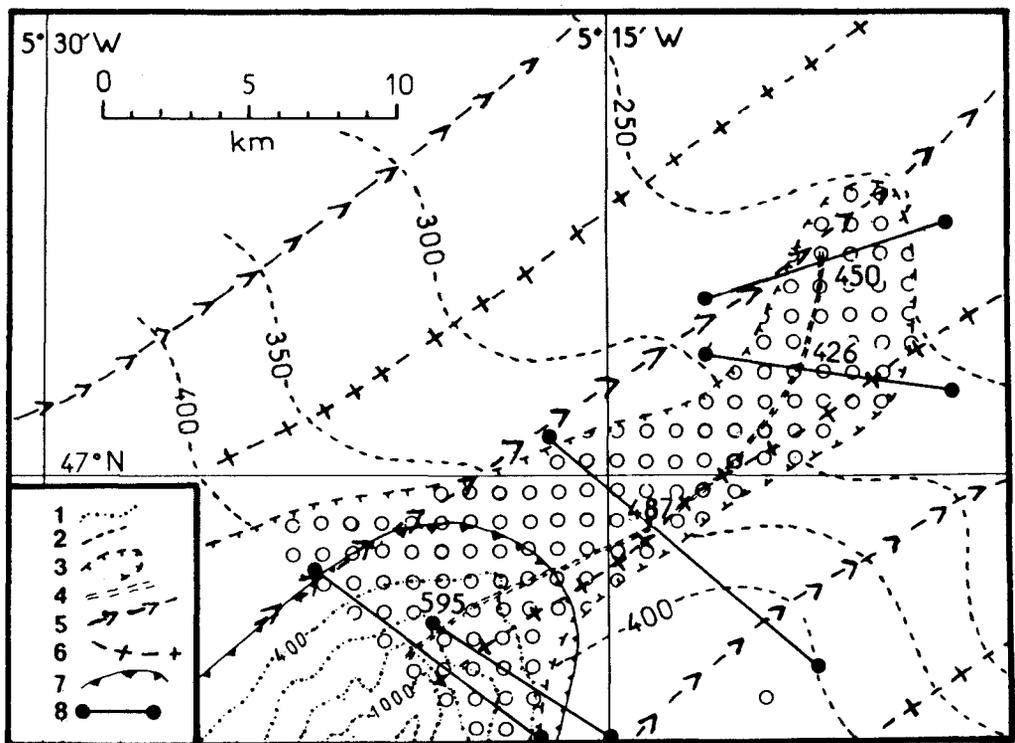
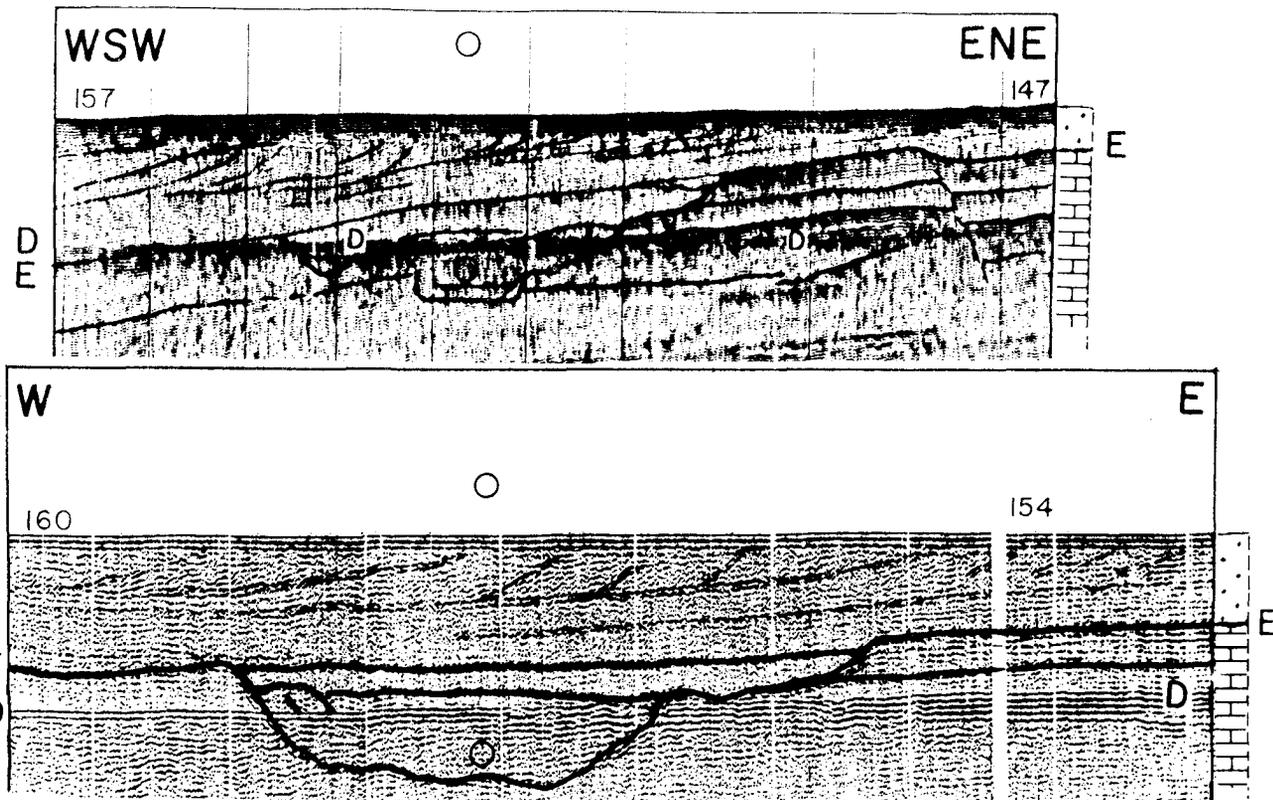


