



HAL
open science

Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn

Isabelle Thinon

► **To cite this version:**

Isabelle Thinon. Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 1999. Français. NNT : . tel-00605279

HAL Id: tel-00605279

<https://theses.hal.science/tel-00605279>

Submitted on 1 Jul 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

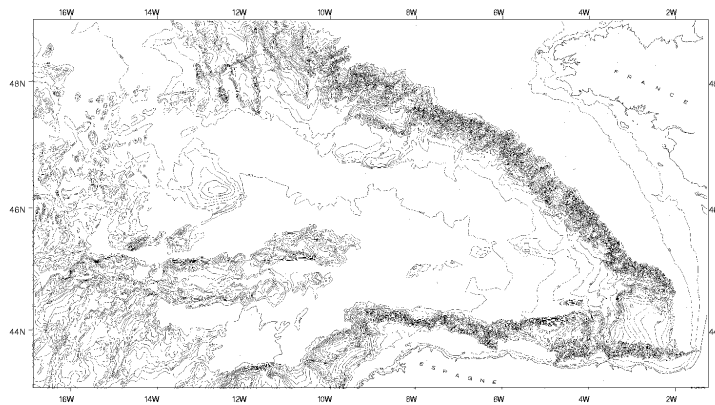


Groupe de formation doctorale géoscience : Géodynamique,
Géophysique et Géochimie des océans
Thèse de Doctorat
de l'Université de Bretagne Occidentale



Isabelle THINON

Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn



Soutenue en Juin 1999 devant la commission d'examen

M J.P. Réhault	Professeur, UBO Brest	Directeur de thèse
M J.L. Olivet	Chercheur, IFREMER Brest	Co-directeur de thèse
M J. Girardeau	Professeur, UFR Nantes	Rapporteur
M G. Pascal	Professeur, UFR Versailles	Rapporteur
M ^{elle} M.O. Beslier	Chercheur, CNRS Villefranche/Mer	Examineur
M A. Hirn	Professeur, IPG Paris	Examineur
M A. Piqué	Professeur, UBO Brest	Examineur
M P. Cassat	Elf Aquitaine	Examineur

Brest 1999

AVANT-PROPOS

L'objet de recherche qui m'a été confié initialement était la structure profonde du Bassin Armoricaïn. Pour atteindre cet objectif, j'ai choisi d'intégrer la Marge Nord Gascogne dans sa globalité. Le thème de ce travail s'est trouvé très vite centré sur les processus conduisant à l'amincissement d'une croûte continentale jusqu'à son terme ultime, la dénudation mantellique et l'accrétion océanique.

Les outils mis à ma disposition pour ce travail sont essentiellement liés à la sismique marine et aux méthodes classiques de la gravimétrie et du magnétisme. J'ai pu bénéficier de nouvelles données de sismique multitrace verticale longue écoute dont la charge du traitement m'a été confiée de même que l'interprétation des profils (campagne NORGASIS, 1994). Le considérable apport scientifique de ces données a été enrichi par le couplage avec un réseau dense de 20 sismographes fond de mer, implantés au pied de la Marge Nord Armoricaïne. Ces résultats ont fourni des contraintes solides sur la géométrie des structures profondes et la distribution des vitesses au sein de la croûte supérieure et inférieure comme du manteau serpentinsé sur le Bassin Armoricaïn. J'ai aussi bénéficié de deux nouvelles campagnes bathymétrie et sismique (campagnes ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN, 1997), dont la couverture sismique homogène m'a permis de cartographier l'ensemble de la série sédimentaire reposant sur le socle qu'il soit continental, océanique ou transitionnel. Ces données récentes s'ajoutaient aux données acquises au cours de deux décennies de travaux menés sur le golfe de Gascogne. Ces dernières avaient déjà permis à de nombreuses idées et nombreux modèles de voir le jour, tant sur l'évolution régionale que sur la création d'une marge continentale passive non volcanique. La géologie du golfe de Gascogne a bien sûr été traitée et discutée en tenant compte de son contexte en domaine hercynien et de son prolongement des Pyrénées. Ce travail utilise aussi les contraintes de la tectonique des plaques, dont les relations cinématiques entre les plaques Ibérie/Europe/Amérique/Afrique sont les plus documentées. Ces dernières sont l'objet d'une thèse (L. Fidalgo-González) qui est en cours sous la direction de J.L. Olivet.

La marge Nord Gascogne sert depuis plus de 20 ans d'exemple type d'une marge continentale passive non-volcanique, dont les blocs basculés étaient considérés comme la réponse à l'extension et à l'amincissement crustal d'une croûte continentale.

J'ai ciblé mon travail sur la description de la structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn avec le souci constant de contraindre la géométrie, point de départ d'une réflexion plus générale sur les processus d'amincissement.

Grâce à la confrontation de l'ensemble de ces données anciennes et nouvelles, toutes incluses d'enseignement et replacées dans l'histoire géologique régionale, j'apporte quelques points géométriques, nécessaires pour une réflexion sur les modèles structuraux et génétiques des marges, au-delà des modèles régionaux évidemment liés à l'héritage d'un accident transformant majeur. Les observations et contraintes

géométriques que j'apporte dans ce travail pourraient servir à reconsidérer bien des modèles qui sont actuellement fondés sur des observations très locales, étendues à l'ensemble des systèmes marges sans réel contrôle géométrique.

Mon apport à la précision des bordures continentales contribue également à la solution d'un sujet encore très débattu qui concerne la maîtrise des mouvements de l'Ibérie par rapport à l'Europe, l'Amérique et l'Afrique.

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury pour avoir accepté de juger ce travail. Je remercie IFREMER pour m'avoir accueilli en ses murs pendant plus de trois ans et pour avoir mis à ma disposition toutes les données de sismique réflexion et réfraction et tous les moyens techniques nécessaire à ce travail.

Je remercie très chaleureusement mes tuteurs J.L. Olivet et J.P. Réhault. L'attention constante qu'ils ont manifestée pour mon travail m'a été d'un très grand soutien. J'ai pu apprécier leur disponibilité, leur savoir, leur dynamisme et leur passion pour la Recherche au vrai sens du terme. J'ai pu apprécier aussi leurs grandes qualités humaines.

J'adresse mes remerciements à Hervé Nouze (l'As du traitement sismique) pour m'avoir suivi dans mes découvertes du logiciel ProMax et du traitement sismique mais surtout pour sa disponibilité et son caractère jovial en toutes circonstances. Je remercie aussi Jean-Pierre Leformal pour son soutien.

Je tiens à remercier tout particulièrement Luis Matias pour son apport scientifique et technique. Merci Luis, d'être venu à Brest, d'être resté, d'avoir accepté de travailler sur les données de NORGASIS et d'avoir été aussi patient et généreux de ton temps.

Je remercie Catherine Truffert du BRGM pour son accueil et pour son aide dans le traitement des données magnétiques.

Cette thèse est bien sur le fruit de nombreuses discussions, plus ou moins animées et toujours enrichissantes avec mes tuteurs, mais aussi avec de nombreux chercheurs de l'UBO (Joël Rolet et Alain Piquet) et du laboratoire de DRO-GM (IFREMER), dont Jean-François Bourrillet, Laurence Droz, Gérard Auffret et Yves Fouquet. J'ai particulièrement apprécié les diverses collaborations, qui m'ont permise d'avancer continuellement dans mon travail.

Je mets un point d'honneur à remercier toutes les secrétaires de DRO-GM (Babette, Nicole, Séverine,...) pour leur humeur et pour le fait d'être simplement là. Je remercie Michèle pour son enthousiasme et je lui tire mon chapeau pour son travail dans l'archivage de toutes les données.

Je remercie Michel Voisset et Pascal Pelleau, pour m'avoir dotée d'un petit outil qui s'est révélé être un atout majeur pour écrire ces quelques pages (un ordinateur...), mais surtout pour leur disponibilité et leur patience.

Mes remerciements seraient vraiment incomplets si j'oubliais mes lutins, fées et elfes de France et de Navarre. L'amitié n'est pas un mot abstrait : Je la connais pour y avoir goûté et même abusé lors de ces derniers mois. Daniel, tu as été mon chevalier durant toute cette thèse, tu m'as nourrie, tu as corrigé plus de 400 pages, tu m'as soutenue moralement, tu m'as aussi poussée à bout !!!! Gentiment, je l'avoue. Je te dis tout simplement

et peut être trop simplement merci, mais que dire. Marinette, aux yeux fascinants, je te remercie de t'être inquiété pour moi, d'être resté m'aider malgré ta fatigue et ta thèse en cours. Mumu, merci pour m'avoir aidée à atténuer la dureté des dernières heures interminables!!!. Pour cela, tu as bravé tous les dangers : les gardiens d'IFREMER. Merci à Christine, aux chaussures de Martiens, pour son caractère entier, son enthousiasme débordant et son aide. Grazie a Olimpia, chi e' venuta in Bretagne dopo avere detto "Posso provare di vivere qualche mesi in Francia". Merci à tous les autres, bien sûr, aux thésards qui m'ont suivie tout au long de ces années : Luis, Christele, Stéphane, etc... .Et merci à Mathilde pour avoir été là.

Je ne peux oublier ceux qui m'ont amenée jusqu'ici. Ils ont accepté tous mes caprices et ont essayé de réaliser mes rêves (et je sais que ce qu'ils ont fait c'est beaucoup en temps, en argent, en travail mais surtout en amour). Ils ont toujours été là et j'espère qu'ils le seront encore pour longtemps. Ce sont mes parents et, bien surs, mon casse-cou de frère. Je leur dédie donc ce manuscrit. Si vous désirez passer quelques jours de vacances, l'Auvergne est le plus magnifique des pays !!!

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS	
REMERCIEMENTS	
SOMMAIRE	
LISTE DES FIGURES	
NOMENCLATURE	
CHAPITRE I : LE CONTEXTE REGIONAL	3
A. LES UNITES MORPHO-STRUCTURALES DU GOLFE DE GASCOGNE	5
<i>A.I. Présentation du domaine continental</i>	5
A.I.1. La Marge Nord Gascogne	7
A.I.1.1. La Marge des Entrées de la Manche	9
a) Présentation des différents éléments morphologiques	9
b) Sa structuration crustale	9
A.I.1.2. La Marge Armoricaine.....	11
a) Sa morphologie.....	11
b) Les connaissances publiées sur le Bassin Armoricaine	15
A.I.1.3. La Marge de Goban	17
A.I.2. La marge continentale aquitaine et le Bassin de Parentis	19
A.I.3. La Marge Nord Ibérie.....	21
A.I.3.1. Sa morphologie	21
A.I.3.2. Structure superficielle de la Marge Nord Ibérie, la fosse marginale et la Ride Sud Gascogne	23
a) La fosse Nord Ibérique	23
b) La Ride Sud Gascogne	25
A.I.3.3. Structure profonde de la Marge Nord Ibérie	25
<i>A.II. Présentation du domaine océanique</i>	27
A.II.1. La Région Centrale	27
A.II.2. La Ride Nord Gascogne.....	29
A.II.3. Le Dôme Gascogne.....	31
A.II.4. Les autres monts sous-marins de la plaine abyssale.....	31
<i>A.III. Limite ou Transition Océan/Continent dans le golfe de Gascogne</i>	32
A.III.1. Caractéristiques d'une zone de transition océan/continent	32
A.III.2. La limite océan/continent du golfe de Gascogne des années 70-80.....	33
B. HISTOIRE DU GOLFE DE GASCOGNE	37
<i>B. I. Le Paléozoïque</i>	37

<i>B.II. Le Permo – Trias</i>	39
<i>B.III. Le Jurassique</i>	43
<i>B.IV. Le Crétacé</i>	43
B.IV.1. Le Crétacé inférieur = la phase de distension.....	43
B.IV.2. Aptien-Albien-Cénomanién = la fin du rifting et début d'océanisation.....	44
B.IV.2.1 Historique du golfe de Gascogne.....	44
B.IV.2.2. Parallélisme avec les Pyrénées.....	45
B.IV.3. Le Crétacé supérieur.....	46
B.IV.3.1. Évolution sédimentaire.....	46
B.IV.3.2. Évolution des Pyrénées.....	47
<i>B.V. Le Tertiaire = la phase alpine</i>	48
C. CINEMATIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE	51
<i>C.I. Contraintes utilisées pour les reconstructions cinématiques</i>	53
C.I.1. Les contraintes admises.....	53
C.I.2. Les contraintes controversées.....	53
<i>C.II. Apports cinématiques sur le golfe de Gascogne</i>	55
C.II.1. Hypothèse d'une reconstruction cinématique du golfe de Gascogne (Fig. I.22.).....	55
C.II.2. La géométrie du golfe de Gascogne avant son ouverture.....	57
C.II.2.1. Reconstruction cinématique pour une fermeture totale des espaces océaniques (Fig. I.23).....	57
C.II.2.2. Reconstruction cinématique pour une fermeture partielle des espaces océaniques (Fig. I.24.).....	59
C.II.3. Géométrie du golfe de Gascogne à son ouverture maximale, avant la convergence Ibérie/Europe.....	61
D. QUESTIONS EN SUSPENS ET HYPOTHESES CONTROVERSEES	62
CHAPITRE II : LES DONNEES	63
A. LES DONNEES DE SISMIQUE REFLEXION ET REFRACTION	65
<i>A.I. Présentation des données sismiques mises à ma disposition</i>	65
A.I.1. Les données de sismique réflexion récentes.....	65
A.I.2. Les données de sismiques réflexion anciennes.....	67
A.I.3. Les données de sismiques réfraction.....	69
<i>A.II. Travaux effectués en laboratoire</i>	69
A.II.1. Le traitement des données de sismique réflexion multitrace NORGASIS.....	69
A.II.2. Le traitement sismique des données ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN.....	70
A.II.3. Travaux sur les données de sismique réfraction de NORGASIS.....	71
<i>A.III. Travaux sur les séries sédimentaires : création des cartes isobathes et isopaques</i>	72
A.III.1. Préparation des données.....	72
A.III.2. Création des cartes d'isobathes et d'isopaques.....	72
B. AUTRES DONNEES GEOPHYSIQUES	75
<i>B.I. Les données bathymétriques</i>	75
<i>B.II. Les données gravimétriques</i>	75
B.II.1. Les données anciennes et nouvelles.....	75
B.II.2. Le traitement des données de gravimétries à l'air libre.....	77

<i>B.III. Les données magnétiques</i>	77
<i>B.IV. Les travaux cinématiques</i>	80
CHAPITRE III : LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DU GOLFE DE GASCOGNE	81
A. CORRELATION DES FORAGES AUX REFLECTEURS SISMIQUES	83
<i>A.I. Apports des forages de la Marge Nord Gascogne</i>	83
A.I.1. Les principales informations des forages.....	83
A.I.2. Les corrélations forages/réfecteurs sismiques.....	85
<i>A.II. La subsidence tectonique des bassins voisins du golfe de Gascogne</i>	89
B. DESCRIPTION DES UNITES SISMIQUES DU GOLFE DE GASCOGNE	95
<i>B.I. Unité sismique 1 : formation post-tectonique - Quaternaire/Éocène</i>	95
<i>B.II. Unité sismique 2 : orogénèse pyrénéenne (Éocène-Crétacé moyen)</i>	95
B.II.1. Unité sismique 2A: syn-tectonique pyrénéenne (Éocène-Crétacé sup.).....	97
B.II.2. Unité sismique 2B: post-ouverture océanique - Crétacé supérieur.....	97
<i>B.III. Unité sismique 3 : syn-ouverture océanique - Crétacé moyen</i>	99
B.III.1. Faciès sismique de l'unité sismique 3.....	99
B.III.2. Le toit de l'unité sismique 3.....	101
<i>B.IV. Unité sismique 4 : formation syn-rift</i>	101
B.IV.1. Le toit de l'unité sismique 4 et la Break-up Unconformity.....	103
B.IV.2. Les faciès sismiques et la terminologie syn-rift.....	103
B.IV.2.1. Présentation des faciès.....	103
B.IV.2.2. Relation génétique entre l'unité 4 et la couche 3B.....	105
B.IV.2.3. La couche 3B: socle acoustique du domaine transitionnel.....	105
B.IV.3. L'âge de l'unité sismique 4 et de la couche 3B.....	109
<i>B.V. Unité sismique 5 : formation anté-rift</i>	112
C. LES PRINCIPALES DISCORDANCES PYRENEENNES	113
<i>C.I. Âge des discordances cartographiées et durée des mouvements pyrénéens</i>	113
<i>C.II. La déformation de phase pyrénéenne terminale</i>	117
C.II.1. Le style de la déformation dans le domaine septentrional de Gascogne.....	119
C.II.2. Répartition spatiale de la déformation.....	121
C.II.2.1. La déformation au sein du domaine oriental.....	121
C.II.2.2. La déformation au sein du domaine occidental.....	125
<i>C.III. Phase tectonique au Crétacé supérieur-Paléocène inférieur</i>	130
D. ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES UNITES SEDIMENTAIRES	133
<i>D.I. Répartition de la couverture sédimentaire post-rift (Fig. III.24)</i>	133
<i>D.II. Répartition des unités 4 et 3B: formation syn-rift (Fig. III.25.)</i>	136
<i>D.III. Répartition de l'unité 3 : syn-ouverture océanique (Fig. III.26.)</i>	137
<i>D.IV. Répartition de l'unité 2B : post-ouverture océanique (Fig. III.27.)</i>	139
<i>D.V. Répartition de l'unité 2A: syn-tectonisme pyrénéen (Fig. III.28.)</i>	141
<i>D.VI. Répartition de l'unité 1: post-tectonisme (Fig. III.29.)</i>	143
E. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE	147

<i>E.I. La structuration de la Marge Nord Gascogne.....</i>	<i>147</i>
<i>E.II. Historique post-rifting succincte du golfe de Gascogne.....</i>	<i>148</i>
<i>E.III. Remarques.....</i>	<i>148</i>
CHAPITRE IV : LES STRUCTURES PROFONDES DU GOLFE DE GASCOGNE	153
A. LE BASSIN ARMORICAIN – LA MARGE ARMORICAINE - LE DOMAINE OCEANIQUE ORIENTAL.....	155
<i>A.I. Segmentation du domaine armoricain.....</i>	<i>155</i>
<i>A.II. Descriptions des structures sismiques observées</i>	<i>161</i>
A.II.1. Le domaine continental.....	163
A.II.1.1. La plate-forme armoricaine (partie I ; Fig. IV.3).....	163
A.II.1.2. La pente continentale (partie II ; Fig. IV.3).....	165
A.II.1.3. Au pied de la pente continentale (partie III ; Fig. IV.1., IV.2. et IV.6).....	167
A.II.1.4. Relation entre les réflecteurs S, MS et M (Fig. IV.8.....	167
A.II.2. Le domaine transitionnel	171
A.II.2.1. La partie interne (partie IV ; Fig. IV.1.)	171
a) La partie interne occidentale (partie IVa ; Fig. IV.1.).....	171
b) La partie interne orientale (partie IVb ; Fig. IV.1.).....	171
c) Les caractéristiques du réflecteur MS sur l'ensemble du domaine transitionnel armoricain	175
A.II.2.2. La partie externe (partie V).....	177
A.II.3. Le domaine océanique	179
<i>A.III. Apports des données de sismique réfraction sur la compréhension des structures du domaine armoricain</i>	<i>183</i>
A.III.1. Présentation des modèles de réfraction du domaine armoricain	187
A.III.1.1. Structure sismique du domaine nord-armoricain, présentation des nouvelles données de la campagne Norgasis	187
A.III.1.2. Structure sismique du domaine sud-armoricain : présentation du modèle de réfraction d'Avedik et Howard (1979	193
A.III.1.3. Quelques points essentiels sur la structuration sismique profonde du domaine armoricain	193
A.III.2. Les différentes interprétations de vitesses sismiques observées sur de nombreuses marges passives	194
A.III.2.1. Vitesses de la croûte inférieure des marges volcaniques	195
A.III.2.2. Vitesses de la croûte inférieure des marges non-volcaniques.....	195
A.III.2.3. Matériel sus-jacent à la couche 7,2-7,6 km/s au pied des marges non-volcaniques	197
A.III.3. Signification possible des vitesses sismiques caractéristiques du domaine transitionnel armoricain	199
A.III.3.1. Le substratum du domaine transitionnel armoricain.....	201
a) Sa nature	201
b) Sa surface : le réflecteur MS	201
c) Son extension le long de la Marge Armoricaine.....	201
A.III.3.2. Les éléments sus-jacents à la couche à 7,2-7,5 km/s	202
A.III.4. Synthèse sur la structure sismique profonde du domaine transitionnel armoricain	203
<i>A.IV. Apports de l'étude effectuée sur les données de gravimétrie à l'air libre du domaine armoricain</i>	<i>Erreur ! Signet non défini.</i>
A.IV.1. Les anomalies gravimétriques	Erreur ! Signet non défini.

A.IV.2. Modèle gravimétrique 3D et 2D du Bassin Armoricaïn	207
A.IV.2.1. Modélisation gravimétrique directe 3D et les principaux résultats	207
A.IV.2.2. Modélisation gravimétrique indirecte 3D et les principaux résultats	209
A.IV.2.3. Modélisation 2D et les principaux résultats	211
A.V. <i>Apports des données magnétiques sur la compréhension des structures du golfe de Gascogne</i>	213
A.V.1. La signature magnétique du golfe de Gascogne	213
A.V.1.1. le domaine océanique	213
A.V.1.2. Le Bassin Armoricaïn.....	213
A.V.1.3. La limite du domaine océanique du golfe de Gascogne	215
A.V.2. Un domaine transitionnel au large de la Marge Nord Ibérique ?	217
A.V.3. Synthèse sur les apports des données magnétiques.....	217
A.VI. <i>Discussion de quelques traits essentiels du Bassin Armoricaïn</i>	219
A.VI.1. La nature du substratum du domaine transitionnel.....	220
A.VI.2. Les caractéristiques du substratum du domaine transitionnel.....	221
A.VI.2.1. Sa topographie	221
A.VI.2.2. Ses caractéristiques sismiques.....	222
A.VI.3. La frontière méridionale du domaine transitionnel.....	222
A.VI.4. Âge de mise en place du substratum-âge du Bassin Armoricaïn	223
A.VII. <i>Synthèse du domaine armoricaïn</i>	225
B. LA MARGE DES ENTRÉES DE LA MANCHE – LE BASSIN CELTIQUE PROFOND – LE DOMAINE Océanique OCCIDENTAL	229
<i>B.I. Segmentation du domaine des Entrées de la Manche</i>	229
<i>B.II. Description des structures observées</i>	231
B.II.1. Le domaine continental	231
B.II.1.1. La plate-forme des Entrées de la Manche (partie I)	231
B.II.1.2. La pente continentale (partie II).....	239
a) la pente continentale, à l'ouest de la Terrasse de Mériadzek	239
b) La Terrasse de Mériadzek : une structure particulière de la pente continentale.....	243
B.II.1.3. Le domaine continental aminci (partie III, Fig. IV.35.)	245
a) Les blocs basculés : les principales structures distensives	245
b) Une structure particulière	249
c) Un réflecteur profond : le réflecteurS	249
B.II.2. Le domaine transitionnel.....	255
B.II.3. Le domaine océanique	260
<i>B.III. Apports des données de réfraction dans la compréhension des structures profondes du Bassin Armoricaïn</i>	263
B.III.1. Présentation des données et des modèles de sismique réfraction.....	263
B.III.2. Apports des modèles réfractions	263
<i>B.IV. Synthèse des observations effectuées sur le domaine des Entrées de la Manche</i>	265
C. IMPORTANCE DE L'HERITAGE TECTONIQUE - RELATIONS DU GOLFE DE GASCOGNE AVEC LES DOMAINES CONTINENTAUX VOISINS	269
<i>C.I. Méthode d'étude</i>	269

<i>C.II. Les principales directions et principales provinces tectoniques continentales</i>	271
C.II.1. La Marge Sud Armoricaine.....	271
C.II.1.1. La direction NS ou NNW-SSE	271
C.II.1.2. La direction N45	273
C.II.1.3. La direction N130-N140	273
C.II.2. Le domaine de Goban = La direction N160-180	277
C.II.3. La Marge des Entrées de la Manche = La direction N100-N110	277
C.II.4. Le système de rift de la Manche = La direction N60-N80	278
C.II.5. La Marge Nord Armoricaine = La direction N20-N30	279
<i>C.III. Apports des études géophysiques des domaines continentaux émergés et immergés sur la segmentation de la Marge Nord Gascogne</i>	281
C.III.1. La segmentation : une histoire d'héritage.....	281
C.III.2. L'origine du substratum mantellique du Bassin Armoricain	283
CHAPITRE V : DISCUSSION & CONCLUSION	289
A. LES CARACTERISTIQUES DE LA MARGE NORD GASCOGNE	289
B. LA CROUTE CONTINENTALE	293
<i>B.I. Atténuation ou disparition de la C. C. I. lité</i>	296
<i>B.II. Hétérogénéité au sein de la croûte continentale</i>	304
C. LA TRANSITION OCEAN/CONTINENT (TOC)	305
<i>C.I. Caractéristiques d'une TOC</i>	305
<i>C.II. Comparaison avec la zone de TOC de la Plaine Abyssale Ibérique et avec la zone de TOC de Galice</i>	309
C.II.1. Comparaison géométrique et stratigraphique	309
C.II.2. Apports des études effectuées sur les échantillons de péridotites de la Marge Ouest-Ibérique	311
<i>C.III. Comparaison avec les Alpes</i>	313
<i>C.IV. La remontée du manteau dans le golfe de Gascogne : hypothèses</i>	313
D. L'AMINCISSEMENT CRUSTAL	319
<i>D.I. La pente continentale : localisation restreinte de l'amincissement</i>	319
<i>D.II. Le neck</i>	321
D.II.1. Présentation et caractéristique géométrique	321
D.II.2. Représentation géologique du neck	323
<i>D.III. Cette géométrie : particularité du golfe de Gascogne ?</i>	323
E. CONCLUSION GENERALE	325
BIBLIOGRAPHIE	I
ANNEXES	

LISTE DES FIGURES

Fig. I.1. : Carte bathymétrique (Monti, 1993) et toponymie de la région du golfe de Gascogne	2
Fig. I.2. : Répartition et localisation des domaines continentaux et océaniques d'après Derégnaucourt (1981) pour la Marge Armoricaire et d'après Montadert et al. (1979) pour la Marge des Entrées de la Manche et la Marge de Goban	4
Fig. I.3. : Structure de la Marge Nord Gascogne acceptée par la majorité des auteurs et établie par Montadert et al. (1979).	6
Fig. I.4. : Trame structurale schématique de la Marge Nord Gascogne occidentale d'après Montadert et al. (1979).	8
Fig. I.5. : Images sismiques et structure profonde du Bassin Celtique Profond d'après Camus (1980) et Barbier (1986).	10
Fig. I.6. : Images sismiques et structure profonde de Trévelyhan d'après Derégnaucourt (1981) et Barbier (1986).	12
Fig. I.7. : Images sismiques et structure profonde du Bassin Armoricaire d'après Barbier (1986).	14
Fig. I.8. : Images sismiques et structure profonde de la Marge de Goban d'après Peddy et al. (1989) et Louvel et al. (1997).	16
Fig. I.9. : Structure profonde du Bassin de Parentis d'après Bois et al. (1997).	18
Fig. I.10. : Images sismiques et diagramme de subsidence du Bassin de Parentis d'après Brunet (1991) et Bois et al. (1997).	20
Fig. I.11. : Evolution de la fosse Nord Ibérique	22
Fig. I.12. : Image sismique de la Ride Sud Gascogne d'après Derégnaucourt (1981).	24
Fig. I.13. : Structure profonde de la Marge Nord Ibérie	26
Fig. I.14. : Image sismique de la Ride Nord Gascogne	28
Fig. I.15. : Image sismique et reconstruction du Dôme Gascogne	30
Fig. I.16. : Récapitulatif des hypothèses controversées ou non du golfe de Gascogne et des régions adjacentes	36
Fig. I.17. : La structure hercynienne (Cogné, 1971).	38
Fig. I.18. : Position des divers échantillonnages effectués dans le golfe de Gascogne	40
Fig. I.19. : Situation des bassins triasiques adjacents au golfe de Gascogne	42
Fig. I.20. : Premier modèle cinématique (ouverture en ciseaux).	50

Fig. I.21. : Premiers modèles cinématiques (ouverture oblique).	52
Fig. I.22. : Reconstruction cinématique anté-Campanien, d'après Olivet (1996).	54
Fig. I.23. : Reconstruction cinématique pour une fermeture totale des espaces océaniques	56
Fig. I.24. : Reconstruction cinématique à fermeture partielle	58
Fig. I.25. : Différentes positions de la frontière entre les plaques Ibérie/Europe	60
Fig. II.1. : Plan de position des nouvelles campagnes sismiques effectuées dans le golfe de Gascogne	64
Fig. II.2. : Plan de position des anciennes campagnes sismiques effectuées dans le golfe de Gascogne	66
Fig. II.3. : Plan de position des toutes les données de sismique réflexion et réfraction, des forages DSDP et pétroliers mis à ma disposition	68
Fig. II.4. : Données de flux de chaleur en Europe de l'ouest et dans le golfe de Gascogne	74
Fig. II.5. : Carte des anomalies de gravimétrie à l'air libre de l'Atlantique Nord-Est et du golfe de Gascogne	76
Fig. II.6. : Carte des anomalies magnétiques du champ total de l'Atlantique Nord-Est et du golfe de Gascogne	78
Fig. III.1. : Localisation des illustrations du chapitre III	82
Fig. III.2. : Les forages DSDP du Leg 48	84
Fig. III.3. : Corrélations forages/réflecteurs acoustiques	88
Fig. III.4. : Comparaison des diagrammes de vitesses de subsidence tectonique (Brunet, 1991)	90
Fig. III.5. : Présentation des différents faciès sismiques des formations sédimentaires du golfe de Gascogne	94
Fig. III.6. : Exemple de structures sédimentaires au sein de l'unité sismique 1	96
Fig. III.7. : Section de profils présentant l'unité sismique 3	98
Fig. III.8. : Carte d'isobathes de la Break-up Unconformity	100
Fig. III.9. : Images des faciès sismiques de l'unité	102
Fig. III.10. : Coupe sismique interprétée d'un profil SNEA	104
Fig. III.11. : Corrélation sismo-stratigraphique entre l'unité 4 des Entrées de la Manche et la couche 3B du Bassin Armoricaïn	110
Fig. III.12. : Le profil NORGASIS 12 et le forage pétrolier Elf (SNEA)	112
Fig. III.13. : Image sismique d'une déformation pyrénéenne non instantanée	114
Fig. III.14. : Schéma structural, d'après Derégnaucourt (1981)	116
Fig. III.15. : Images sismiques de deux structures inversées du golfe de Gascogne, l'escarpement de Trévelyen et le Dôme Gascogne	118

Fig. III.16. : Style de la déformation induite lors de la convergence Ibérie/Europe à son stade terminal (Éocène)	120
Fig. III.17. : Évolution de la faille F1 de Trévelyan vers le Nord-Ouest, dans le Bassin Celtique Profond	122
Fig. III.18. : Schéma des structures éocènes, déduites du nouveau réseau sismique	123
Fig. III.19. : Déformation dans le Bassin Armoricaïn	124
Fig. III.20. : Évolution de la déformation sur le flanc oriental de l'escarpement de Trévelyan	126
Fig. III.21. : Image sismique du réflecteur D2, interface entre l'unité sismique 2A et 2B	128
Fig. III.22. : Schéma de répartition des différents faciès de la discordance D2, réflecteur daté du Crétacé supérieur/Paléocène	130
Fig. III.23. Image sismique d'un corps chaotique au pied du Mont Armorique	131
Fig. III.24. : Carte d'isopaques de la couverture sédimentaire post-rift	132
Fig. III.25. : Carte d'isopaques de l'unité sismique 4 et coupes interprétatives perpendiculairement à la Marge Nord Gascogne	136
Fig. III.26. : Carte d'isopaques de l'unité sismique 3, premier dépôt post-rift	138
Fig. III.27. : Carte d'isopaques de la couverture sédimentaire 2B, datée du Cénomaniën au Crétacé terminal/Paléocène	140
Fig. III.28. : Carte d'isopaques de la couverture sédimentaire 2A, datée du Crétacé terminal/Paléocène à l'Éocène	142
Fig. III.29. : Carte d'isopaques de la couverture sédimentaire 1, datée de l'Éocène au Quaternaire	144
Fig. III.30. : Récapitulatif historique du golfe de Gascogne et de ces régions avoisinantes. Nos résultats ont été intégrés	146
Fig. IV.1. : Plan de position des profils principaux utilisés pour l'étude du Bassin Armoricaïn.	152
Fig. IV.2. : Évolution structurale du domaine septentrional du golfe de Gascogne, perpendiculairement à la Marge Armoricaïn (Profils sismiques Norgasis 14, 20 et 21)	154
Fig. IV.3. : Schéma structural du Bassin Armoricaïn et des domaines adjacents	158
Fig. IV.4. : Images sismiques de la plate-forme armoricaïne (profils Norgasis 22 et 7)	159
Fig. IV.5. : Image sismique perpendiculaire à la Marge Armoricaïne (profil Norgasis 23)	160
Fig. IV.6. : Images sismiques des structures situées au pied de la pente continentale, caractérisant le domaine continental extrêmement aminci	162
Fig. IV.7. : Image sismique perpendiculaire à la Marge Armoricaïne (profil Norgasis 21)	164
Fig. IV.8. : relation entre les réflecteurs S, MS et M	166
Fig. IV.9. : Images sismiques des structures du socle acoustique du domaine transitionnel interne, observées dans le Bassin Armoricaïn	168
Fig. IV.10. Les enigmatic Terrane	170

Fig. IV.11. : coupe IAM	172
Fig. IV.12. : Carte d'isobathes en kilomètre du réflecteur profond MS, toit du substratum du Bassin Armoricaïn	174
Fig. IV.13. : Images sismiques des structures majeures du socle acoustique observées dans le domaine transitionnel externe du Bassin Armoricaïn	176
Fig. IV.14. : Image sismique d'une sérieante-rift	178
Fig. IV.15. : Images sismiques du domaine océanique oriental du golfe de Gascogne	180
Fig. IV.16. : Plan de position des données de réfraction anciennes de la campagne Margas et des données de réfraction nouvelles de la campagne Norgasis	182
Fig. IV.17. : Modèle préliminaire de réfraction sismique le long du profil Norgasis 14	186
Fig. IV.18. : Modèle préliminaire de réfraction sismique le long du profil OC17 (domaine continental)	188
Fig. IV.19. : Modèle préliminaire de réfraction sismique le long du profil OC17 (domaine océanique)	189
Fig. IV.20. : Modèle préliminaire de réfraction sismique le long du profil NORGASIS 15	190
Fig. IV.21. : Modèle de réfraction établi par Avedik et Howard (1979) à partir de log de sismique réfraction (Marge Sud Armoricaïne)	192
Fig. IV.22. : Modèles de réfraction, considérés comme caractéristiques pour une marge volcanique et une marge non-volcanique	196
Fig. IV.23. : Exemple de la marge ouest-ibérique	198
Fig. IV.24. : Éléments sus-jacents au matériel de 7.2-7.5 km/s, interprété comme représentatif d'un manteau serpentinisé	200
Fig. IV.25. : Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre du golfe de Gascogne	204
Fig. IV.26. : A) Carte des anomalies gravimétriques calculées à partir du modèle direct. B) Carte des anomalies gravimétriques résiduelles, appelées réduites au manteau	206
Fig. IV.27. : A) Carte des anomalies gravimétriques de la couverture sédimentaire du Bassin Armoricaïn. B) Carte des anomalies gravimétriques du socle acoustique du Bassin Armoricaïn	208
Fig. IV.28. : A) Carte profondeur du Moho pétrologique (réflecteur MS). B) Signature gravimétrique du socle acoustique calculée avec le Moho obtenue par la méthode indirect. C) Différence entre la signature gravimétrique du modèle inverse et la signature gravimétrique dérivée du Moho pétrologique	210
Fig. IV.29. : Modélisation 2D au travers du Bassin Armoricaïn	212
Fig. IV.30. : A) Carte des anomalies magnétiques du champ total (Verhoef et al., 1996). B) Carte des anomalies magnétiques réduit au pôle	214
Fig. IV.31. : Comparaison de la frontière océanique vue par sismique et magnétisme	216

Fig. IV.32. : Reconstruction approximative de l'Ibérie par rapport à l'Europe fixe, à l'anomalie 34 (80Ma)	218
Fig. IV.33. : Plan de position des illustrations de ce chapitre	228
Fig. IV.34. : Coupe sismique perpendiculaire à la Marge des Entrées de la Manche	230
Fig. IV.35. : Carte structurale schématique du domaine des Entrées de la Manche et de Goban.	234
Fig. IV.36. : Coupes interprétatives d'ouest en est du domaine des Entrées de la Manche, d'après les profils sismiques pétrolier SNEA	236
Fig. IV.37. : a) Image sismique de la plate-forme de la Marge Nord Gascogne, au niveau de l'intersection de la Marge des Entrées de la Manche et de la Marge Armoricaire ; b) Carte schématique de la profondeur du socle des Entrées de la Manche d'après Avedik (1975)	237
Fig. IV.38. : Images sismiques de la pente continentale	238
Fig. IV.39. : Carte bathymétrique et schéma structural de la Terrasse de Mériadzek	240
Fig. IV.40. : Image sismique du bassin suspendu de la Terrasse de Mériadzek, appelé bassin B2	241
Fig. IV.41. : Structuration profonde entre la Terrasse de Mériadzek et le Bassin Armoricaire	242
Fig. IV.42. : Image sismique de blocs basculés, structures caractéristiques du domaine continental extrêmement aminci	244
Fig. IV.43. : Exemple des relations entre le réflecteur S et les éléments sus-jacents	246
Fig. IV.44. : Schéma de formation des blocs basculés	248
Fig. IV.45. : Image sismique d'une structure particulière, le Bassin B1	250
Fig. IV.46. : Coupes sismiques et carte d'isobathes en temps double du réflecteur S au large des Entrées de la Manche	252
Fig. IV.47. : Image sismique d'un ensemble de réflecteurs sous-jacent au réflecteur S	253
Fig. IV.48. : Image sismique du domaine transitionnel des Entrées de la Manche	254
Fig. IV.49. : Image sismique du domaine transitionnel des Entrées de la Manche	256
Fig. IV.50. : Image sismique de l'extrémité méridionale du domaine transitionnel	257
Fig. IV.51. : Images sismiques de la Ride Armorique-Trévelyen (RAT) et de la croûte océanique	258
Fig. IV.52. : Plan de position des données de réfraction du domaine des Entrées de la Manche	262
Fig. IV.53. : Logs des vitesses de propagation d'après Camus (1980) et modèles de réfraction d'Avedik et al. (1982) et de Ginzburg et al. (1985)	264
Fig. IV.54. : Carte structurale des domaines continentaux émergés	268
Fig. IV.55. : Cartes des anomalies magnétiques et gravimétriques à l'air libre du golfe de Gascogne	270
Fig. IV.56. : Cartes des anomalies magnétiques de courtes et moyennes longueurs d'onde et de grandes longueurs d'onde	272

Fig. IV.57. : Linéaments gravimétriques répertoriés d'après la carte des anomalies gravimétriques de Sandwell et Smith (1997) et linéaments magnétiques répertoriés d'après la carte des anomalies magnétiques de courtes et moyennes d'onde	274
Fig. IV.58. : Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre de Sandwell et Smith (1997) et carte des anomalies magnétiques de courtes et moyennes d'onde	275
Fig. IV.59. : Interprétation de la carte des anomalies magnétiques de courtes et moyennes d'onde et carte synthétique des différents domaines magnétiques	276
Fig. IV.60. : Signature magnétique de la Marge Nord Armoricaine	280
Fig. IV.61. : L'importance des Pyrénées et de ses lherzolites dans l'héritage	282
Fig. V.1. : Coupe schématique de la Marge Nord Gascogne	288
Fig. V.2. : Images sismiques d'une croûte continentale inférieure litée	290
Fig. V.3. : Réflectivité de la croûte continentale inférieure sous un bassin sédimentaire	291
Fig. V.4. : Réflectivité de la croûte continentale inférieure sous quelques bassins sédimentaires	292
Fig. V.5. : Disparition ou atténuation de la croûte continentale inférieure sous la pente continentale	294
Fig. V.6. : Processus énoncés pour expliquer l'atténuation ou la disparition de la croûte continentale inférieure litée en relation avec les processus d'extension	295
Fig. V.7. : Relation entre décrochements et absence de réflectivité crustale profonde	296
Fig. V.8. : Disparition de la réflectivité crustale profonde sous la Marge Sud Armoricaine, dans le prolongement des accidents décrochants du domaine aquitain	300
Fig. V.9. : Processus énoncés pour expliquer l'atténuation ou la disparition de la croûte continentale inférieure litée en relation avec les accidents décrochants	302
Fig. V.10. : Schéma structural du golfe de Gascogne	304
Fig. V.11. : Les coupes interprétatives au travers du domaine transitionnel	306
Fig. V.12. : La Marge de Galice	308
Fig. V.13. : Deux hypothèses sur l'origine des péridotites de l'Ouest Ibérie	310
Fig. V.14. : Les observations de la Nappe de Platta (Alpes suisses)	312
Fig. V.15. : La Marge Nord Gascogne n'est pas une marge transformante	314
Fig. V.16. : Coupes profondeur le long de la Marge Nord Gascogne	318
Fig. V.17. : Schéma du domaine continental Nord Gascogne. Problème d'amincissement	320
Fig. V.18. : Géométrie de diverses marges, d'après Keen et Dehler (1997)	322
Fig. V.19. : Coupes sismiques et interprétation du profil IAM9 (Plaine Abyssale Ibérique)	324

NOMENCLATURE

Nous avons choisi d'appliquer une nomenclature identique sur toutes nos illustrations.

Pour la couverture sédimentaire :

1 = Unité sismique 1, formation sédimentaire du Quaternaire à l'Éocène

2A = Unité sismique 2A, formation sédimentaire de l'Éocène au Paléocène

2B = Unité sismique 2B, formation sédimentaire du Paléocène au Cénomanién

3 = Unité sismique 3, formation sédimentaire du Cénomanién à l'Aptien

4 = Unité sismique 4, formation sédimentaire *syn-rift*

3B = couche transparente appelée 3B par Montadert *et al.* en 1971. Formation sédimentaire allochtone

BU = Discordance de la *Break-up Unconformity*

D1 = discordance éocène.

D2 = discordance du Paléocène/Crétacé terminal.

D3 = Toit de la formation 3

Flèches = réflecteurs de la couverture sédimentaire en onlap, toplap, ...

Pour la structure profonde :

CC = croûte continentale

CO = croûte océanique

S = réflecteur S, base des structures distensives du domaine continental.

M = Moho, base de la croûte continentale inférieure litée.

MS = Moho pétrologique, toit du matériel à 7.2-7.5 km/s.

Mn = Moho sismique, toit du matériel à 8km/s.

Rc = Réflecteurs superficiels de la croûte océanique, inclinés vers le continent.

Ro = Réflecteurs profonds de la croûte océanique inclinés vers l'océan.

Le figuré ®, dans le texte, a pour fonction de signaler la présence d'un résumé du paragraphe.