Fig. 9.- La paléovallée du Blavet par 120 mètres de fond entaille profondément la série miocène. Localisation voir fig. 1.

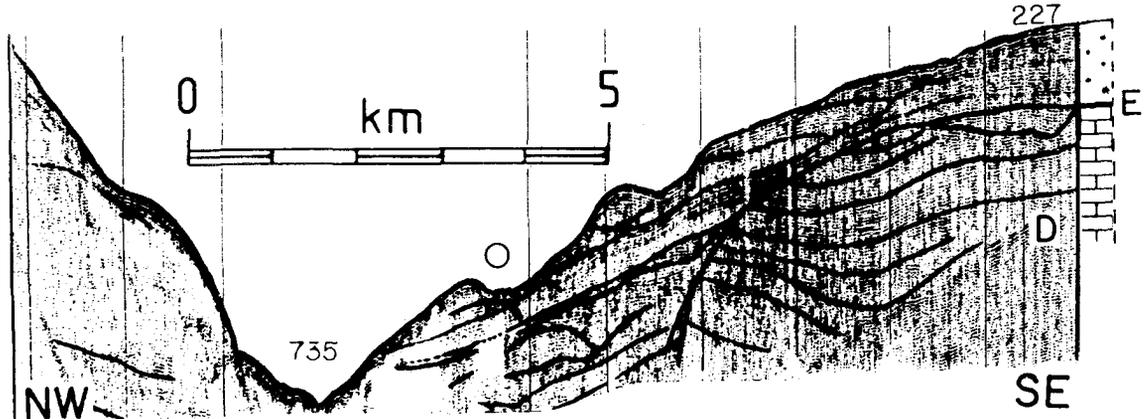
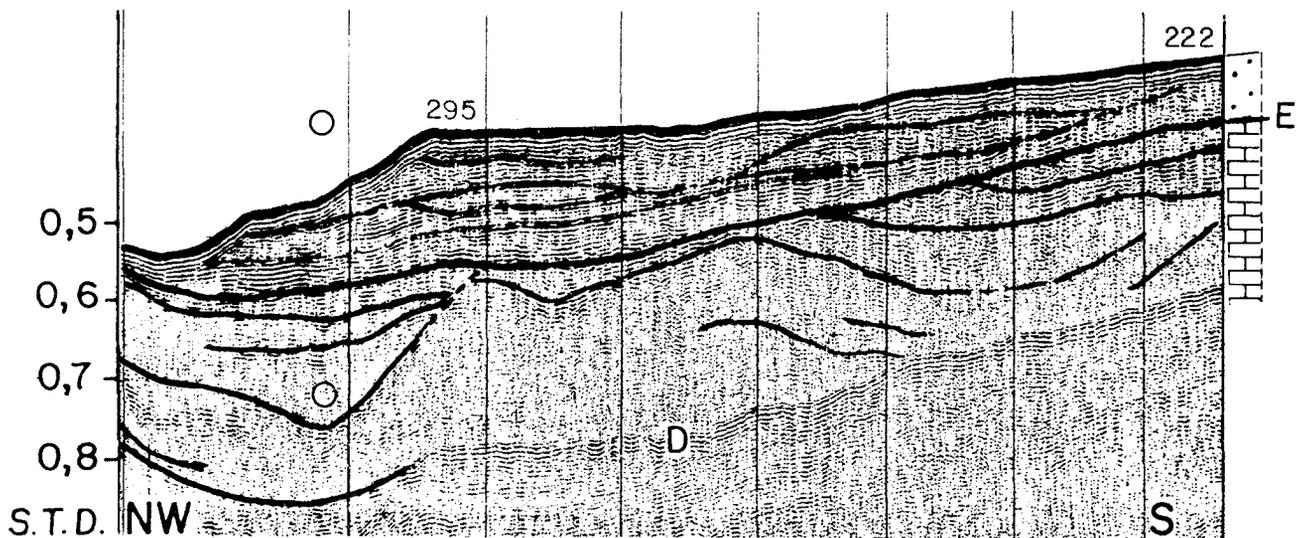
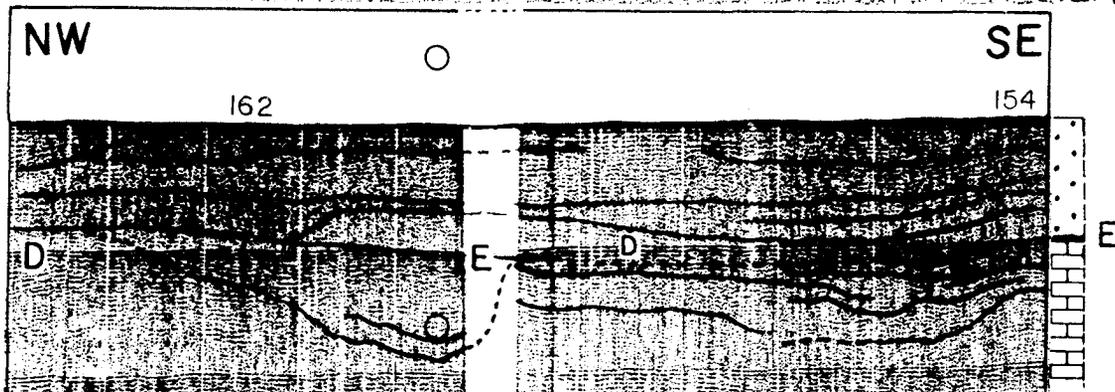
Fig. 10.- Le paléocanyon du Guilvinec

- 1 - Isobathes du fond, 2 - Isobathes du réflecteur entaillé par le paléocanyon, 3 - Rebord du paléocanyon, 4 - Axe du paléocanyon,
- 5 - Axe synclinal, 6 - Axe anticlinal, 7 - Rebord du canyon actuel,
- 8 - Portions de profils sismiques reproduits fig. 11.





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5



notable. La sismique a enfin mis en évidence l'importance des phénomènes d'érosion : le plateau médian et externe est traversé par des paléovallées quaternaires, situées dans le prolongement du réseau fluviatile de l'avant côte, et comblées par des sédiments récents (fig. 9). Elles sont souvent larges (de l'ordre du kilomètre), profondes (une cinquantaine de mètres) et à profil dissymétrique. A proximité de l'escarpement continental, en amont du canyon du Guilvinec (fig. 10 et 11), la surface d'érosion qui recoupe les assises miocènes, plissées et faillées, est entaillée, jusqu'à une vingtaine de kilomètres du rebord du plateau, par une vallée encaissée d'une centaine de mètres, à fond plat et dont les flancs sont tantôt abrupts, tantôt à pente moyenne. Elle est comblée par des sédiments probablement redoniens (par analogie avec un prélèvement effectué en fond de vallée, 70 km plus à l'est); l'ensemble est enfoui sous une centaine de mètres de sédiments dont les assises supérieures montrent des figures de progradation. L'axe du canyon actuel est décalé vers le NE par rapport à celui de la paléovallée. Ces observations semblent indiquer qu'une phase importante d'érosion s'est produite avant les épisodes de morphogénèse quaternaire, et après un épisode d'activité tectonique affectant le Miocène qui présente quelques failles normales localisées et des plis, plus ou moins accentués, dont les axes NE-SW sont franchement obliques par rapport à l'orientation de l'escarpement continental et qui s'expliqueraient par une compression NW-SE.