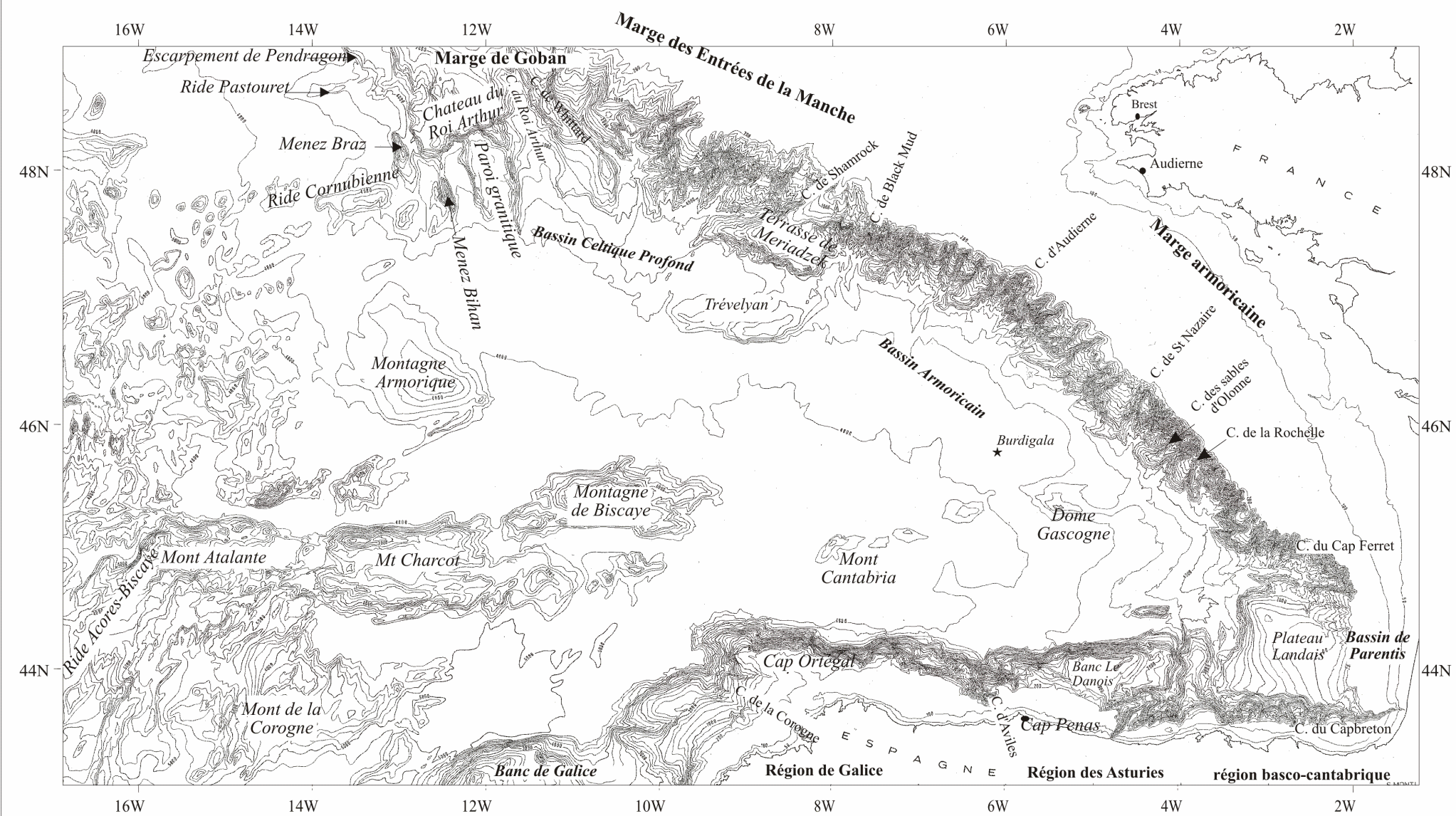


Figure I.1. :

Carte bathymétrique de S. Monti (1993) et toponymie de la région du golfe de Gascogne. Carte en Mercator 41N. Isobathes 200 mètres.

Le golfe de Gascogne est une plaine abyssale profonde bordée par deux marges continentales, la Marge Nord-Gascogne et la Marge Nord-Ibérie.

La Marge Nord-Gascogne est composée par la Marge Armoricaine, la Marge des Entrées de la Manche et la Marge de Goban. La Marge Armoricaine a deux directions majeures, N110 et N140. Le changement de direction s'effectue au niveau du canyon d'Audierne. La frontière entre la marge armoricaine et la marge des Entrées de la Manche se situe au niveau du canyon de Black Mud. Le canyon de Whittard souligne la frontière entre la Marge des Entrées de la Manche, orientée EW, et la Marge de Goban, orientée N160-180. Au pied de la Marge Nord-Gascogne, le Bassin Armoricain est séparé du Bassin Celtique Profond par l'ensemble Trévelyen-Mériadzek. Cette structure particulière se trouve à l'intersection avec le système de rift de la Manche. Le Bassin Armoricain se poursuit à l'est par le Bassin de Parentis. Sa terminaison orientale est soulignée par le Dôme Gascogne qui se prolonge vers le NW par le Mont Brudigala (Berthois *et al.* 1966).

La Marge Nord-Ibérie, orientée EW, doit sa morphologie à la compression éocène induite par la convergence de l'Ibérie vers l'Europe. La plaine abyssale, asymétrique, est parsemée de montagnes sous-marines.

CHAPITRE I :

LE CONTEXTE REGIONAL

Ce chapitre comporte une revue bibliographique des unités morphostructurales du golfe de Gascogne, des marges continentales au domaine océanique. Cet état des lieux permettra de montrer la base des connaissances, les hypothèses controversées et les questions en suspens.

Ce chapitre comporte aussi un résumé de l'histoire géologique, du Paléozoïque à l'actuel. Il situe l'évolution du golfe de Gascogne dans un contexte global.

Les modèles de reconstruction cinématique établis pour la plaque ibérique mettent en évidence les problèmes géométriques que pose l'existence des bassins profonds situés au pied des marges continentales passives, comme les bassins celto-armoricains: le Bassin Celtique Profond et le Bassin Armoricaïn (*Fig. 1.1.*).

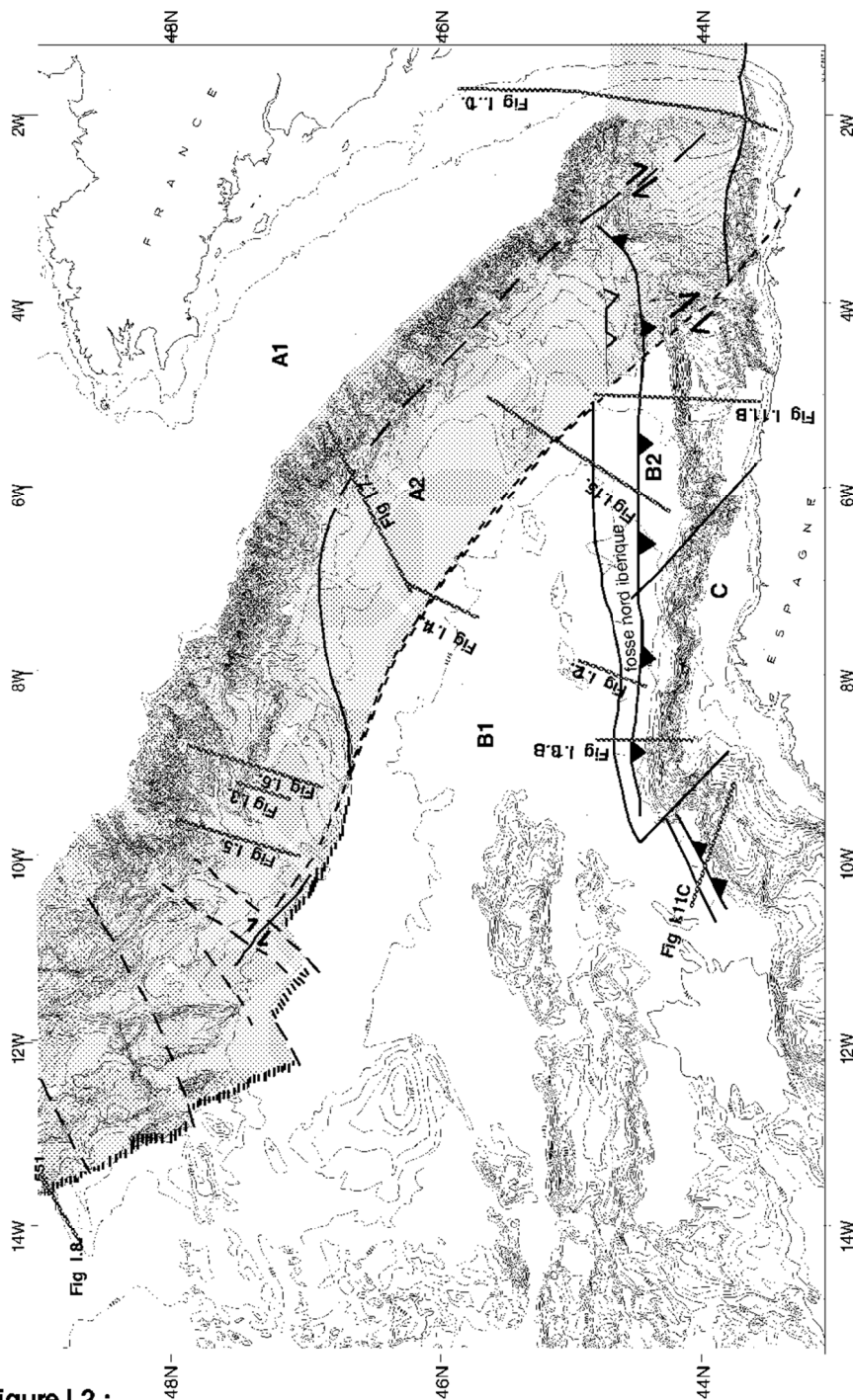


Figure I.2.:

Répartition et localisation des domaines continentaux et océaniques d'après Derégnaucourt (1981) pour la Marge Américaine et d'après Montadert *et al.* (1979) pour la Marge des Entrées de la Manche.

/// limite continent/océan (Montadert *et al.* 1979) ;

=== limite continent/océan d'après Derégnaucourt (1981) ;

A1 = domaine continental non-aminci de la plaque Europe ;

A2 = le domaine continental aminci ;

B1 = croute océanique ;

B2 = prisme d'accrétion tectonique ;

C = croute continentale de la plaque Ibérie.

A. LES UNITES MORPHO-STRUCTURALES DU GOLFE DE GASCOGNE

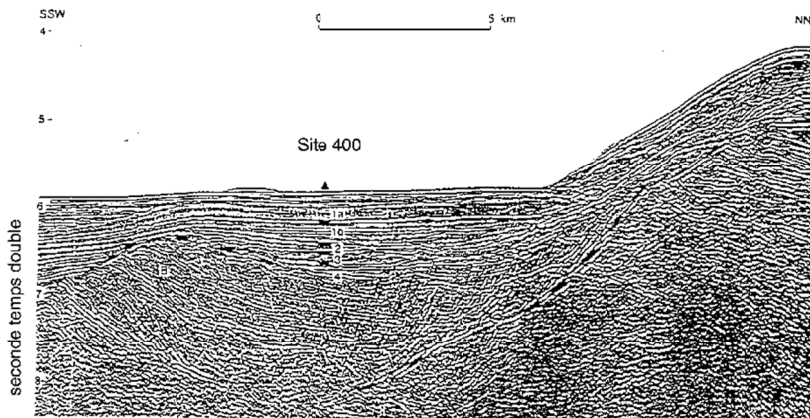
Le golfe de Gascogne est considéré comme un domaine océanique d'âge Crétacé, bordé par deux marges continentales conjuguées non-volcaniques, la Marge Nord Ibérie au Sud et au Nord la Marge Nord Gascogne (*Fig. I.1.*). La Marge Nord Gascogne est en fait une association de marges continentales : la Marge Armoricaine, la Marge des Entrées de la Manche et la Marge de Goban. L'ensemble Mériadzek-Trévélyan sépare le Bassin Armoricain situé au pied de la pente continentale armoricaine, du Bassin Celtique Profond situé au pied de la Marge des Entrées de la Manche, au niveau de l'intersection entre la Marge Nord Gascogne et le système de rifts de la Manche. Bordé au SE par le Dôme Gascogne, le Bassin Armoricain se poursuit à l'Est par le Bassin de Parentis. Dans la plaine abyssale du domaine central émergent de nombreuses montagnes sous-marines, dont la Montagne Armorique, les Monts Charcot, la Montagne de Biscay, le Mont Cantabria et ses satellites.

Le golfe de Gascogne a déjà fait l'objet d'études de géologie et géophysique marines, particulièrement dans les années 70-80. Ainsi la morphologie et la cartographie des structures majeures des bassins et des marges ont-elles été décrites. Admise par la majorité des auteurs, la localisation des domaines continental et océanique, séparés par la limite océan/continent, fut cartographiée par Guennoc (1978) et Derégnaucourt (1981) (*Fig. I.2.*). Dans ce chapitre, nous présenterons les connaissances actuelles et les hypothèses avancées sur les unités morpho-structurales, caractéristiques des domaines continentaux et océaniques du golfe de Gascogne.

A.I. Présentation du domaine continental

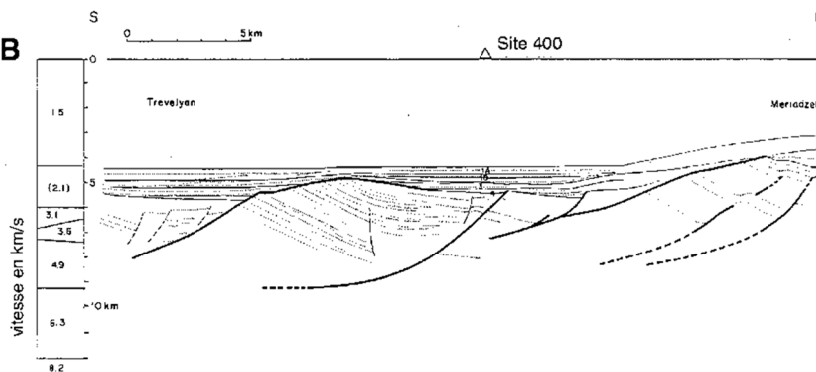
L'ensemble des auteurs considère que le domaine continental du golfe de Gascogne, qui correspond à la plate-forme et à la pente des marges, s'étendrait aussi aux bassins profonds situés au pied des pentes continentales. Notre étude ne confirmera pas cette hypothèse. Le domaine continental correspond à une plate-forme hercynienne, restructurée durant le Mésozoïque et le Cénozoïque en association avec la formation de l'océan Atlantique, consécutive à la dislocation de la Pangée. La morphologie actuelle du golfe dérive de la phase d'extension crétacée, mais porte aussi l'empreinte de la convergence pyrénéenne de l'Ibérie vers l'Europe, qui se serait traduite, entre autre, par la subduction de la croûte océanique du golfe de Gascogne sous la Marge Nord Ibérie (Boillot *et al.*, 1979).

A



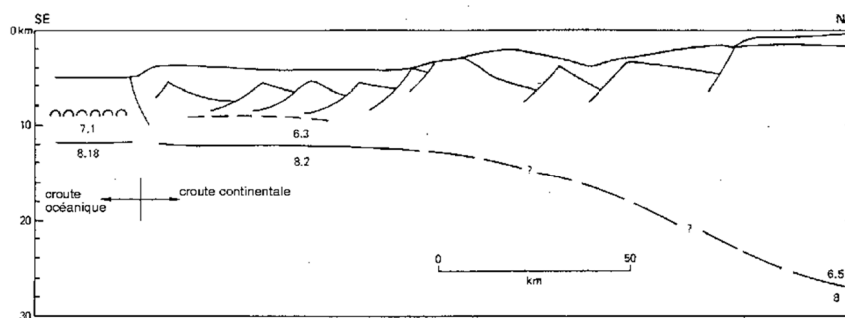
Section du profil OC412. Le socle acoustique (B) consisterait pour une grande part à des sédiments du Jurassique et Mésozoïque inférieur. La fracturation et le basculement du blocs sont datés du Crétacé inférieur.

B



Section géologique construite d'après le profil de sismique réflexion OC412 migré. Les failles listriques, qui limitent les blocs basculés, s'horizontalisent sur un réflecteur horizontal correspondant à l'interface 4.9 km/s et 6.3 km/s défini par la sismique réfraction. La discontinuité du Moho est situé vers 12 km.

C



Section crustale schématique au travers de la Marge Nord-Gascogne. Les données de réfraction sont de Avedik *et al.* (1979).

Figure I.3.:

Structure de la Marge Nord-Gascogne établie par Montadert *et al.* (1979) et acceptée par la majorité des auteurs.

A : Image sismique du profil OC412 au pied de l'escarpement de Mériadzek (de Charpal *et al.*, 1978).

B : Coupe interprétative du profil OC412 (DSDP, Leg48) et log de vitesses de sismique réfraction (Avedik *et al.* 1979).

C : Coupe schématique au travers de la Marge Nord-Gascogne d'après Avedik *et al.* (1979).

Le profil OC412 est pris traditionnellement comme référence pour caractériser une marge typique passive. Cette structuration par blocs basculés, établie sur la Marge des Entrées de la Manche, fut étendue à la Marge Armoricaïne.

A.I.1. La Marge Nord Gascogne

La Marge Nord Gascogne (*Fig. I.1.*) borde au nord le golfe de Gascogne et l'Atlantique Nord-Est. Pour de nombreux auteurs (Montadert *et al.*, 1974, 1979b ; de Charpal *et al.*, 1978 ; Barbier, 1986 ; Le Pichon et Barbier, 1987), elle a toutes les caractéristiques d'une marge passive typique, constituée par des structures distensives (horsts, grabens, blocs basculés de socle continental) et marquée par l'existence d'une subsidence au niveau de la pente continentale et dans la plaine abyssale. Cette subsidence serait de plus de 2500 mètres depuis le Crétacé inférieur, date de la structuration tectonique de la Marge Nord Gascogne (Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1979b).

La plupart des travaux de modélisation des processus de rifting sur la Marge Nord Gascogne, se sont inspirés du schéma structural proposé pour la Marge des Entrées de la Manche par de Charpal *et al.* (1978) et Montadert *et al.* (1979) (*Fig. I.4.*). Les principales conclusions de ces travaux pourraient se résumer dans l'image du profil sismique OC412 (IFP), situé au pied de la Terrasse de Mériadzek (Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1979b). Ce profil (*Fig. I.3.*), pris traditionnellement comme référence dans de nombreuses publications, montre des séries sédimentaires *post, syn* et *anté-rift*, et une structure en blocs basculés. La structure de la Marge Nord Gascogne consisterait donc en une série de blocs basculés vers le continent, limités par des failles listriques majeures, lesquelles auraient une polarité vers l'axe du rift océanique (Montadert *et al.*, 1979b ; Avedik *et al.*, 1982). Le pendage de ces failles diminuerait avec la profondeur, jusqu'à devenir horizontal au niveau du réflecteur S (Montadert *et al.*, 1979b), lui conférant un rôle de surface de décollement potentielle. La majorité des auteurs aurait observé une diminution d'épaisseur verticale des blocs basculés du continent vers l'océan, suggérant ainsi un amincissement progressif de la croûte continentale supérieure (Duvergé et Poutchkovsky, 1983 ; Barbier *et al.*, 1986 ; Le Pichon et Barbier, 1987).

Le principe d'une structuration du domaine continental aminci en blocs basculés a été étendu à l'ensemble de la Marge des Entrées de la Manche (*Fig. I.4., I.5. et I.6.*) et de la Marge Armoricaire (*Fig. I.7.*). Cette structuration fut aussi prolongée sous la plaine abyssale, sous Trévelyhan (Montadert *et al.*, 1974), sous le Bassin Celtique Profond (Ginzburg *et al.*, 1985 ; Whitmarsh *et al.*, 1986) et sous le Bassin Armoricaire (Barbier, 1986). Malgré une généralisation tectonique de la structuration profonde de la Marge Nord Gascogne, trois marges peuvent être toutefois morphologiquement distinguées (*Fig. I.1.*) : la Marge des Entrées de la Manche, la Marge Armoricaire et la Marge de Goban. Comme la distinction entre ces marges aura une importance dans les résultats de nos travaux, nous présentons ici leurs principales caractéristiques observées lors des travaux antérieurs.



Figure I.4.:

Trame structurale schématique de la marge Nord-Gascogne occidentale d'après Montadert *et al.* (1979).

1. site 400, 401, et 402 du Leg48 (DSDP)
2. failles normales
3. failles listriques avec un pendage variable
4. surfaces érosives anté-aptiennes
5. limite continent/océan
6. zone tectonisée
7. accident cisailant à composante dextre

Sur ce schéma, 2 principales directions NW-SE et EW sont observées respectivement dans la structuration de la Marge des Entrées de la Manche et à la Marge Goban.

A.I.1.1. La Marge des Entrées de la Manche

a) Présentation des différents éléments morphologiques

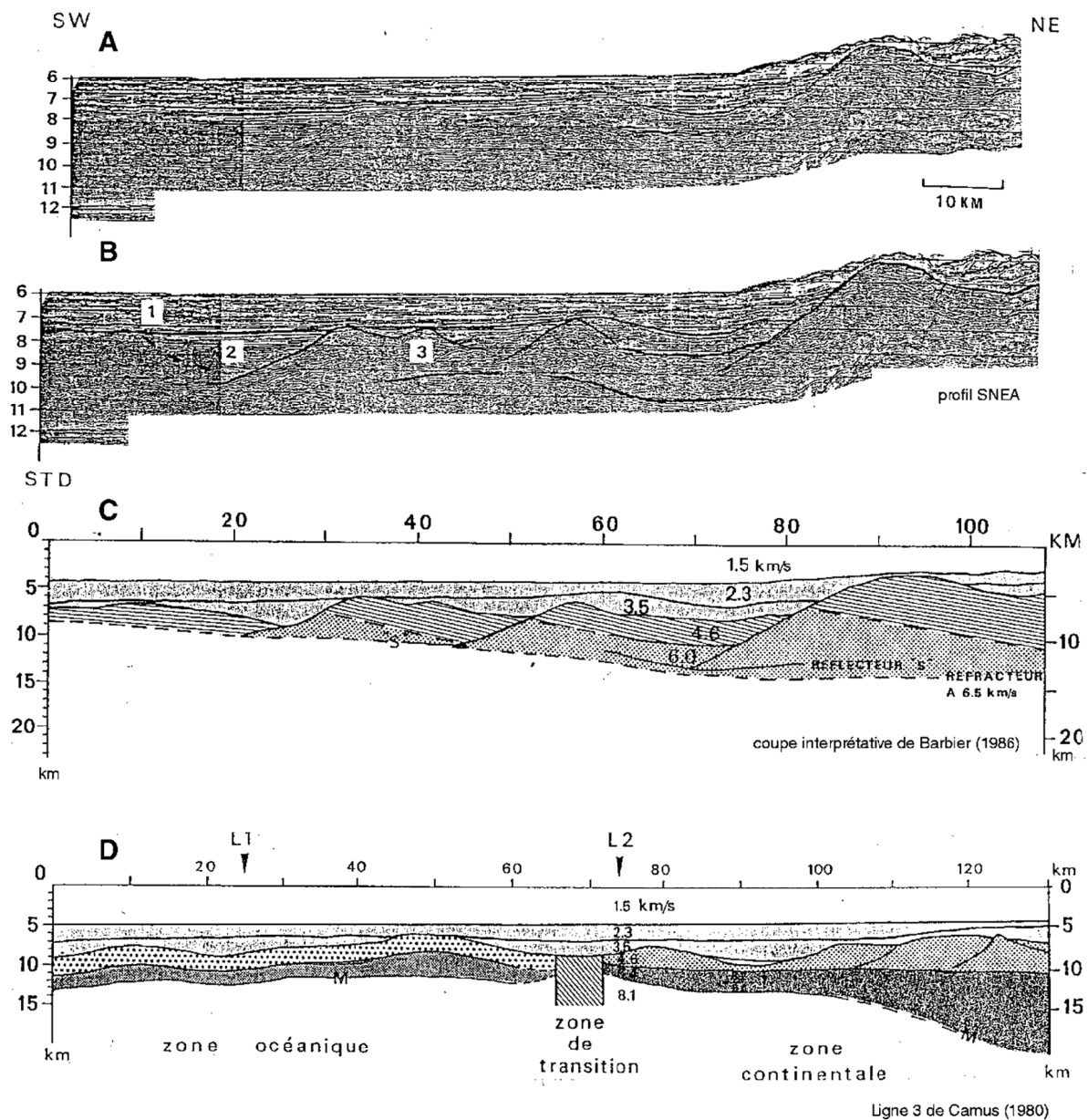
La Marge des Entrées de la Manche ou Marge Celtique (*Fig. I.1.*) s'étend de la Marge Armoricaïne jusqu'au contrefort méridional de l'éperon de Goban qui coïncide avec l'axe de Cornwall (hors cadre de la *Fig. I.1.*). Cette marge est orientée N105 et entaillée par un système de drainage complexe avec quelques canyons, dont les principaux sont le canyon de Whittard (N120), le canyon du Roi Arthur (N140 à N165-170) et le canyon de Shamrock (N60-N65°). Elle comporte un trait topographique particulier, la Terrasse de Mériadzek, qui s'avance en direction du domaine océanique et se termine par l'escarpement de Trévelyan (*Fig. I.1.*). L'ensemble Trévelyan-Mériadzek est considéré comme une zone charnière entre la Marge Nord Armoricaïne (orientée N110), la Marge des Entrées de la Manche (orientée N110) et les bassins sédimentaires de la Manche, orientés NE-SW (Grau *et al.*, 1973 ; Pinet *et al.*, 1991). Ces derniers dérivent d'une histoire polyphasée, comportant plusieurs phases d'extension, dont l'une est datée du Trias et l'autre du Crétacé (Ruffell, 1995).

L'escarpement de Trévelyan, qui se situe à plus de 150 km du pied de la Marge des Entrées de la Manche, serait une structure compressive éocène de 100 km de large et de 3 km de hauteur (Montadert *et al.*, 1974, 1979b). En 1969, Bacon *et al.* ont interprété cette ride comme un bloc non fracturé par le processus de rifting, ou comme une ride d'accrétion océanique. En 1971, Montadert *et al.* ont interprété Trévelyan comme une structure continentale amincie et soulevée durant la phase compressive pyrénéenne à l'Éocène (*Fig. I.6.*). Le déséquilibre isostatique, observé par Lalout en 1981, associé à cette structure, a été expliqué par une remontée locale du manteau (Derégnaucourt, 1981).

À l'Ouest de l'ensemble Trévelyan-Mériadzek et au pied de la Marge des Entrées de la Manche, un bassin profond et étroit sépare l'escarpement de Trévelyan des avancées continentales de la Marge de Goban. La position et la morphologie de ce bassin sont semblables à celles du Bassin Armoricaïn. Situé au pied des bassins celtiques de la marge, nous l'avons appelé : Bassin Celtique Profond (*Fig. I.1.*).

b) Sa structuration crustale

Si pour Vaillant (1988), le bloc basculé n'est pas la structure la plus typique du substratum de la Marge des Entrées de la Manche, pour la plupart des auteurs, la marge est structurée par une succession de blocs basculés bordés par des failles listriques (*Fig. I.3.* et *I.4.*). Cette structuration s'observerait de la plate-forme continentale jusqu'à la frontière du domaine océanique. Le Bassin Celtique Profond (*Fig. I.5.*) ainsi que Trévelyan (*Fig. I.6.*) auraient donc un substratum supposé continental et structuré en blocs basculés.



Ligne 3 de Camus (1980)

Figure 1.5.:

- A : profil sismique au travers du Bassin Celtique Profond (SNEA). Ce profil est positionné Figure 1.2. ;
- B : coupe interprétative du profil SNEA (Barbier, 1986) ;
- C : coupe de vitesse réfraction le long du profil SNEA (Barbier, 1986) ;
- D : Ligne de sismique réfraction L3 d'après Camus (1980). Elle montre les domaines continental et océanique séparés d'une zone de transition étroite, non définie.

Le Bassin Celtique Profond est structuré par des blocs basculés, constitués de croûte continentale supérieure et de sédiments *anté-rift* (4,6 km/s). La croûte continentale supérieure disparaît au profit de la croûte continentale inférieure. Dans cette interprétation, la croûte continentale supérieure et la croûte continentale inférieure sont séparées par le réflecteur S.

D'après les travaux de Guennoc (1978), les blocs basculés ont une largeur de 10-15 km et sont orientés entre N80 et N130°. Ils seraient recoupés par des failles transverses orientées entre N15 et N30° (*Fig. I.4.*). Ces blocs seraient constitués en partie de sédiments jurassiques (et permo-triasiques ?), isolant ainsi des demi-grabens à remplissage Crétacé inférieur. Ils seraient cachetés par une mince épaisseur de dépôts *post-rifts* crétacés et tertiaires. Un fort réflecteur, appelé S par de Charpal *et al.* (1978), souligne la base des blocs basculés. Il est le lieu où les failles listriques s'arrêtent. D'après les données de sismique réfraction sur la Marge des Entrées de la Manche (*Fig. I.3.*), ce réflecteur correspondrait à l'interface sismique entre une couche à 4,5-4,9 km/s et une couche à 6,3 km/s (Avedik et Howard, 1979 ; Avedik *et al.*, 1982). Très légèrement différents, les résultats des travaux de Barbier (1986) sur le Bassin Armoricaïn associent le réflecteur S à l'interface sismique entre un matériel à 6,0 km/s ou 4,6 km/s et une couche à 6,5 km/s. Pour la Marge des Entrées de la Manche, le réflecteur S serait, selon de Charpal *et al.* (1978), la limite fragile/ductile dans un schéma d'étirement uniforme.

Les diverses études de sismique réfraction (Avedik et Howard, 1979) suggèrent une épaisseur de croûte continentale non-amincie égale à 30 km sous la plate-forme et à 25 km sous la rupture de pente continentale, mais à 12 km au niveau de Trévelyen (campagne MARGAS, 1976) et à environ 5 km (Montadert *et al.*, 1979c) à proximité de la transition continent-océan de Guennoc (1978). La majorité de l'amincissement serait confinée sous la pente continentale, entre la plate-forme et l'isobathe 2000 m (Ginzburg *et al.*, 1985). Si les auteurs s'accordent sur le démantèlement de la croûte continentale supérieure en blocs basculés et sur la présence de croûte continentale inférieure de la plate-forme jusqu'au domaine océanique, la géométrie de la croûte continentale inférieure du domaine continental aminci est fortement controversée. Certains auteurs favorisent l'amincissement de la croûte continentale inférieure par rapport à la croûte continentale supérieure (Avedik *et al.*, 1982), d'autres soutiennent l'hypothèse contraire (Ginzburg *et al.*, 1985 ; Barbier, 1986). L'incertitude sur la structuration profonde de la Marge des Entrées de la Manche est toujours d'actualité.

A.I.1.2. La Marge Armoricaïne

a) Sa morphologie

La Marge Armoricaïne au sens strict s'étend de l'Aquitaine aux Entrées de la Manche, du canyon du Cap Ferret au canyon de Black Mud (*Fig. I.1.*). Cette marge est limitée au sud par le Bassin de Parentis et sa prolongation occidentale : le graben du Cap Ferret et la partie septentrionale du plateau Landais. Elle est limitée au nord-ouest par les bassins des Entrées de la Manche et l'ensemble Trévelyen-Mériadzek. Cette marge comporte deux directions majeures, la subdivisant en deux provinces. La première est orientée N100-110, du canyon de *Black Mud* au canyon d'Audierne ; la deuxième est orientée N130-140, du canyon d'Audierne au canyon de la Rochelle. Ces directions majeures sont similaires aux directions armoricaines visibles à terre et rapportées à la phase hercynienne. Chacune de ces provinces a une large plate-forme (100 km en moyenne), une pente

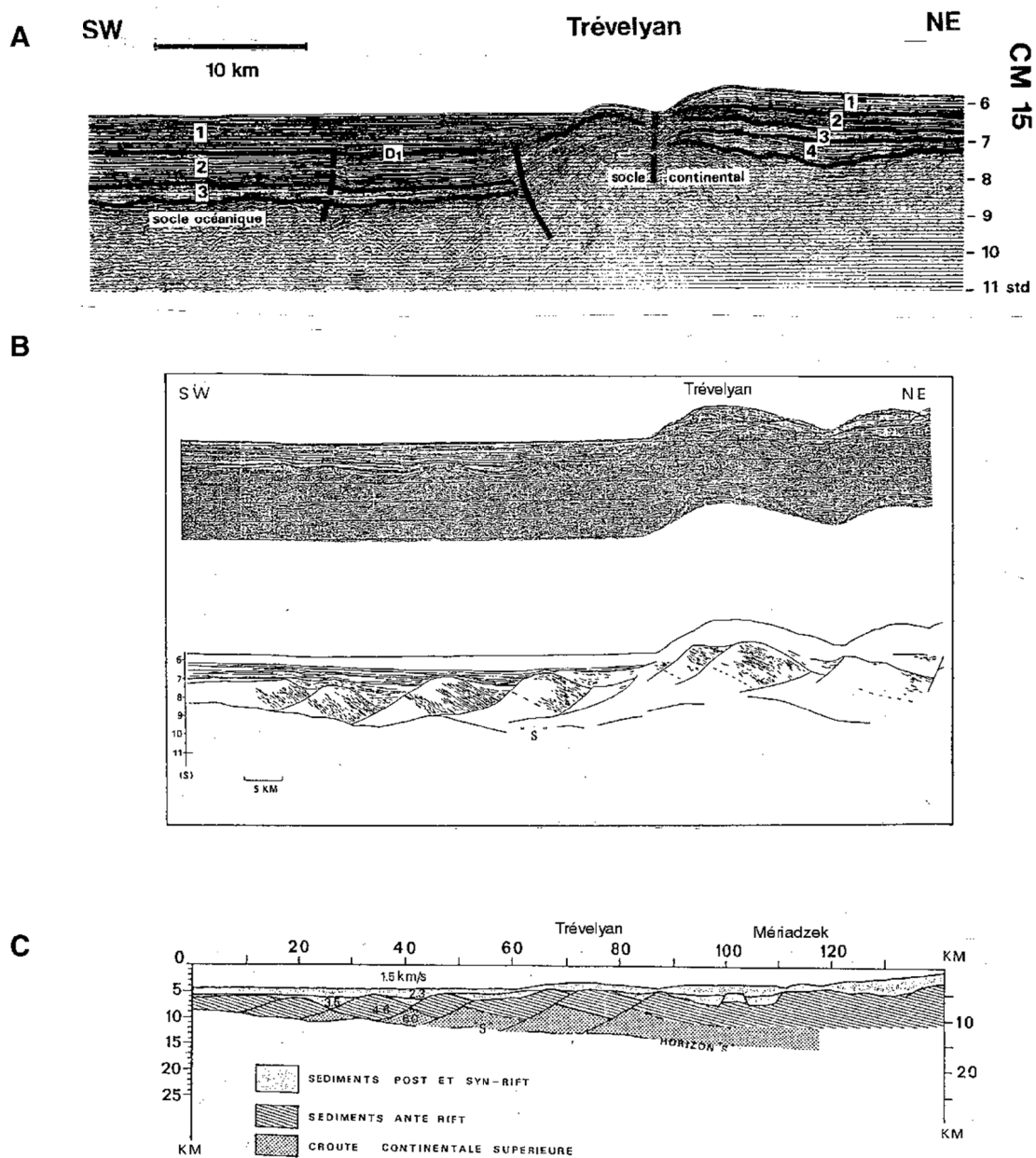


Figure I.6.:

Structure profonde de Trévelyan, prolongement du domaine continental.

A. profil sismique OC108 interprété par Derégnaucourt (1981).

B. profil sismique SNEA interprétée par Barbier (1986).

C. Modèle de vitesse sismique le long d'un profil d'après Barbier (1986).

Trévelyan se compose de blocs basculés, soulevés durant la phase compressive éocène. D'après Barbier (1986), la croûte continentale supérieure disparaît au profit de la croûte continentale inférieure.

étroite de 60 km (pendage 4-6°) fortement disséquée par des canyons sous-marins et des reliefs isolés situés au pied de la pente continentale, qui semblent jouer un rôle dans le trajet des canyons sous-marins. Ces hauts topographiques isolés qui émergent de la plaine abyssale sont allongés préférentiellement selon la direction N110 (*Fig. 1.1*). Si la nouvelle carte bathymétrique établie par Monti (1993) met en évidence cette segmentation majeure de la marge, elle montre aussi une sous-segmentation, basée essentiellement sur la morphologie de la pente continentale. Certains segments de pente, en effet, sont généralement abrupts et homogènes, tandis que d'autres, plus complexes, se composent d'une succession de paliers à pente faible puis abrupte.

L'étude morphologique, sédimentaire et structurale de la Marge Armoricaïne proprement dite a été faite dans les années 70 par Malzac (1970), Grau *et al.* (1973) et Montadert *et al.* (1971, 1974). L'analyse basée sur trois profils sismiques (OC108, OC204, OC17) aurait montré une évolution morpho-structurale du SE au NW, marquée par une accentuation des structures distensives incluant des horsts (Montadert *et al.*, 1974). Il faut attendre les travaux de Barbier en 1986, effectués sur les données sismiques pétrolières multitraces, pour avoir une hypothèse sur la structuration crustale du domaine armoricain. Elle conclut à une structuration profonde de la Marge Armoricaïne (Barbier, 1986) semblable à celle des Entrées de la Manche (Guennoc, 1978 ; Montadert *et al.*, 1979a). Les résultats de ces travaux ont favorisé l'hypothèse d'un amincissement de la croûte continentale supérieure privilégié par rapport à la croûte continentale inférieure (Barbier *et al.*, 1986 ; Barbier, 1986). Le principe d'une structuration du domaine continental aminci en blocs basculés de la Marge des Entrées de la Manche a donc été étendu à la Marge Armoricaïne et prolongé sous la plaine abyssale (Barbier, 1986).

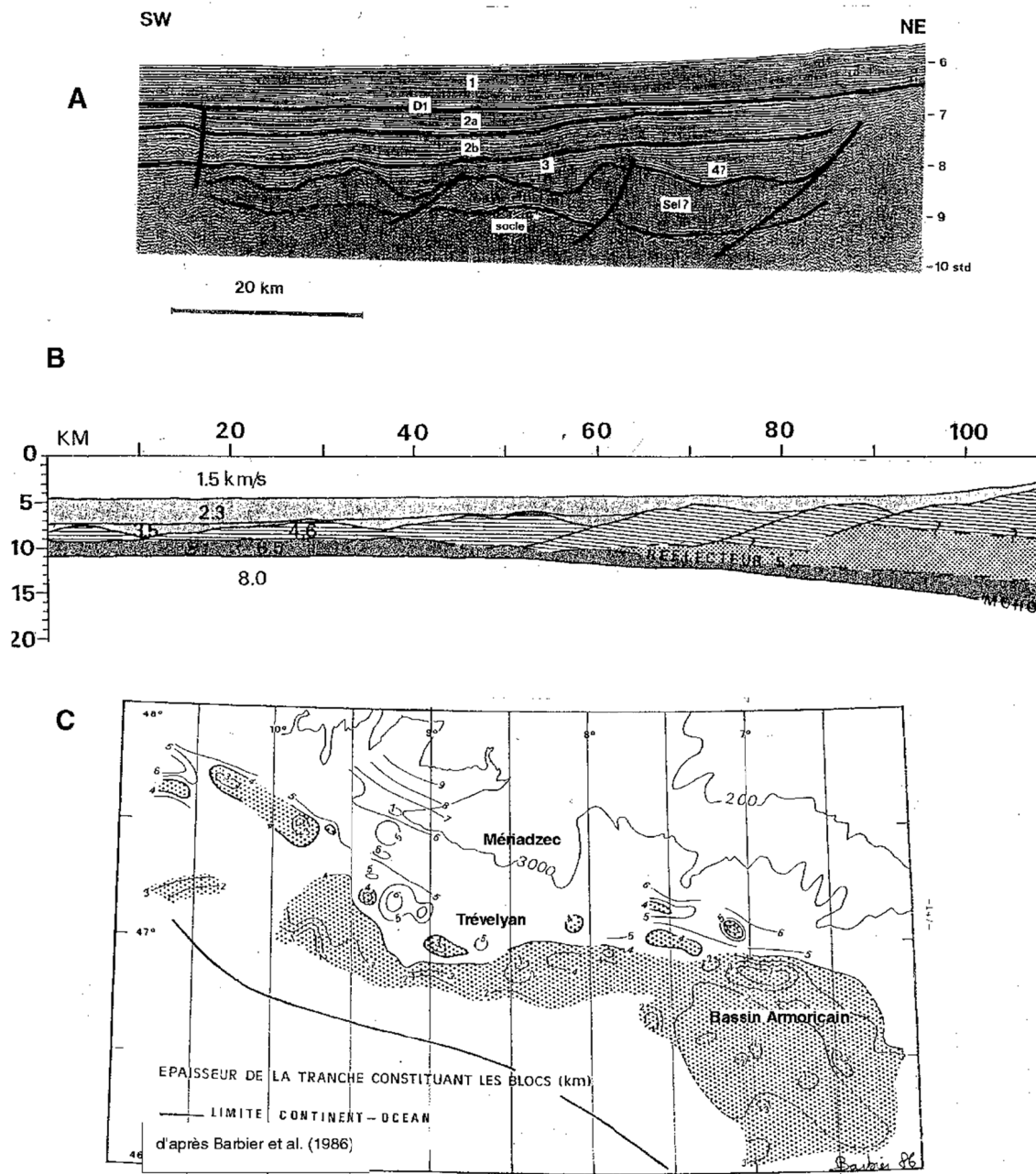


Figure 1.7.:

Structure profonde du Bassin Armoricain

A : Profil OC17 (1969). Structure profonde du bassin d'après Montadert *et al.* (1971).

B : Structure sismique le long du bassin. La croûte continentale supérieure disparaît au profit de la croûte continentale inférieure. Des sédiments *anté-rifts* sur le réflecteur S d'après Barbier (1986).

C : Carte de profondeur du réflecteur S d'après Barbier (1986).

Le socle acoustique du Bassin Armoricain est constitué du couche transparente appelée 3B. Elle fut interprétée comme du sel, du volcanisme, etc ...Le modèle de vitesse de Barbier (1986) suggère que le substratum du Bassin Armoricain serait constitué uniquement de croûte continentale inférieure. Le réflecteur S est interprété comme le toit de la croûte continentale inférieure. Ce réflecteur s'approfondit sous la pente continentale (Barbier, 1986).

b) Les connaissances publiées sur le Bassin Armoricaïn

Au pied de la pente continentale le long de la Marge Armoricaïne, le Bassin Armoricaïn se situe à plus de 4000 mètres de profondeur et représente un bassin sédimentaire appartenant morphologiquement à la plaine abyssale du golfe de Gascogne (*Fig. I.1.*). Ce bassin est limité à l'ouest par l'ensemble Mériadzek-Trévelyan. Le Bassin Armoricaïn se poursuit à l'Est par le Bassin de Parentis.

Entre les années 70 et 80, la sismique réflexion révèle que le Bassin Armoricaïn (*Fig. I.7.*) est un bassin sédimentaire épais. À la base de ce bassin sédimentaire, une série sismique transparente, appelée antérieurement couche 3B (Bacon *et al.*, 1969 ; Montadert *et al.*, 1971b), fut l'objet d'une étude particulière (*Fig. I.7.a.*). Associée à des vitesses sismiques de 4,4 km/s (Bacon *et al.*, 1969) à 4,6 km/s (Avedik et Howard, 1979), la morphologie et le faciès sismique de la couche 3B ont été interprétés comme représentatifs : **(1)** d'une nature évaporitique (Grau *et al.*, 1973 ; Sibuet *et al.*, 1971b ; Montadert *et al.*, 1974 ; Duvergé et Poutchkovsky, 1983) ; **(2)** d'une nature basaltique intrusive (Montadert *et al.*, 1971b ; Grau *et al.*, 1973) ; **(3)** d'une nature sédimentaire antérieure à la phase de rifting Crétacé, mais dont la structuration est contemporaine de cette phase de distension (Foucher *et al.*, 1982 ; Barbier *et al.*, 1986). La nature de cette couche transparente est encore fortement controversée. Cette couche 3B repose sur un horizon de très forte amplitude, qui fut appelé le réflecteur S par analogie à la Marge des Entrées de la Manche (de Charpal *et al.*, 1978 ; Barbier *et al.*, 1986 ; Barbier, 1986). Le rôle et la nature du réflecteur S dépendent des différentes interprétations de la couche 3B et du matériel sous-jacent. Pour Barbier *et al.* (1986a), le réflecteur S souligne l'interface entre la croûte continentale inférieure et la croûte continentale supérieure et représente donc la limite fragile/ductile dans un schéma de type Wernicke (Wernicke, 1985 ; Boillot et Malod, 1988a).