La disposition actuelle du Tertiaire est le résultat d'une histoire géodynamique étalée sur une soixantaine de millions d'années et si l'on résiste à la tentation de rattacher les mouvements qui y ont contribué à des repères commodes, bien localisés dans le temps, comme les orogénèses pyrénéenne et alpine, on peut fort bien envisager une activité tectonique plus continue de la base du Tertiaire à nos jours. Il est en effet frappant de constater que l'intensité des déformations diminue en remontant la série et que les discordances observées correspondent aux longues lacunes de la série sédimentaire durant lesquelles il n'a pu y avoir d'enregistrement des mouvements éventuels au sein des sédiments. L'impression d'une succession de phases tectoniques séparées dans le temps est peut être fautive; on peut lui préférer l'hypothèse d'une dynamique pratiquement continue et d'intensité modérée.

L'orientation des plis et celle des fractures réactivées suggère un mécanisme en compression axé autour de la direction nord-sud et dont l'origine pourrait se trouver dans les mouvements relatifs de convergence de la plaque ibérique et de la plaque européenne stable puis dans le système de collision continentale entre cette dernière et la plaque africaine. Ce mécanisme est toujours actif de nos jours comme le montre l'activité microsismique non négligeable du Massif armoricain (M. Gautier, 1980 et P. Godefroy, 1980).

Conclusions

Les trois types de gisements tertiaires du plateau continental sud-armoricain : les grabens côtiers, les bassins basculés et le prisme sédimentaire du large diffèrent dans leurs formes mais ont une structure qui présente des similitudes et qui traduit dans tous les cas une influence importante des linéaments du socle hercynien et plus particulièrement de ceux de direction sud-armoricaine (autour de 120°) et de direction "Kerforne" (autour de 140°). Ceux-ci ont, comme dans tout le domaine armoricain, canalisé, durant tout le Cénozoïque, la libération des contraintes lentement accumulées dans cette zone de la marge continentale passive européenne. Les effets de cette néotectonique ont été observés en sismique réflexion monotracer sur tout le plateau, ils sont cependant plus marqués dans la zone côtière dans laquelle la série tertiaire n'est pas assez épaisse pour que les mouvements dus au rejeu des failles profondes s'amortissent vers le haut. La structure est caractérisée par le découpage en blocs, mobiles les uns par rapport aux autres, et presque toujours basculés, par des plis dont les axes sont souvent sinueux et obliques par rapport aux fractures, enfin, par des discordances nettes, marquées de périodes d'érosion qui peuvent par ailleurs expliquer en partie les lacunes de la série stratigraphique.

Références bibliographiques

- ANDREIEFF P., BOUYSSÉ Ph., HORN R., L'HOMER A. (1968).- Données récentes sur l'Eocène au large de la Bretagne méridionale. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 5, pp. 161-162.
- ARTHAUD F., MATTE Ph. (1975).- Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- BARBAROUX L., BLONDEAU A., MARGEREL J.P. (1971).- Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du plateau du Four (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), 273, pp. 12-15.
- BARROIS C. (1897).- Répartition des îles méridionales de la Bretagne et leurs relations avec les failles d'étirement. *Ann. Soc. géol. Nord*, 26, pp. 12-16.
- BOILLOT G., LEFORT J.P. *et al.* (1976).- Carte géologique du plateau continental du Golfe de Gascogne. Echelle 1/1 000 000. BRGM-CNEXO.
- BOILLOT G. (1984).- Les marges continentales stables et leur destin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 26, n° 3, pp. 517-531.
- BORNE V., CHEVALIER M., OLLIVIER-PIERRE M.F. (1988).- Les premiers dépôts paléogènes (yprésiens) de la bordure méridionale du Massif armoricain : aspects sédimentologique, tectonique et paléogéographique.
- BOULANGER D., ROUVILLOIS A., PINOT J.P., STREIFF G. (1968).- Géologie, sédimentologie et microfaune de la butte d'ar Vein, située à 30 km au SW de Penmarc'h par 105 m de fond. *Cah. Océanog.*, 20, (3), pp. 217-223.