La nature du substratum du bassin a été le plus souvent définie comme celle d'une croûte continentale extrêmement amincie d'épaisseur inférieure à 3 km (Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1971b, 1979b ; Avedik et Howard, 1979 ; Le Pichon et Sibuet, 1981 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982 ; Barbier *et al.*, 1986) plutôt que celle d'une croûte océanique typique (Sichler *et al.*, 1971 ; Limond *et al.*, 1974 ; Montadert *et al.*, 1979b). Dans l'hypothèse la plus récente (Barbier *et al.*, 1986) la croûte continentale supérieure disparaît au pied de la marge au profit de la croûte continentale inférieure qui constitue ainsi la totalité du substratum du Bassin Armoricaïn (*Fig. I.7.*). Les blocs, situés sur le réflecteur S, seraient constitués de socle continental supérieur à proximité de la pente puis de sédiments *anté-rift* pour l'essentiel du bassin (*Fig. I.7.*) (Duvergé et Poutchkovsky, 1983 ; Barbier *et al.*, 1986). Le schéma structural du Bassin Armoricaïn selon Barbier *et al.* (1986) met donc en contact des blocs de croûte continentale supérieure, basculés sur un plan de cisaillement (réflecteur S), avec une croûte continentale inférieure qui se serait étirée par fluage sur plus de 80 km de la pente continentale au domaine océanique. Ce schéma crustal est tel qu'il implique une extension horizontale très importante.

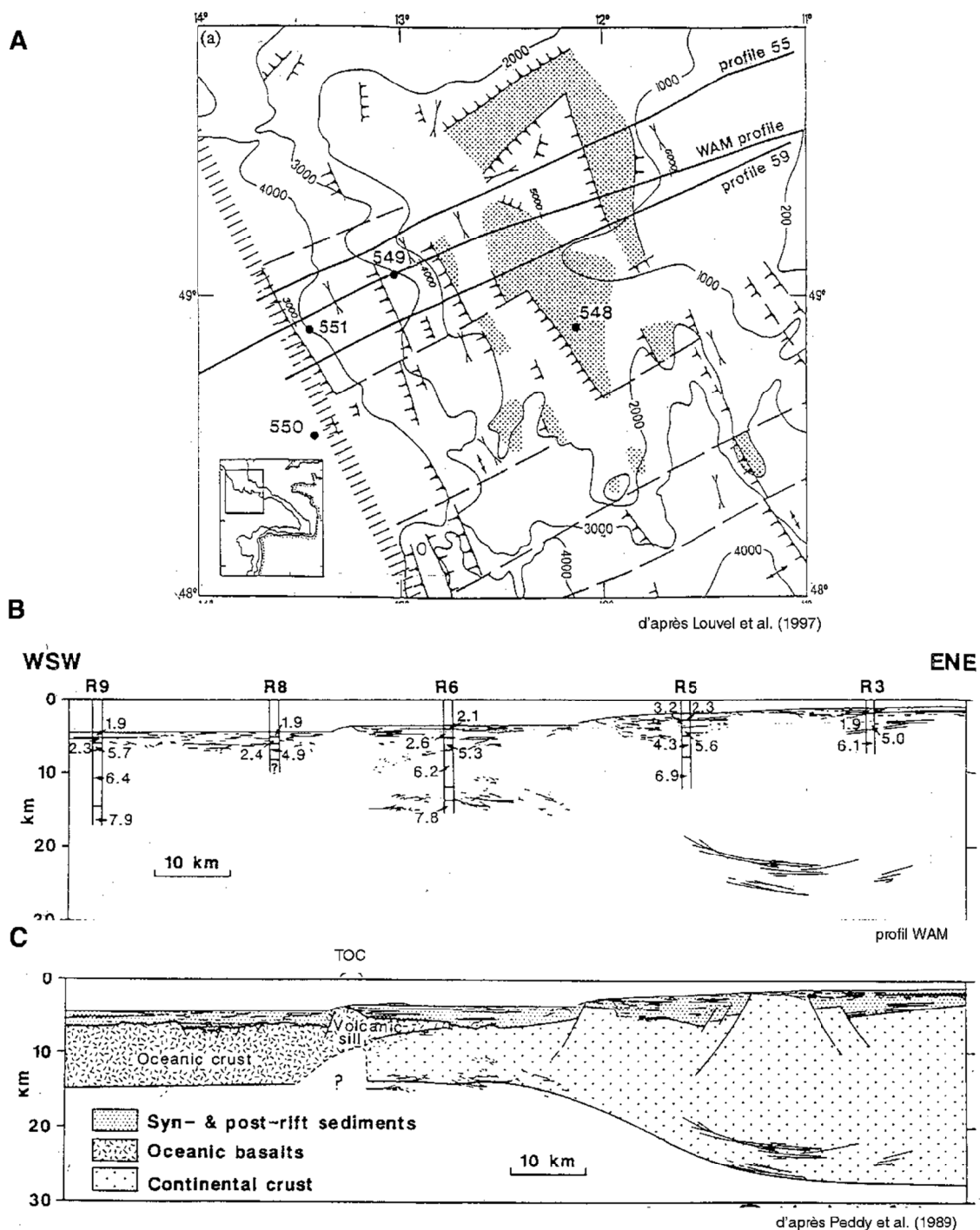


Figure I.8.:

A : trame structurale schématique de la marge de Goban.

B : profil de sismique réflexion WAM interprété et associé à des logs de vitesse de sismique réflexion ;

C : coupe interprétative du profil de sismique réflexion WAM.

La marge de Goban présente des structures distensives de type horst au nombre limité, une croute continentale inférieure sous la plateforme et un domaine océanique au pied du domaine continental.

L'âge de mise en place du Bassin Armoricaïn est fortement controversé. Ce bassin pourrait :

- (1) être hérité de la collision hercynienne (Vaillant, 1988 ; Ziegler, 1978) ;
- (2) résulter d'une première phase de distension permienne ou triasico-liasique, comme les bassins de la Manche, de Parentis, de Terre Neuve, du Portugal, et Basco-cantabrique (Olivet *et al.*, 1984 ; Vaillant, 1988 ; Olivet, 1996) ;
- (3) être créé au Crétacé inférieur peu avant l'accrétion océanique (Montadert *et al.*, 1971b ; Le Pichon *et al.*, 1971 ; de Charpal *et al.*, 1978 ; Le Pichon et Sibuet, 1981).

En accord avec les deux premières hypothèses, les reconstructions cinématiques suggèrent que le Bassin Armoricaïn, au même titre que les bassins ouest-ibériques, de Seine et de Terre-Neuve, avait déjà une extension proche de son extension actuelle lors de l'accrétion océanique et certainement entre le Permien et le Lias (Olivet *et al.*, 1984 ; Olivet, 1996). Nous avons consacré une part importante de notre étude à cette controverse.

A.1.1.3. La Marge de Goban

La marge Atlantique, ou Marge de Goban, s'étend du Bassin de Porcupine à l'éperon de Goban et à ses prolongations vers le Sud (hors-cadre de la *Fig. I.1.*). Orientée N145° à N170°, elle se différencie des marges précédemment décrites sur plusieurs points (*Fig. I.1.*). Elle possède une pente extrêmement faible dans sa partie supérieure et abrupte dans sa partie terminale sous la forme de l'escarpement de Pendragon. Cet escarpement est directement bordé par la croûte océanique de l'océan Atlantique, caractérisée par des anomalies magnétiques linéaires. Aucun bassin profond, comme le Bassin Armoricaïn ou le Bassin Celtique Profond, n'existe au pied de la Marge de Goban. La partie méridionale de cette marge est une association de grands linéaments orientés N160-N180 (Granite Cliff, Menez Bihan, Menez Braz, etc...) qui s'étendent à l'intérieur du golfe de Gascogne. Ces avancées continentales (dragages de roches de nature continentale, *Fig. I.18.*) sont recoupées par des traits morpho-structuraux NE-SW, comme l'escarpement du Château du Roi Arthur sur la marge et la Ride Pastouret dans le domaine océanique. La partie méridionale de cette marge est entaillée par des canyons NW-SE et séparée de la Marge des Entrées de la Manche par un canyon, également NW-SE, le canyon Whittard.

La structuration de la marge continentale de Goban se caractérise par la présence de failles à composante normale, de direction NW-SE (*Fig. I.4.*), qui déterminent une succession de blocs basculés vers le continent et de demi-grabens (*Fig. I.8.*), mais aussi par une structure en horst avec quelques bassins suspendus liés à de rares blocs faiblement basculés (Pinet *et al.*, 1991. D'après Pinet *et al.* (1991), une telle structuration impose une extension horizontale au niveau de l'éperon de Goban sans commune mesure avec celle des modèles d'extension établis pour la Marge Nord Gascogne. Les blocs basculés semblent découpés par des accidents orientés N70-N60 (Guennoc, 1978 ; Montadert *et al.*, 1979a, b) qui suggèrent une forte influence de l'héritage structural, comme des directions calédoniennes et/ou tardi-hercyniennes qui ont été mises en évidence à terre et sur le plateau continental des Entrées de la Manche.

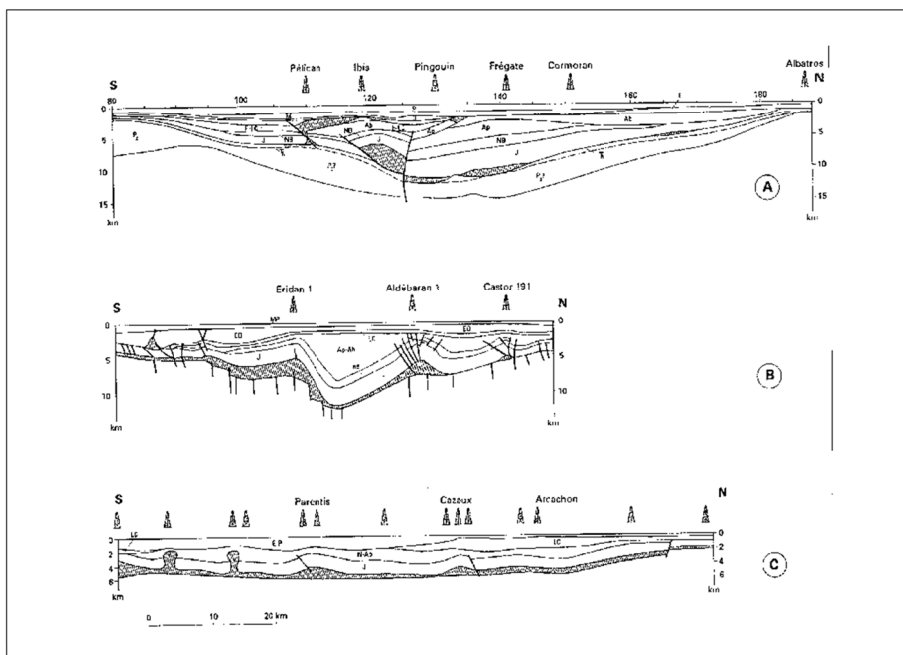
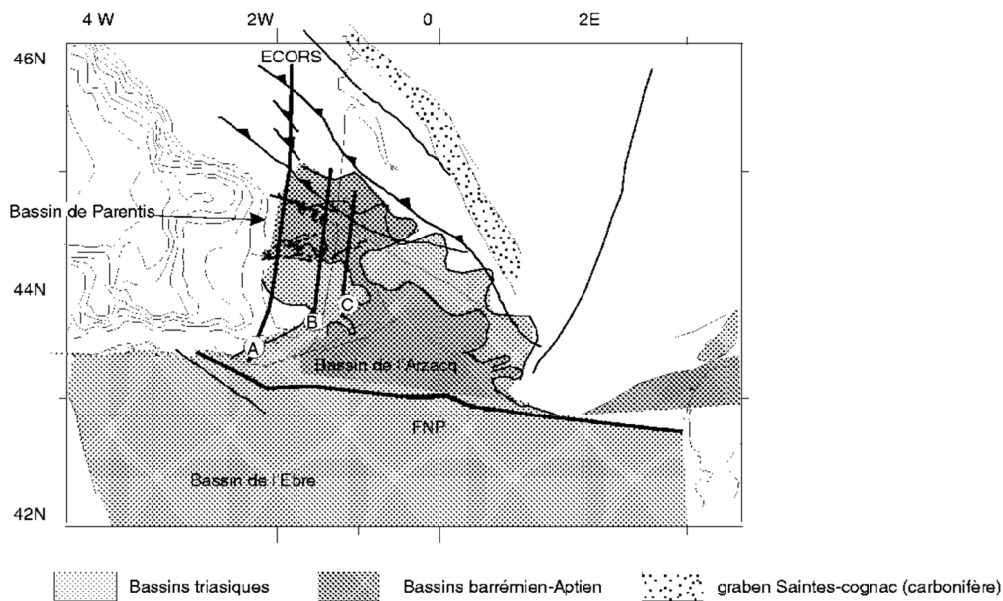


Figure I.9.:

Structure du Bassin de Parentis.

A. Plan de position des profils ECORS.

B. Coupes interprétatives de trois profils perpendiculaire au Bassin de Parentis (Bois et al., 1997).

Le Bassin de Parentis évolue d'est en ouest : sa couverture sédimentaire est de plus en plus importante en direction du golfe de Gascogne. Le socle continental présente aussi une topographie différente d'est en ouest, d'une simple cuvette à un bassin profond constitué de flanc abrupt. Les flancs du Bassin de Parentis ne présentent aucun bloc basculé : de grands panneaux de socle effondrés et flexurés constituent le rift.

A.I.2. La marge continentale aquitaine et le Bassin de Parentis

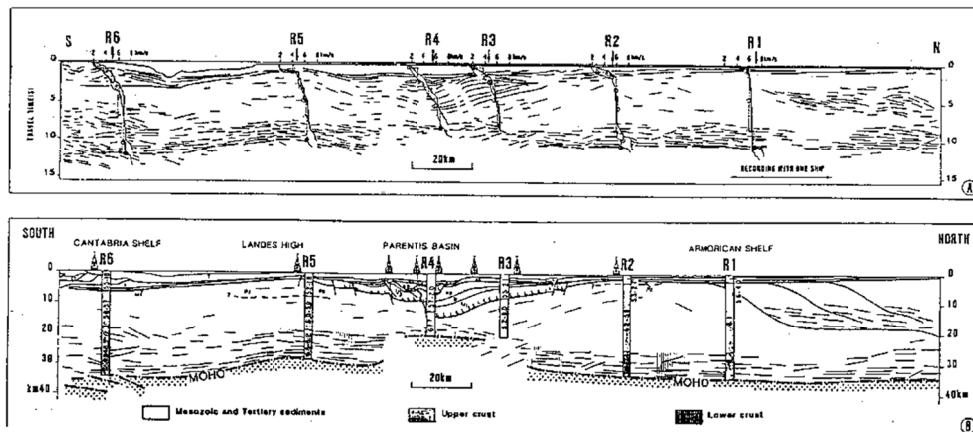
La marge continentale aquitaine comporte les bassins aquitains et le plateau marginal landais bordé au nord par le canyon du Cap Ferret et au sud par le canyon de Capbreton. A l'Est, le plateau landais est connecté au bassin de Parentis et à l'ouest au golfe de Gascogne (*Fig. I.1.*). Le cadre géologique de la région d'Aquitaine est un bâti anté-triasique caractérisé par une grande variété structurale (Pinet *et al.*, 1987a, b). Le Bassin d'Aquitaine est une large cuvette où se sont déposées d'importantes séries évaporitiques et ophitiques triasiques (*Fig. I.9. et I.10.*). Au Barrémo-aptien, un approfondissement important du socle continental a individualisé le Bassin de Parentis, compensé par un important dépôt sédimentaire (*Fig. I.9. et I.10.* ; Brunet, 1991).

Le Bassin de Parentis se trouve être dans le prolongement de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn (*Fig. I.1.*). Il apparaît actuellement comme une profonde dépression de 100 km de large (*Fig. I.9. et I.10.*) qui comprend une quinzaine de kilomètres de sédiments triasiques à tertiaires sur une croûte de 5-6 km d'épaisseur (Pinet *et al.*, 1987a ; Leau, 1997). Cette croûte extrêmement amincie présente peu de structures distensives superficielles comme des blocs basculés, mais une structuration sous forme de grands panneaux affaissés et basculés vers le centre du bassin (Pinet *et al.*, 1987c). La structuration tectonique de la croûte continentale supérieure est asymétrique, présentant un flanc méridional découpé en blocs affaissés créant des paliers (marche d'escalier) alors que le flanc septentrional est un panneau basculé vers le centre du bassin. Les blocs continentaux sont de l'ordre de 150 à 250 km de longueur et de 50 à 80 km de largeur dans leur forme actuelle (Brunet, 1991). Un accident sub-vertical important traverse la couverture sédimentaire triasico-albienne au centre du bassin. Sa relation avec la croûte n'est abordée dans aucune publication.

Sous le Bassin de Parentis, la couche réflective de la croûte inférieure s'atténue fortement (Pinet *et al.*, 1987a, b) ne laissant qu'une croûte supérieure de 5km d'épaisseur. Le Bassin de Parentis se caractérise aussi par une remontée du Moho d'une quinzaine de kilomètres sur une zone de 60 km de large (Bois *et al.*, 1997c ; Gariel *et al.*, 1997 ; Pinet *et al.*, 1987a, b). Le Moho a été situé à 7 std, c'est-à-dire 20 km de profondeur (Pinet *et al.*, 1987a ; Leau, 1997). Dans le bassin de Parentis, la limite croûte/manteau est complexe et en relation avec un épaissement brutal de la couverture sédimentaire, directement connecté à la plaine abyssale du golfe de Gascogne (Pinet *et al.*, 1987a ; Leau, 1997).

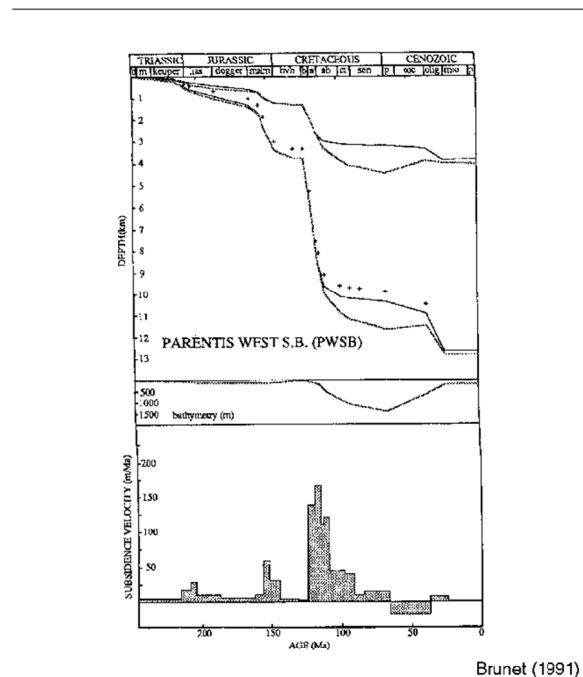
Les travaux de Brunet (1991) ont permis d'associer la subsidence du bassin jusqu'à l'Albien à l'amincissement de la croûte tel qu'on l'observe aujourd'hui. Dans le cas d'une conservation de masse, l'extension horizontale calculée est de l'ordre de 45 km à 35 km (profil ECORS).

A



Bois *et al.* (1997)

B



Brunet (1991)

Figure I.10. : Le Bassin de Parentis.

A. Structure profonde du Bassin de Parentis (Profil ECORS) d'après Bois *et al.* (1997). Ce profil est positionné sur la Figure I.9. (coupe A).

B. Courbe de subsidence du Bassin de Parentis de Brunet (1991).

Le Bassin de Parentis se caractérise par une épaisse couverture sédimentaire (15 km) qui repose sur une croûte continentale extrêmement amincie (5 km) et par une remontée de plus de 15 km du Moho sous le bassin.

La couverture sédimentaire est constituée d'une importante épaisseur aptienne et barrémienne, qui souligne une importante subsidence tectonique à l'Aptien et au Barrémien.

La couverture sédimentaire ne serait pas amincie par l'extension, mais se serait décollée de son substratum grâce à une surface de découplage à la base des sédiments (Trias salifère-Infralias) (Brunet, 1991). Ce décollement de la couche sédimentaire sur les sédiments de base, qui aurait provoqué une dénudation partielle au sommet des pentes, empêche toute évaluation de l'extension crustale par rapport à la couverture sédimentaire (Brunet, 1991).

® Le Bassin de Parentis se caractérise, donc, par un amincissement crustal important, une remontée du Moho de plus d'une quinzaine de kilomètres sous la partie centrale et par la présence d'une épaisse série évaporitique triasique.

A.I.3. La Marge Nord Ibérie

A.I.3.1. Sa morphologie

La Marge Nord Ibérie borde le golfe de Gascogne au sud et longe les régions basco-cantabrique, asturienne et galicienne de l'Espagne (*Fig. I.1.*). Conjugée de la Marge Nord Gascogne, la Marge Nord Ibérie a une morphologie très différente. Orientée globalement EW, elle possède une plate-forme de quelques kilomètres de large (20 à 30 km) et une pente extrêmement escarpée et découpée par quelques canyons sous-marins. La Marge Nord Ibérie comporte plusieurs segments :

- au large du pays basco-cantabrique, elle est extrêmement étroite ;
- au large des Asturies, elle se subdivise en deux plateaux : la plate-forme proprement dite et le Banc Le Danois ;
- à l'ouest du Cap Penas, elle se subdivise en deux segments, orientés globalement WNW-ESE, séparés et décalés l'un de l'autre par des canyons sous-marins, dont les principaux sont le canyon d'Aviles et le canyon de la Corogne. Des échantillons de croûte continentale ont été dragués sur le Cap Ortegal.

La pente continentale abrupte de la plaque Ibérie se poursuit aussi sur le flanc nord du Banc de Galice qui se compose d'un socle continental recouvert au pied de son flanc NW par des coulées basaltiques datées de 100 ± 5 Ma (Boillot et Malod, 1988a ; Kornprobst *et al.*, 1988a). La pente occidentale du Banc de Galice est, quant à elle, constituée en partie d'affleurements de serpentinites (Boillot et Malod, 1988a).

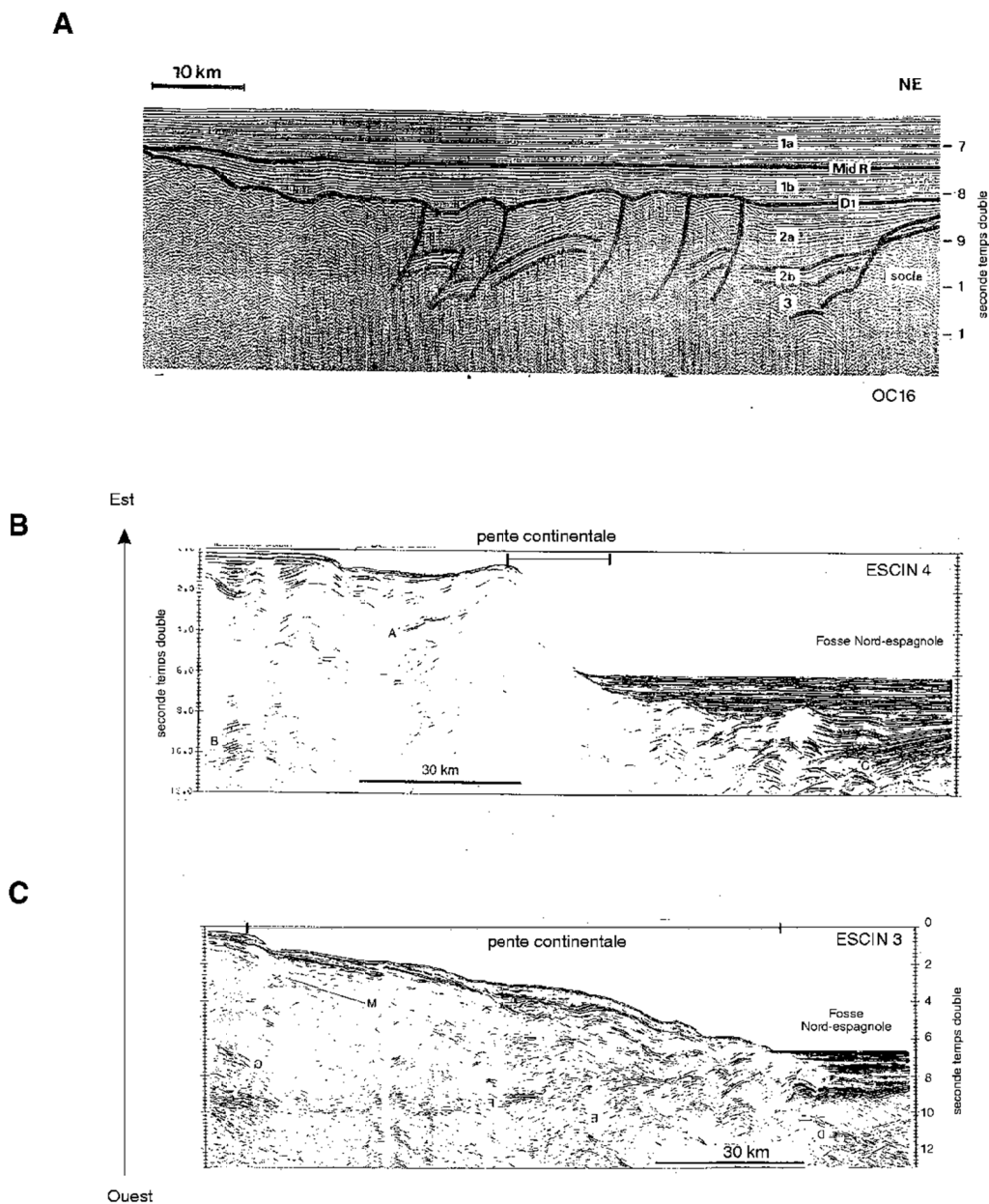


Figure I.11. : Évolution de la fosse Nord Ibérique.

Cette marge se compose, de l'est vers l'ouest, d'une pente fortement tectonisée et d'une fosse sédimentaire devant un prisme d'accrétion.

A : Profil de sismique réflexion OC16, interprété par Derégnaucourt (1981).

B et C : Profils ESCIN 3 et ESCIN 4 interprétés par Alvarez-Marron et al. (1997). Ils sont perpendiculaires à la Marge Nord-Ibérique (Figure I.2.).

Noter l'atténuation d'est (B) en ouest (A) de la pente continentale de la Marge Nord-Ibérie, ainsi que la diminution d'épaisseur de la fosse nord-espagnole.

A.1.3.2. Structure superficielle de la Marge Nord Ibérie, la fosse marginale et la Ride Sud Gascogne

Selon de nombreux auteurs, la zone aurait subi l'orogénèse hercynienne, puis la distension permotriassique pour enfin aboutir au Crétacé inférieur à une marge passive, conjuguée de la marge passive armoricaine (Boillot, 1983). Au Crétacé supérieur, cette marge passive a subi des déformations compressives, aboutissant à un épaissement crustal à l'Éocène (Boillot *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1971a, 1974 ; Boillot, 1983). La Marge Nord Ibérie doit sa morphologie actuelle (*Fig. I.1.*) à la phase compressive pyrénéenne, induite par le mouvement de convergence de l'Ibérie vers l'Europe à l'Éocène.

a) La fosse Nord Ibérique

Cette fosse a été mise en évidence pour la première fois par Bacon *et al.* (1969), par les données de gravimétrie, de sismique réfraction et de sismique réflexion du Comité d'Études marines (Damotte *et al.*, 1969 ; Montadert *et al.*, 1971a ; Sibuet et Le Pichon, 1971a) : elle a été définie par une anomalie gravimétrique négative, par d'importantes subsidence et accumulation sédimentaire et observée sur les images de sismique réflexion (*Fig. I.11.*). Elle est limitée au sud par la pente continentale nord ibérique très escarpée, d'environ 500 km de long, constituée d'un prisme d'accrétion (Grau *et al.*, 1973). Au nord, sa limite est plus complexe et correspond plus ou moins à la Ride Sud Gascogne (*Fig. I.12.*). Les récents travaux effectués sur la pente et la fosse nord ibérique mettent en évidence (*Fig. I.11.*) : **(1)** la continuité du prisme d'accrétion le long de la Marge Nord Ibérie (Alvarez-Marron *et al.*, 1996) jusqu'à la marge nord de Galice (Frappa et Vaillant, 1972) ; **(2)** une réduction d'épaisseur de la série syn-déformation ; **(3)** une atténuation de la déformation vers l'ouest, en direction de l'océan Atlantique (Alvarez-Marron *et al.*, 1997).

Cette fosse est subsidente depuis le Crétacé supérieur, avec un développement considérable des séries tertiaires post-éocènes (6 à 8 km d'épaisseur) en liaison avec l'orogène et l'érosion de la chaîne pyrénéenne (Bacon *et al.*, 1969 ; Boillot, 1983 ; Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1971b). Les sédiments profonds, syn- et anté-éocènes, sont fortement déformés et tectonisés (*Fig. I.11.*) (Montadert *et al.*, 1971b ; Sibuet *et al.*, 1971b). La fosse et son prisme d'accrétion témoigneraient, de part leur morphologie et leur structure, d'une subduction au Paléocène et à l'Éocène inférieur du golfe de Gascogne sous l'Ibérie (Montadert *et al.*, 1971a ; Derégnaucourt et Boillot, 1982 ; Pulgar *et al.*, 1996 ; Alvarez-Marron *et al.*, 1996, 1997 ; Fernandez-Viejo *et al.*, 1998). Un raccourcissement de 35 km environ a été calculé dans le prisme d'accrétion au large de la région de Galice, alors que le raccourcissement dans les Pyrénées orientales est d'environ 150 km (Olivet, 1996).

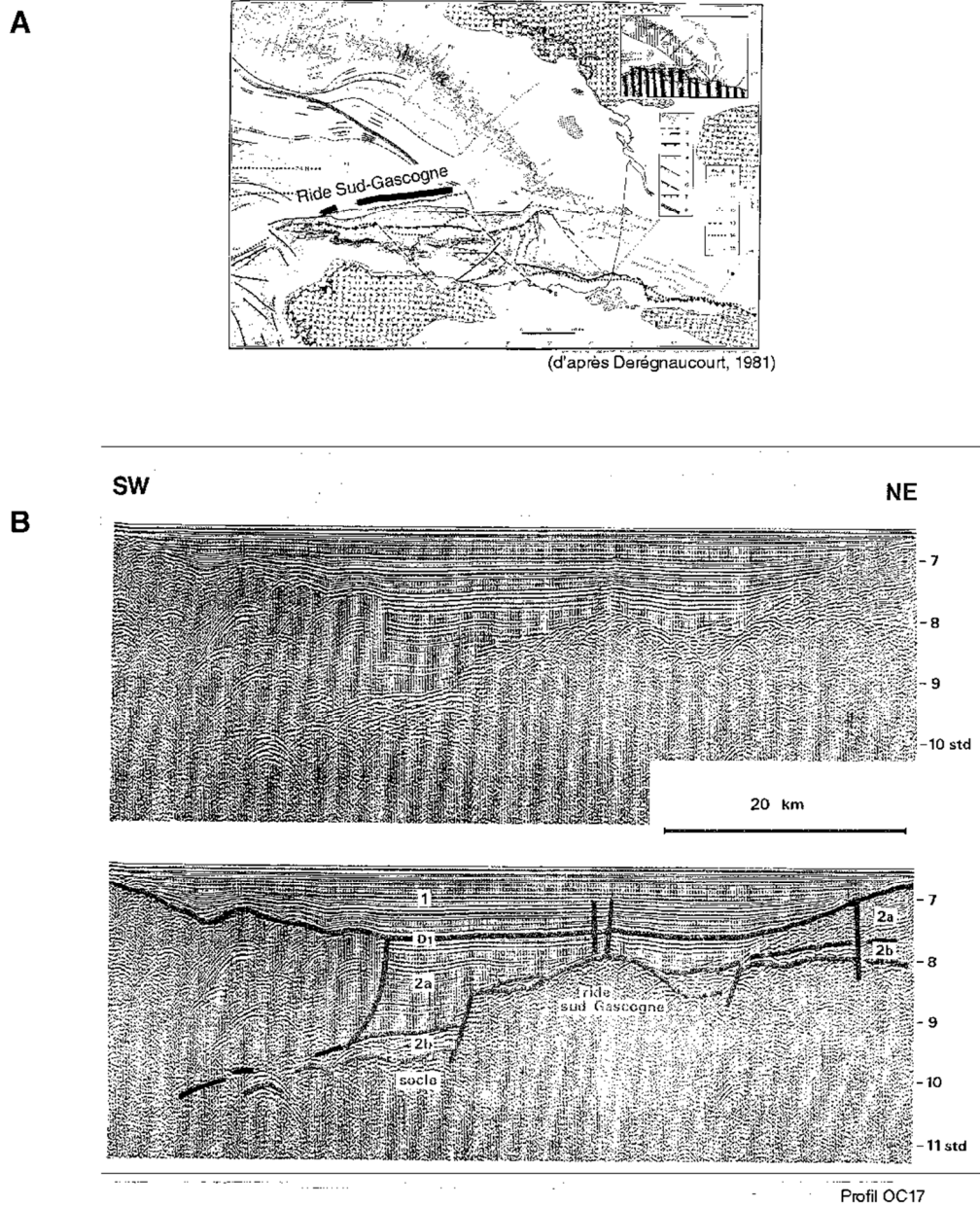


Figure I.12. : Image sismique de la Rive Sud-Gascogne

A : Positionnement de la Rive Sud d'après Derégnaucourt (1981).

B : Coupe sismique définissant la Rive Sud-Gascogne (interprétée par Derégnaucourt, 1981).

La Rive Sud-Gascogne limiterait le domaine océanique du golfe de Gascogne de la fosse nord espagnole. Cette dernière est caractérisée par une importante couverture sédimentaire et par un prisme d'accrétion.

b) La Ride Sud Gascogne

La Ride Sud Gascogne (Fig. I.12.) fut décrite par Montadert et al. en 1971 et définie comme étant une zone haute dès le Crétacé inférieur, depuis le débouché du graben de Cap Ferret jusqu'au coin nord-ouest de l'Espagne. Là, elle vient pratiquement au contact de la pente continentale, ce qui a pour conséquence de fermer la fosse à l'Ouest (Montadert et al., 1971b). Cette ride, orientée E-W, a une continuité de plus de 500 km, de l'embouchure du graben du Cap Ferret jusqu'au sud du Mont Biscay (Grau et al., 1973). Ce relief, cependant, évolue d'ouest en est : il s'élève progressivement vers l'Ouest où il prend l'allure d'une intrusion basaltique et où il se raccorde avec le substratum basaltique de la zone centrale (Montadert et al., 1971b ; Grau et al., 1973). Montadert et al. (1971) suggèrent l'existence d'une relation entre la formation de cette ride, situé dans l'axe du canyon du Cap Ferret et la formation du graben que constitue le Bassin de Parentis. Pour Frappa et Vaillant (1972), cette ride existerait depuis le Crétacé inférieur. Cet âge est en désaccord avec les travaux de Fidalgo-González (1995) qui établit une mise en place de la Ride Sud Gascogne dans le domaine oriental à l'Éocène

A.I.3.3. Structure profonde de la Marge Nord Ibérie

La structure crustale de la Marge Nord Ibérie n'a été visualisée que très récemment grâce aux profils de sismiques réflexion et réfraction ESCIN (Pulgar *et al.*, 1996 ; Alvarez-Marron *et al.*, 1996, 1997) et aux travaux gravimétriques (Fernandez-Viejo *et al.*, 1998). Le domaine continental non-aminci (35 km d'épaisseur) se composerait d'une croûte continentale supérieure de vitesses 5,0 à 6,0 km/s, d'une croûte continentale moyenne de vitesses 6,3 à 6,5 km/s et d'une croûte continentale inférieure de vitesses 6,7 à 6,9 km/s (Fig. I.13.). L'étude des profils IAM12 et ESCIN a mis en évidence une croûte continentale inférieure litée entre 10 et 15 std sous la plate-forme et entre 8 à 10 std sous la pente continentale (Fig. I.13.).

Les principaux travaux révèlent une évolution dans la structure crustale de l'Ouest à l'Est (de la région de Galice à la région basco-cantabrique) : une zone de subduction fossile, active sur une très courte durée (nord-ouest Ibérie, Banc de Galice) évolue vers une collision continentale (à l'Est, les Pyrénées) (Fernandez-Viejo *et al.*, 1998). La majorité des auteurs, sur ces données récentes, est en accord pour une subduction de la croûte océanique vers le sud ou SSE sous la plate-forme continentale de la région de Galice (profil IAM12). En intégrant aux données de sismique réflexion multitrace des données de réfraction grand angle et des modèles de gravimétrie, les auteurs interprètent le matériel observé sous la pente continentale orientale de la Marge Nord Ibérie comme une croûte océanique évoluant vers une croûte continentale inférieure subductée sous la plaque Ibérie (Fig. I.13.). Ce matériel a des vitesses de 7,0 à 7,2 km/s. Il semblerait être le prolongement du socle acoustique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne. Le manque de contrainte ne permet pas actuellement de certifier cette relation. Pour certains auteurs, la subduction de ce matériel trop léger sous la plaque Ibérie provoquerait un découplage entre la croûte continentale supérieure et la croûte continentale inférieure de la plaque Ibérie ; la croûte continentale inférieure subduirait sous le matériel subducté du golfe de Gascogne.

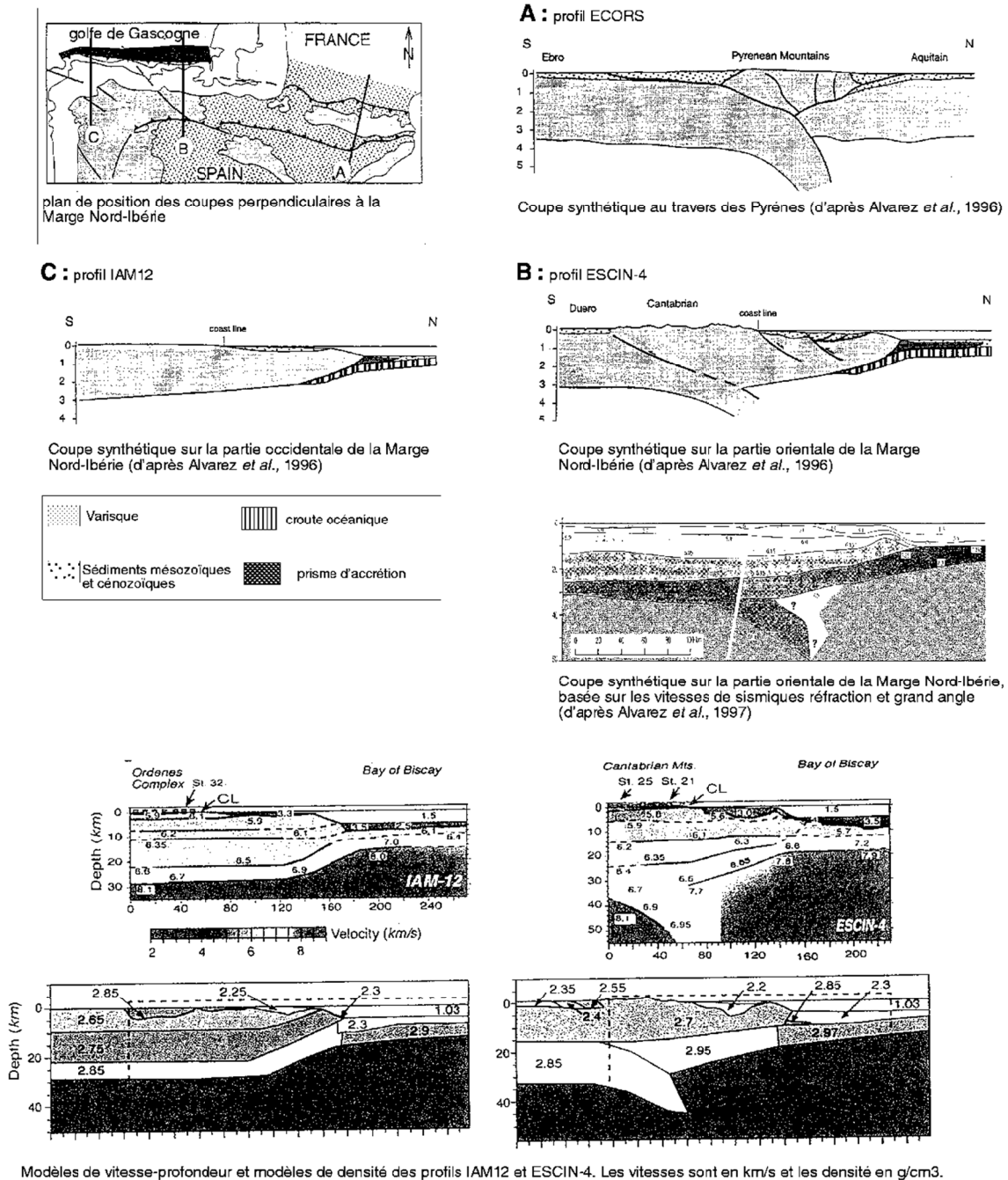


Figure 1.13. :

Évolution de la structure crustale de la Marge Nord Ibérique, d'est en ouest. Le profil IAM12 (c) et le profil ESCIN 4 (B) caractérisent la Marge Nord-Ibérie. Le profil ECORS (C) caractérise les Pyrénées.

Si la structure profonde peut se résumer en une simple subduction de croute océanique sous la Marge Nord-Ibérique occidentale, elle apparaît plus complexe dans la partie orientale, se rapprochant de plus en plus du style des Pyrénées.

Si la nature océanique du matériel subducté est peu discutée pour la partie occidentale, la relation entre le substratum de la plaine abyssale du golfe de Gascogne et le matériel profond de la Marge Nord-Ibérique est incertaine.

Ce modèle structural offre de fortes ressemblances avec la structure profonde des Pyrénées, observée le long du profil sismique ECORS (Alvarez-Marron *et al.*, 1997).

® En résumé, les structures pyrénéennes se prolongent dans le golfe de Gascogne, le long de la Marge Nord Ibérie sous la forme d'une marge étroite, d'une fosse tectonique et d'un prisme d'accrétion (*Fig. I.2.*). Alors que la marge passive armoricaine a conservé ses structures acquises durant le rifting, la Marge Nord Ibérie présente toutes les caractéristiques d'une marge active fossile. La subduction de la croûte océanique sous la partie occidentale de la plaque Ibérie a été confirmée par les travaux basés sur la campagne ESCIN. Le domaine oriental est, quant à lui, plus complexe, se rapprochant de la structure profonde des Pyrénées.

A.II. Présentation du domaine océanique

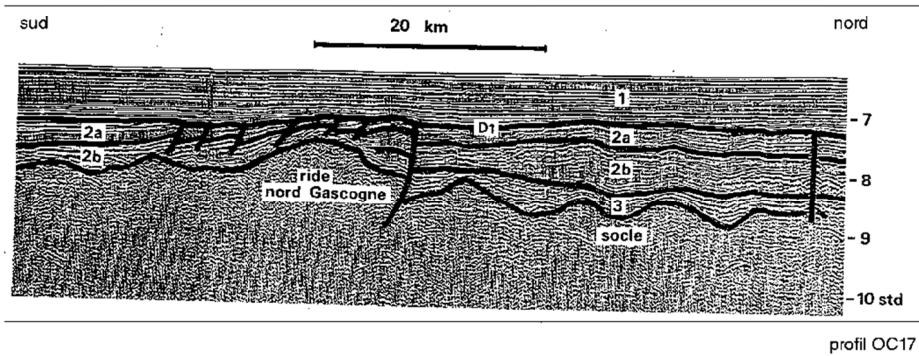
La partie centrale du golfe de Gascogne correspond à une vaste cuvette triangulaire, s'ouvrant sur l'Atlantique (*Fig. I.1.*). Cette plaine abyssale comprend d'importantes montagnes sous-marines qui s'alignent pour quelque unes d'entre elles selon une orientation EW : le Mont de Biscay, le Mont Charcot, le Mont Cantabria et ses satellites. Au nord de cet axe, la limite occidentale de la plaine abyssale du golfe de Gascogne est marquée par un alignement de hauts structuraux, qui comprend la Montagne Armorique. Symétrique de la Montagne Armorique, le mont de la Corogne sépare la plaine abyssale du golfe de Gascogne de l'Atlantique Nord. Situé sur la bordure orientale du Bassin Armoricain, le Dôme Gascogne est une structure asymétrique, tout comme l'escarpement de Trévelyhan, le Mont Armorique et le Mont Cantabria (*Fig. I.1.*), qui présentent un flanc S-SE escarpé et surélevé.