Fig. 11.- Cinq profils sismiques en amont du canyon du Guilvinec

1 - Sédiments meubles, 2 - Miocène, 3 - Axe du paléocanyon, 4 - Surface d'érosion, 5 - Double.

Nota : les échelles (horizontales et verticales) des cinq profils sont voisines, mais pas identiques.

- BOUYSSÉ Ph., CHATEAUNEUF J.J., TERS M. (1974).- Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en Baie de Vilaine (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, D, 279, pp. 1421-1424.
- BOUYSSÉ Ph., LE CALVEZ Y. (1967).- Etude des fonds marins compris entre Penmarc'h et Groix (Sud-Finistère). *Bull. BRGM, Fr.*, (1), 2, pp. 39-73.
- BOUYSSÉ Ph., HORN R. (1971).- Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Cahiers océanog.*, 23, 6, pp. 497-517.
- CHAUVEL J.J., ROBARDET M. (1979).- Apport des données géophysiques à la connaissance des structures profondes du Massif armoricain. pp. 1-12 in *Massif Armoricain, Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, Rennes, (C), 12, n° 1-2, 191 p.
- DELANOË Y., DIEUCHO A., PINOT J.P. (1972).- La zone périlitorale entre les îles de Glénan et l'île d'Houat. Etude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 14, pp. 248-260.
- DELANOË Y., PINOT J.P. (1974).- Etude structurale du tertiaire de la région du banc Bertin entre Belle-Île et les îles de Glénan, Bretagne méridionale. *Bull. Un. Océanog. Fr.*, 6, n° 1, pp. 59-64.
- DELANOË Y., LEHEBEL L., MARGEREL J.P., PINOT J.P. (1975).- La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), 181, pp. 1947-1950.
- DELANOË Y., MARGEREL J.P., PINOT J.P. (1975).- En Baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, D, 282, pp. 29-32.
- DELANOË Y., PINOT J.P. (1977).- Littoraux et vallées holocènes submergées en Baie de Concarneau (Bretagne méridionale). *Bull. AFEQ.*, 77-3, pp. 27-28.
- DELANOË Y., GAREAU J., PINOT J.P. (1984).- Néotectonique du socle armoricain de part et d'autre des côtes de Cornouailles méridionale. *Xe réunion ann. Sci. Terre*, Bordeaux, 3-6 avril, p. 172.
- GAUTIER M. (1980).- Néotectonique et sismicité dans le Sud-Est du massif armoricain et dans ses marges orientales et méridionales. Tectonique et sismicité. *Norvès*, n° 107, pp. 405-415.
- GODEFROY P. (1980).- Apports des mécanismes au foyer à l'étude sismotectonique la France. *Bull. BRGM, Fr.*, série IV, 2, pp. 119-128.
- GROS Y., LIMASSET O. (1984).- La Bretagne méridionale au Cénozoïque. Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Rapport BRGM SGR/PAL-84-27, 80 p.
- GROS Y., LIMASSET O., BLES J.L., FOURNIQUET J., GODEFROY P. (1984).- Déformations récentes dans les socles cristallins. Exemple du Massif armoricain. In *journees sur le Granite*. Documents BRGM, 84, pp. 51-68.
- HORN R., VANNEY J.R., BOILLOT G., BOUYSSÉ Ph.; LECLAIRE L. (1966).- Résultats d'une prospection sismique par la méthode "boomer" au large du Massif armoricain méridional. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, D, 263, pp. 1560-1563.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., DELTEIL J.R., VALERY P., WINNOCK E. (1971).- Structure géologique de la marge continentale septentrionale du Golfe de Gascogne (Bretagne et entrées de la Manche). In *Symposium sur l'Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Technip. éd., vol. 1, III, 2, pp. 1-22.
- MONTADERT L., CHARPAL de O., ROBERTS D., GUENNOC P., SIBUET J.C. (1979).- Northeast Atlantic passive margins: rifting and subsidence processes. In "Maurice Ewing Series 3" Amer. Geophys. Union, Washington, pp. 154-186.
- PINOT J.P. (1974).- Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique. Lannion, Impram, 256 p.