A.II.1. La Région Centrale

Le substratum de la région centrale est très irrégulier, probablement basaltique et recouvert d'une série sédimentaire d'épaisseur très variable 0-3000m, fonction de la profondeur du substratum préexistant (Bacon *et al.*, 1969 ; Malzac, 1970 ; Montadert *et al.*, 1971b ; Grau *et al.*, 1973). L'âge des séries les plus profondes est incertain, peut-être déjà Crétacé inférieur, au moins Crétacé supérieur (Montadert *et al.*, 1979a).

La partie centrale du golfe de Gascogne se caractérise par d'importantes anomalies magnétiques, orientées EW à ESE-NNW (*Fig. I.14.b.*). Découvertes par Matthews et Williams (1968) et étudiées par Le Mouël et Le Borgne (1971) et Schouten *et al.* (1971), ces anomalies magnétiques ont confirmé la nature océanique du substratum avancée par les premières études de sismiques réflexion de Bacon *et al.* en 1969. La structure crustale serait donc typiquement océanique, avec une profondeur du Moho située vers 11km au centre du golfe de Gascogne (Bacon *et al.*, 1969). L'absence de l'anomalie magnétique 33 et la présence de l'anomalie magnétique 34 (Cande et Kristoffersen, 1977) qui caractérisent le point triple, suggèrent que l'accrétion océanique a cessé entre les anomalies 33 et 34 (Montadert *et al.*, 1979a, b). Il est postulé par de nombreux auteurs que l'accrétion a débuté dans le golfe de Gascogne dans l'Albien/Aptien, postérieure à l'Anomalie M0 (Montadert *et al.*, 1979a, b) : L'anomalie M0 n'a pas été reconnue dans le golfe. La datation des échantillons de croûte océanique, forés lors du Leg 80 au pied de la Marge de Goban, situe l'accrétion à la base de l'Albien.

A



B

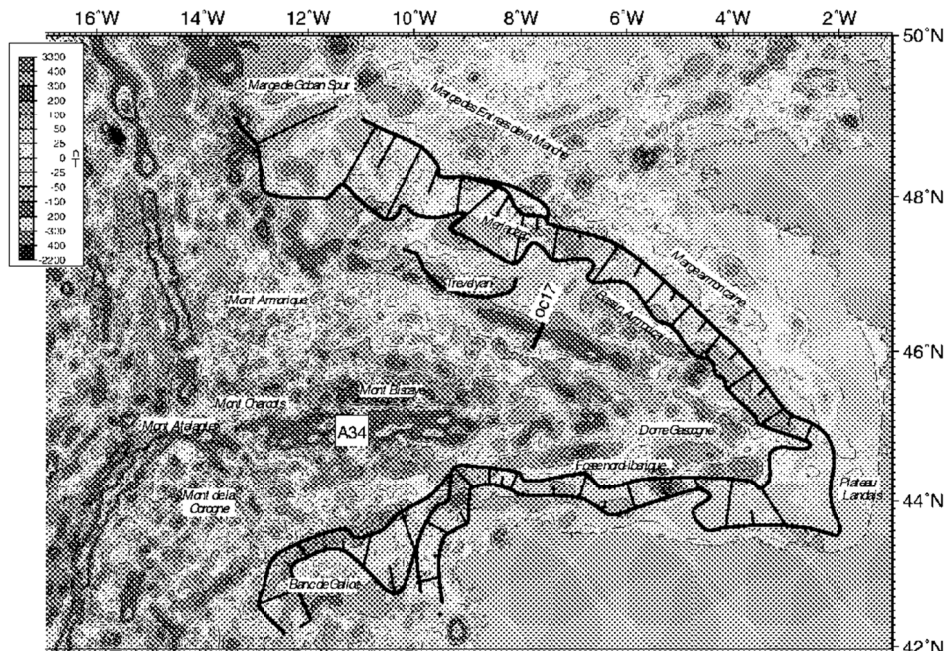


Figure I.14. : Structure de la Ride Nord-Gascogne.

A : Image sismique d'un haut de socle observé sur le profil OC17 (Derégnaucourt, 1981).

B : Carte des anomalies magnétiques de Verhoef (1996) du golfe de Gascogne.

Le haut de socle, observé sur le profil OC17, a été associé à une large anomalie magnétique négative. Cette dernière s'étend de Trévélyan au Dôme Gascogne. La Ride Nord-Gascogne est supposée border le Bassin Armoricaïn. Pour la majorité des auteurs, cette ride représenterait la limite continent/océan.

Cette région centrale océanique du golfe de Gascogne serait limitée au nord par la Ride Nord Gascogne et au sud par la Ride Sud Gascogne. La limite occidentale du golfe devrait être la zone où les directions magnétiques du golfe passent aux alignements magnétiques de l'Atlantique Nord (Montadert et Winnock, 1971c). Elle est définie au nord de l'axe Biscay-Charcot par un alignement de hauts structuraux (orienté NE-SW) qui représenteraient aussi la trajectoire fossile NE du point triple du golfe de Gascogne (Fig. I.1., Sibuet *et al.*, 1994). Si de telles structures ne jalonnent pas le domaine méridional de l'axe Biscay-Charcot (Sibuet *et al.*, 1994), une anomalie magnétique négative orientée NW-SE est observée entre le Mont Atalante et le Banc de Galice (Fig. I.14.b.). La limite orientale du domaine océanique est fortement controversée. Pour certains auteurs, elle s'étendrait au-delà du Dôme Gascogne, jusqu'au graben du Cap Ferret-Parentis (Limond *et al.*, 1974 ; Montadert *et al.*, 1974).

A.II.2. La Ride Nord Gascogne

La Ride Nord Gascogne souligne la bordure septentrionale du domaine central du golfe de Gascogne, caractérisée par de fortes anomalies magnétiques linéaires typiques d'un domaine océanique (Fig. I.14.). Cette ride de socle fut révélée par Bacon *et al.* (1969, reconnue en sismique réflexion sur le profil OC17 et nommée *Ride Nord Gascogne* par Grau *et al.* (1973) et Montadert *et al.* (1974). Derégnaucourt (1981) associe cette ride de socle à un axe magnétique négatif important orienté NW-SE (Fig. I.14.) qui s'étend sur plus de 300 km joignant le bord méridional de l'escarpement de Trévelyan à celui du dôme de Gascogne (Bacon *et al.*, 1969 ; Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1974 ; Derégnaucourt, 1981). De part la position de cette ride et la nature du substratum du Bassin Armoricaïn postulée continentale, cette ride a la valeur d'une frontière importante dans la croûte, séparant au nord la croûte continentale très amincie du Bassin Armoricaïn d'une croûte océanique plus épaisse (4,5 km) au sud (Lalaut *et al.*, 1981). Cette ride est donc actuellement considérée par la majorité des auteurs comme soulignant la limite océan/continent (Montadert *et al.*, 1979c ; Roberts *et al.*, 1979 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982 ; Avedik *et al.*, 1996).

Pour la plupart des auteurs, la Ride Nord Gascogne est supposée ancienne car les séries sédimentaires les plus profondes du Bassin Armoricaïn se biseautent sur son flanc nord (Limond *et al.*, 1974 ; Montadert *et al.*, 1974). Son socle est diffractant et, comme pour sa couverture sédimentaire, affecté d'une fracturation éocène (Grau *et al.*, 1973) supposée être le résultat d'un ou plusieurs accidents décrochants (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Limond *et al.*, 1974 ; Montadert *et al.*, 1979c ; Derégnaucourt, 1981). À partir des données de sismique réfraction (ligne B), de nombreux auteurs attribuent à la Ride Nord Gascogne une nature océanique (Bacon *et al.*, 1969 ; Damotte *et al.*, 1971 ; Limond *et al.*, 1972, 1974 ; Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1974). D'autres auteurs proposent que le socle de la ride ne reflète pas une nature typiquement océanique (Damotte *et al.*, 1971 ; Sichler *et al.*, 1971 ; Limond *et al.*, 1972). Derégnaucourt (1981), quant à lui, suggère que l'on pourrait rechercher la cause de cette ambiguïté dans le caractère transitionnel de cette ride. Pour d'autres, ce relief serait plutôt la conséquence d'une faille transformante (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Limond *et al.*, 1974) qu'un ancien centre d'accrétion (Limond *et al.*, 1974) ou une ride de socle continental (Limond *et al.*, 1974).

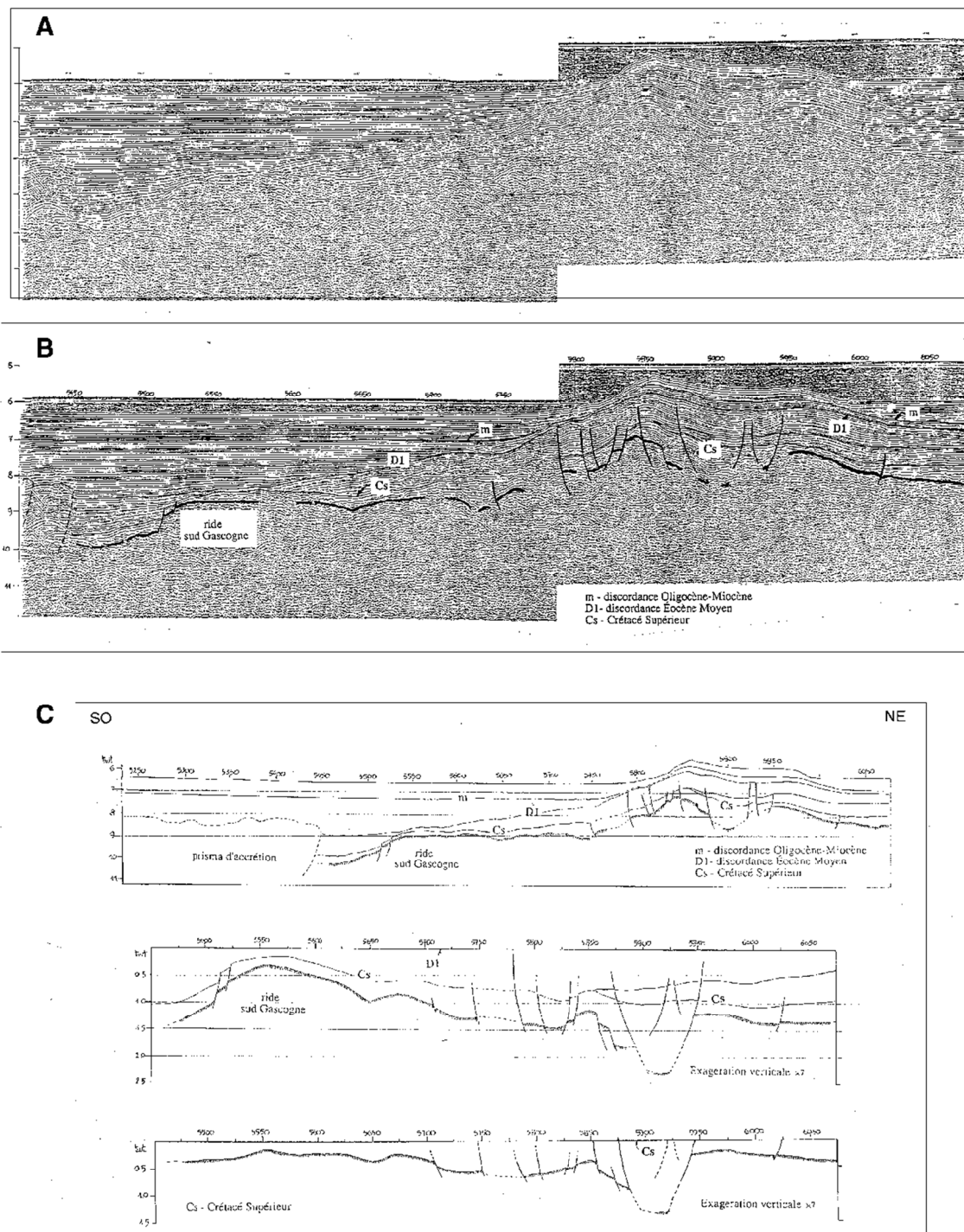


Figure I.15.:

Structure sismique et reconstruction palinspastique du Dôme Gascogne.

A : Profil de sismique réflexion OC16 (1969).

B : Interprétation du profil OC16 d'après L. Fidalgo Gonzalez (1995).

C : Reconstitution palinspastique du Dôme Gascogne en ramenant le toit du Crétacé Supérieur à l'horizontal (Fidalgo Gonzalez, 1995).

Noter la disposition de la Ride Sud-Gascogne et du profond bassin sédimentaire situés à la place du Dôme Gascogne.

Il faut savoir que toutes ces observations et hypothèses effectuées sur la Ride Nord Gascogne dérivent d'un seul et unique profil, le profil OC17 (1969-1970). L'hypothèse de la continuité de cette structure n'est fondée que sur l'existence d'une forte anomalie magnétique négative et d'une hypothétique relation entre cette anomalie et la ride.

A.II.3. Le Dôme Gascogne

Le Dôme Gascogne est une petite élévation sous-marine qui se situe à environ 70 miles nautiques vers l'ouest du rebord de la plate-forme (Malzac, 1970). Il se marque dans la topographie par deux crêtes, dont la plus élevée est la crête méridionale, séparées par une cuvette suspendue (*Fig. I.11.*, Derégnaucourt, 1981). Ce relief semble se prolonger vers l'ouest par une petite protubérance allongée NW-SE, haute d'une centaine de mètres, visible sur la carte bathymétrique et appelée Burdigala (Berthois et Brenot, 1966 ; Derégnaucourt, 1981). Le Dôme Gascogne a une couverture sédimentaire plus complète que celle de la plaine abyssale, légèrement inclinée vers le nord-est (*Fig. I.15.*, Frappa *et al.*, 1970 ; Malzac, 1970). Affecté de nombreux accidents sur le flanc sud (Malzac, 1970), ce relief aurait été surélevé au cours de la phase Éocène, expliquant ainsi la présence de matériel ancien au dessus de sédiment plus récent de la plaine abyssale (Damotte *et al.*, 1969 ; Frappa *et al.*, 1970 ; Malzac, 1970 ; Sibuet *et al.*, 1971b). Le Dôme Gascogne a été interprété comme un bassin inversé par Fidalgo-González (1995) (*Fig. I.15.*). Ce relief aurait repris des directions structurales antérieures EW bien marquées dans la topographie jusqu'au pied de la pente continentale armoricaine et du continent (Malzac, 1970). Frappa *et al.* (1970) ont montré l'existence de failles au pied de la pente continentale et de failles qui limitent le Dôme Gascogne au NE et SW, permettant de définir ainsi leur direction N100, direction concordante avec celle du Bassin de Parentis. L'ensemble du Dôme Gascogne est associé à une anomalie gravimétrique qui serait due à un épaissement local de la croûte de 8 km d'épaisseur sur 20 km de large, à l'aplomb de la Ride Nord Gascogne (Lalaut *et al.*, 1981).

A.II.4. Les autres monts sous-marins de la plaine abyssale

Le socle acoustique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne remonte brutalement au niveau des montagnes sous-marines de Charcot et de Biscay et se ploie vers le Sud à la hauteur d'un axe joignant le Mont Cantabria au Dôme Gascogne (Derégnaucourt, 1981 ; Sibuet et Le Pichon, 1971a). Le Mont Cantabria et la Montagne de Biscay, comme le Dôme Gascogne, présentent des accidents sur le flanc sud et nord, ainsi que des similitudes stratigraphiques (Malzac, 1970). La couverture sédimentaire du Mont Cantabria repose sur un substratum basaltique (DSDP, Leg 12). Deux hypothèses principales s'affrontent sur l'origine du Mont Cantabria : Pour de nombreux auteurs, la ligne du Mont Cantabria-Dôme Gascogne, qui apparaît sur la carte bathymétrique, serait la conséquence du bombement de la lithosphère avant son plongement sous le continent ibérique, accompagné de manifestations volcaniques (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Sibuet et Le Pichon, 1971a ; Sibuet *et al.*, 1993, 1994). Pour d'autres, ils seraient le reflet d'une tectonique compressive éocène (Montadert *et al.*, 1971b ; Sibuet *et al.*, 1971b). Comme le Dôme Gascogne, le Mont Cantabria pourrait être un bassin sédimentaire inversé, soulevé puis basculé. Pour Muraour *et al.* (1971), la montagne de Biscay s'est mise en

place à la même époque que les reliefs Gascogne et Cantabria, certainement avec le même processus structural. Les monts Charcot et le Mont Biscay seraient de nature basaltique (Muraour P. *et al.*, 1971) et correspondraient à l'axe d'accrétion fossile lié à l'ouverture du golfe de Gascogne. De nombreux auteurs expliquent l'importance des reliefs et le caractère rectiligne de certaines structures par l'activité d'importants rejets tectoniques pyrénéens (Olivet *et al.*, 1984 ; Sibuet *et al.*, 1994 ; Olivet, 1996). La Montagne Armorique serait un haut de socle océanique recouvert d'une couverture sédimentaire du Crétacé inférieur et peut-être du Jurassique (Frappa *et al.*, 1974). Les images sismiques révèlent l'existence d'une inversion tectonique des séries anciennes, au faciès sismique transparent (Frappa *et al.*, 1974) semblable à celui des séries de type *Black Shales*. Un échantillon de sédiment, daté de l'Albien, a été carotté sur le flanc septentrional de la Montagne Armorique (Frappa *et al.*, 1974). Pour certains auteurs, la Montagne Armorique, serait le symétrique du Mont de la Corogne par rapport à l'axe Biscay-Charcot, représentant ainsi la trace fossile d'un point triple entre l'Ibérie, l'Europe et l'Amérique du Nord de l'Anomalie J à l'Anomalie 34 (Olivet *et al.*, 1984 ; Sibuet *et al.*, 1994 ; Olivet, 1996) ; une structure topographique identique existe du côté canadien, le long de la troisième trajectoire fossile du point triple (Olivet *et al.*, 1984 ; Olivet, 1996). La Montagne Armorique et le Mont de la Corogne auraient donc été formés simultanément lors d'un épisode magmatique anormal (Sibuet *et al.*, 1994).

A.III. Limite ou Transition Océan/Continent dans le golfe de Gascogne

Dans les années 70-80, la frontière entre le domaine continental d'une marge passive non-volcanique et le domaine océanique vrai était considérée comme une limite structurale simple, appelée la limite océan/continent. Cette limite était généralement placée au pied de la pente continentale. Le passage du domaine continental de la Marge de Goban au domaine océanique de l'océan Atlantique est un exemple typique, puisque la croûte continentale amincie est directement en contact avec la croûte océanique (Montadert *et al.*, 1979 ; Pinet *et al.*, 1991). Ces dernières années, au vu des récentes découvertes effectuées à l'ouest de la marge Ouest ibérique (Boillot *et al.*, 1987 ; Beslier *et al.*, 1990 ; Whitmarsh *et al.*, 1990), au pied de la marge de Terre-Neuve (Keen et De Voogd, 1988) et de la marge SW australienne (Nicholls *et al.*, 198), le terme de zone de transition continent-océan a fait son apparition. Par rapport au terme de limite continent-océan, il implique l'existence d'un domaine, d'une largeur non négligeable, aux caractéristiques différentes du domaine continental et du domaine océanique. Quel que soit le terme utilisé, ce trait géologique est fondamental, puisqu'il est l'empreinte de la rupture continentale et de la naissance d'une croûte océanique.

A.III.1. Caractéristiques d'une zone de transition océan/continent

Ces dernières années ont vu une intensification et une diversification des recherches sur la marge de Galice et la marge de la Plaine Abyssale Ibérique située au pied de la marge Ouest Ibérique. Les résultats de ces études ont mis en évidence l'existence d'un domaine intermédiaire entre le domaine continental et le domaine océanique, associé à une signature magnétique atypique caractérisée par une magnétisation de très faible amplitude. Cette zone de transition, pouvant atteindre plus d'une centaine de kilomètres de large (Beslier

et al., 1995 ; Pickup *et al.*, 1996) a été définie comme ayant : **(a)** un socle acoustique plus profond que celui des domaines voisins ; **(b)** une couche superficielle de socle sismiquement non-réfléctive et extrêmement fine (de 1 à 2,5 km) sur un socle qui contient des réflecteurs pentés vers le continent (Pickup *et al.*, 1996); **(c)** des vitesses sismiques inférieures à 5 km/s pour le sommet du socle sur du matériel de vitesses supérieures à 7km/s (7,3-7,6 km/s) (Whitmarsh *et al.*, 1990 ; Pickup *et al.*, 1996). Au vue des échantillons forés (Sawyer *et al.*, 1984 ; Boillot *et al.*, 1987 ; Whitmarsh *et al.*, 1998), cette couche superficielle non-réfléctive a été interprétée comme du manteau supérieur exposé tectoniquement et intensivement serpentinisé (Pickup *et al.*, 1996).

Les forages ODP ont révélé à plusieurs reprises des péridotites dans la zone de transition océan/continent sous la couverture sédimentaire (Sawyer *et al.*, 1984 ; Boillot *et al.*, 1987 ; Whitmarsh *et al.*, 1998). Ces dernières années, il a été suggéré que sous le bassin SW australien, ainsi qu'au large de Terre-Neuve et du Groenland, une zone de transition océan/continent existe, comparable à celle de la plaine abyssale ibérique.

Toutes ces transitions océan/continent sont associées à une signature magnétique atypique. Différentes des anomalies magnétiques linéaires caractérisant une croûte océanique, les anomalies magnétiques y sont de très faible amplitude, lorsqu'elles existent.

A.III.2. La limite océan/continent du golfe de Gascogne des années 70-80

Montadert *et al.* (1971a, 1974) ont été amenés à poser le problème de la limite continent-océan dans le golfe de Gascogne, à cause du prolongement du domaine continental sous la plaine abyssale (*Fig. I.2.*). Depuis les années 70, le passage du domaine continental au domaine océanique est une simple limite, localisée à plus de 80 km de la pente continentale, immédiatement au sud de l'escarpement de Trévelyen (Avedik et Howard, 1979 ; Montadert *et al.*, 1979c). Cette limite océan/continent est basée sur l'hypothèse que le substratum du Bassin Armoricaire, de l'escarpement de Trévelyen et du Bassin Celtique Profond, est une croûte continentale extrêmement amincie (Guennoc, 1978 ; Avedik et Howard, 1979 ; Camus, 1980 ; Derégnaucourt, 1981 ; Avedik *et al.*, 1982 ; Whitmarsh *et al.*, 1986) et que le domaine central du golfe de Gascogne est de nature océanique (Damotte *et al.*, 1971 ; Limond *et al.*, 1972, 1974 ; Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1979b). La limite océan/continent septentrionale du golfe de Gascogne est située le long d'une large anomalie magnétique négative, orientée globalement WNW-ESE. Au large de la Marge Armoricaire, cette limite est associée à un trait structural, la Ride Nord Gascogne, et à un trait morphologique, la limite méridionale du Bassin Armoricaire (Montadert *et al.*, 1979b ; Derégnaucourt, 1981). Le tracé de la limite océan/continent provient des travaux de Guennoc (1978) pour la Marge des Entrées de la Manche et de Derégnaucourt (1981) pour la Marge Armoricaire. Le positionnement de la limite méridionale, quant à lui, est fortement controversé.

Peut-on, au vu de nouvelles données, contraindre cette limite océan/continent ? Peut-on suggérer que cette limite correspond, en définitive, à la bordure méridionale d'une large zone de Transition Océan/Continent comparable à celle de la Marge Ouest-Ibérie ? Bref, la frontière océan/continent du golfe de Gascogne est-elle une simple limite ou un domaine de transition ?

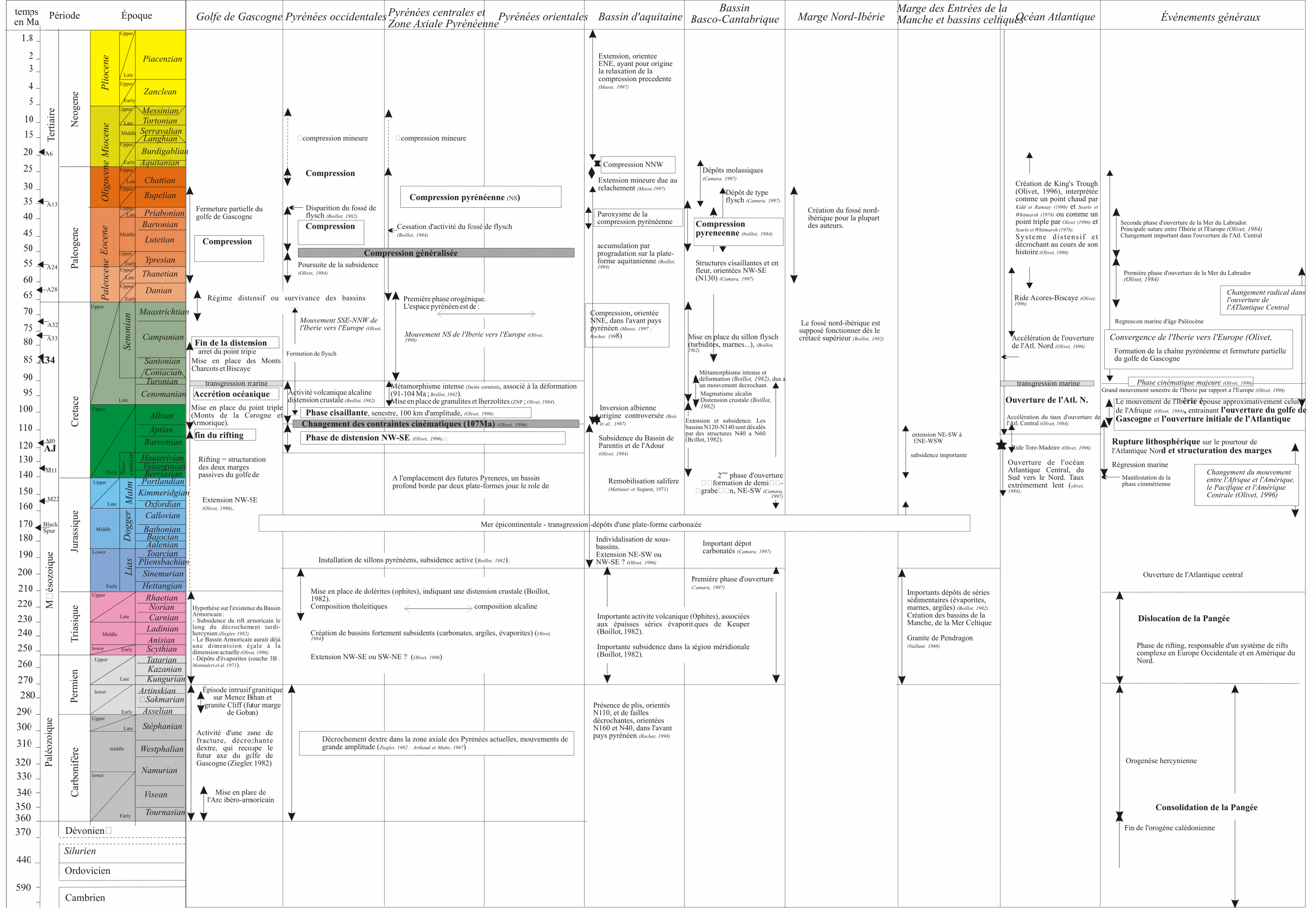


Figure I.16. : Récapitulatif des hypothèses controversées ou non de la bibliographie. Les hypothèses du golfe de Gascogne seront confirmées ou infirmées dans les chapitre suivants. Ce tableau sera complété et corrigé en fonction des résultats de notre étude. Ce dernier sera présenté dans le chapitre III.

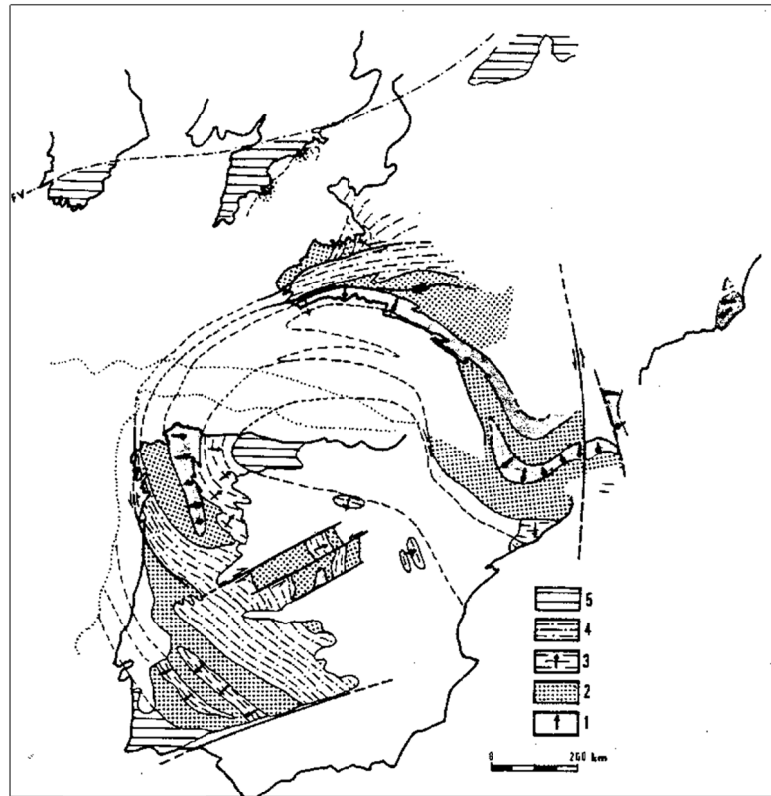
B. HISTOIRE DU GOLFE DE GASCOGNE

L'histoire du Golfe de Gascogne est l'empreinte des mouvements entre les plaques lithosphériques Europe, Ibérie et Amérique du Nord. Au cours du temps, la plaque ibérique a épousé tantôt le mouvement de l'Afrique, tantôt le mouvement de l'Europe (Olivet, 1996), participant à l'ouverture de l'Atlantique Central, de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne, ainsi qu'à la formation des Pyrénées qui appartiennent au grand système alpin. L'histoire structurale du golfe de Gascogne est donc très fortement liée à celle de l'Atlantique Nord et à celle des Pyrénées. Il ne faut cependant pas la dissocier de l'histoire structurale des bassins situés à sa périphérie : l'Europe occidentale et les futures marges de l'Atlantique nord, de l'Ibérie et du golfe de Gascogne ont subi de nombreux épisodes distensifs et compressifs intra-continentaux depuis le Paléozoïque. Un historique simplifié du golfe de Gascogne et des régions voisines est présenté sur la figure I.16.

B. I. Le Paléozoïque

Les événements tectoniques paléozoïques sont clairement liés à la consolidation progressive d'un super continent, la Pangée, qui se serait effectuée de façon intermittente du Cambrien supérieur au Permien inférieur (Ziegler, 1982). Les orogénies calédoniennes cessent au Dévonien, alors que les orogènes hercyniens débutent au Carbonifère (350Ma). L'orogénèse hercynienne affecte alors (*Fig. I.17.*) une grande partie de l'Ibérie et de la Bretagne actuelles ; elle s'étend aussi sur la partie méridionale de la Grande-Bretagne et de l'Irlande (Ziegler, 1982). Le domaine armoricain est recoupé par un important système de failles hercynien (Lefort, 1975 ; Ziegler, 1982), dont les principaux accidents sont le plus souvent réputés décrochants de directions N140-150 et N100-110. Les caractéristiques structurales, métamorphiques et sédimentaires de l'orogénèse hercynienne sont semblables de part et d'autre du golfe de Gascogne (Cogné, 1971) : pour de nombreux auteurs, le bloc ibérique et le bloc armoricain seraient en continuité structurale, formant l'arc hercynien ibéro-armoricain (*Fig. I.17.*). Il est à noter qu'aucune trace de cet arc n'a été reconnue dans les domaines immergés. Cependant, quelques échantillons acquis par dragages montrent que le domaine continental immergé de la Marge de Goban est affecté par l'orogénèse hercynienne (sur seulement deux structures majeures de la pente continentale de Goban, la Falaise de Granite et Menez Bihan, *Fig. I.18.*). Ces structures seraient constituées de roches granitiques,

datées de 275-290 Ma, et attribuées à l'épisode intrusif varisque (Auffret *et al.*, 1979a). Les échantillons, dragués plus au nord au niveau de l'escarpement de Pendragon et du Château du Roi Arthur, présentent des roches sédimentaires paléozoïques et des roches métamorphiques n'appartenant pas au système hercynien (Auffret *et al.*, 1979a). Nous sommes peut être en présence d'une frontière entre le domaine hercynien et le domaine non-hercynien ? Les échantillons, trop rares (*Fig. I.18.*), ne permettent pas de suivre en toute rigueur le front du domaine hercynien sur la plate-forme de la marge européenne occidentale.



- 1) Zone des grands plis couchés.
- 2) Zone des plis couchés.
- 3) Zone des plis déversés.
- 4) Domaine central des plis à plan axial vertical.
- 5) Sillons carbonifères externes avec écaillés ou nappes de type superficiel.

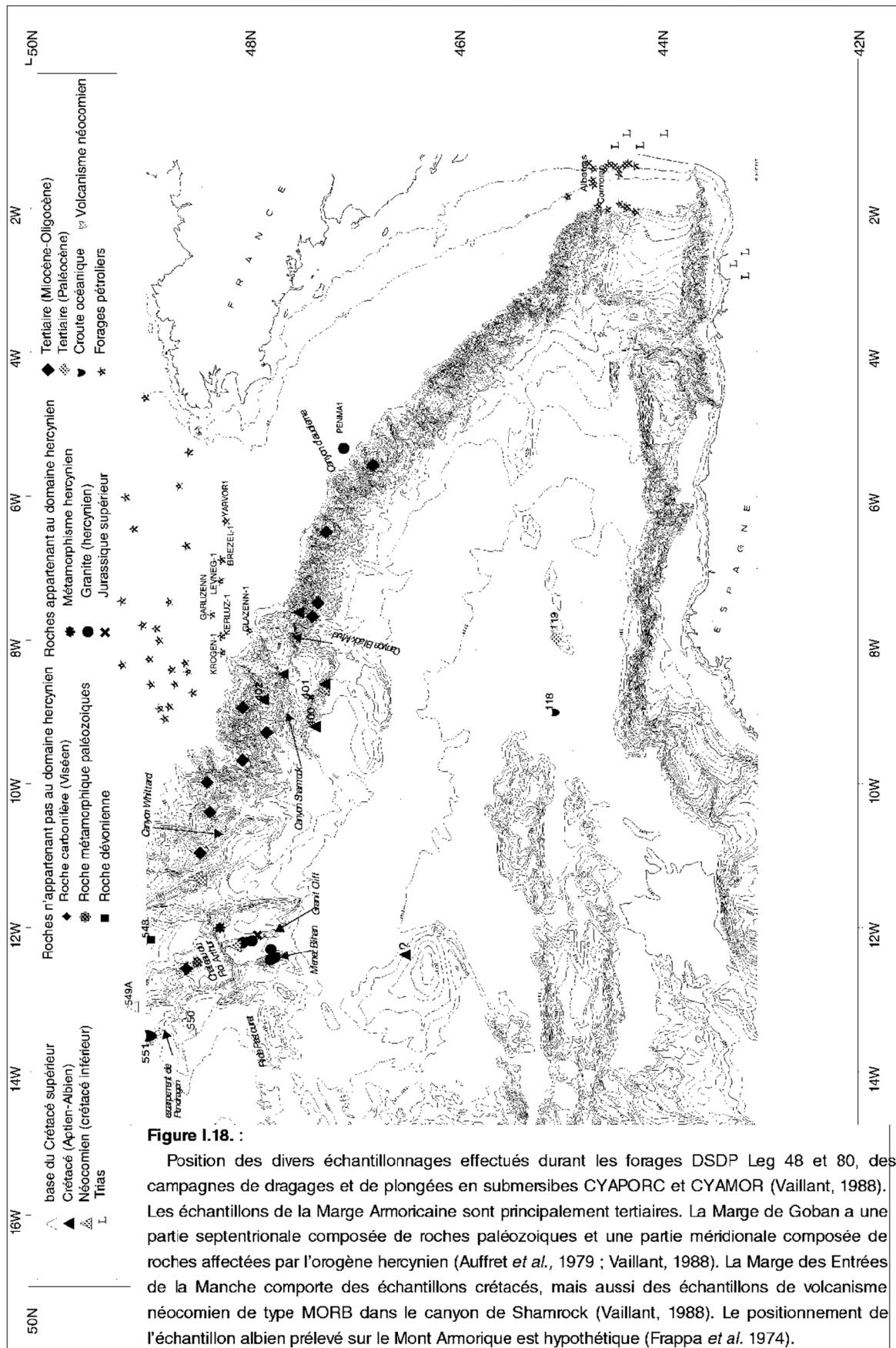
Figure I.17.:

Structure hercynienne des plaques Ibérie et Europe d'après Cogné (1971). Cette configuration Ibérie/Europe est antérieure à l'ouverture océanique du golfe de Gascogne. La similitude des caractéristiques tectoniques, sédimentaires et métamorphiques entre les domaines continentaux émergés des plaques Ibérie et Europe a suggéré l'hypothèse d'un arc hercynien, l'Arc ibéro-hercynien.

Les observations effectuées au niveau des Pyrénées, supportent l'hypothèse d'un décrochement tardi-hercynien de grande amplitude appelé la faille nord-pyrénéenne (FNP), au bord de l'actuelle zone axiale des Pyrénées (Mattauer et Proust, 1967 ; Mattauer et Séguret, 1971). Si son existence est admise par l'ensemble de la communauté scientifique, sa continuité, son importance géodynamique et son amplitude sont discutées (Souquet *et al.*, 1977 ; Mattauer, 1990). La présence de plutons granitiques démontre que toutes les Pyrénées étaient une large zone de cisaillement ductile dextre durant le Carbonifère (Gleizes *et al.*, 1997). Le long de ce décrochement, des lherzolites associées à d'importants métamorphisme et volcanisme, ont été échantillonnées (Vielzeuf et Kornprobst, 1984). Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer la mise en place de ces roches mantelliques dans la croûte continentale superficielle. : il y a ceux qui associent la remontée du manteau à la phase de distension crétacée (Souquet *et al.*, 1977) et il y a ceux qui datent cette remontée aux phases de distension antérieures, lors de l'orogénèse hercynienne (Mattauer et Choukroune, 1974 ; Fortane *et al.*, 1986). Nombreux sont ceux qui soutiennent l'idée que cet accident tardi-hercynien se prolonge dans le golfe de Gascogne (Olivet *et al.*, 1984 ; Srivastava *et al.*, 1990a) jusqu'à la Mer du Labrador, devenant l'une des principales transformantes du Carbonifère supérieur-Permien inférieur (Ziegler, 1982). Au vu de toutes ces observations, il apparaît que l'histoire des Pyrénées et du golfe de Gascogne commence dès la fin de l'orogénèse hercynienne (*Fig. I.16.*).

B.II. Le Permo – Trias

La plupart des auteurs s'accordent sur l'hypothèse d'une phase de distension permo-triasique suite à l'arrêt progressif de la convergence tardi-hercynienne (Montadert et Winnock, 1971c). Cet épisode distensif se serait généralisé sur le pourtour de l'Atlantique et aurait induit la création des bassins sédimentaires d'Aquitaine, de la Manche, de la Mer Celtique (Ziegler, 1982), de Lusitanie et du Grand Banc de Terre Neuve. Ces bassins (*Fig. I.19.*) se traduisent par des effondrements, contrôlés par les accidents paléozoïques et alignés plus particulièrement le long de décrochements tardi-hercyniens. Ils sont le siège d'importants dépôts constitués de marnes, de grès rouges et/ou d'épaisses séries évaporitiques. Par exemple, le bassin d'Aquitaine est le siège d'une importante sédimentation supérieure à 2000 m d'épaisseur et d'un volcanisme intense. De puissantes coulées d'ophites datées d'environ 200 Ma sont associées aux évaporites du Keuper (Trias supérieur) dans la région la plus subsidente du Bassin (Montadert et Winnock, 1971c ; Winnock, 1973). Ce magmatisme apparaît généralement sous forme de sills de dolérites et refléterait le jeu d'accidents crustaux importants (Ziegler, 1982). La même observation peut être faite au sujet du bassin basco-cantabrique (Ziegler, 1982) et du bassin de la Manche, où l'épaisseur des dépôts triasiques peut atteindre 3000 m d'épaisseur (Avedik, 1975 ; Ziegler, 1982). Le bassin de la Manche, installé entre le massif armoricain et le Massif Cornubien, se serait élargi au Trias et au Jurassique.



Cette distension et cette subsidence permo-triasiques, présentes sur le pourtour du golfe de Gascogne, favorisent les hypothèses qui donnent une origine permo-triasique au Bassin Armoricaïn. L'une d'entre elles considère que le prolongement occidental du large fossé salifère triasique, orienté N100-N130 constituant le bassin d'aquitaine, se situe à l'emplacement du Bassin Armoricaïn actuel. L'autre hypothèse prolonge les bassins des Entrées de la Manche au-delà de la rupture de pente continentale actuelle de la Marge Nord Gascogne (Avedik et Howard, 1979). Pour Ziegler (1982), le rift du golfe de Gascogne, d'origine hercynienne, subsiderait dès le Trias. Le Bassin Armoricaïn comporte un ensemble sismique transparent, appelé la couche 3B par Montadert *et al.* (1971a, b et c) et qui fut interprété comme une série triasique évaporitique, dont la nature est compatible avec une origine hypothétique permo-triasique (Muraour *et al.*, 1971 ; Olivet *et al.*, 1976 ; Derégnaucourt, 1981). Toutefois, cette interprétation est fortement controversée puisque ce même ensemble fut également interprété de manières différentes, soit comme un corps volcanique *syn-rift* ou contemporain de la première phase d'accrétion océanique dans le Golfe de Gascogne (Montadert *et al.*, 1971b ; Grau *et al.*, 1973), soit comme la série *syn-rift* du Crétacé inférieur (Derégnaucourt, 1981 ; Foucher *et al.*, 1982 ; Barbier *et al.*, 1986). D'un point de vue cinématique, le Bassin Armoricaïn, au même titre que les bassins ibériques, le bassin de Rockall et le bassin de Seine, aurait déjà eu une extension proche de son extension actuelle entre le Permien et le Lias (Olivet *et al.*, 1984 ; Olivet, 1996) : il est impossible de refermer totalement le Bassin Armoricaïn au Crétacé. En toute rigueur, il n'existe aucune preuve directe de séries permo-triasiques sur la Marge Nord Gascogne, ni au pied de sa pente continentale. Les seuls échantillons caractéristiques de cette période ont été prélevés par submersible sur la Marge Atlantique à la latitude 51°Nord le long de l'escarpement occidental du Banc de Porcupine (Groupe CYPORC *et al.*, 1987). Il s'agissait de grès et de marnes rouges sableuses. Sur l'escarpement de Pendragon, des roches granitiques datées de 207 Ma ont été draguées (*Fig. I.18.*) et ont été reportées à l'épisode de distension post-orogénique permo-triasique (Auffret *et al.*, 1979a). Cette absence d'échantillons sédimentaires triasiques sur la Marge Nord Gascogne ne signifie pas pour autant qu'il n'en existe pas. Le manque d'échantillon profond sur la Marge Armoricaïne fait particulièrement défaut.

® En résumé, la période permo-triasique est caractérisée par un début de dislocation de la Pangée, qui se matérialise par la naissance de nombreux rifts (*Fig. I.16.*). La trame structurale de ces bassins, de l'Europe occidentale et de l'Amérique du Nord, est visiblement guidée par les orogénèses paléozoïques (Arthaud et Matte, 1975 ; Ziegler, 1982 ; Vaillant, 1988 ; Olivet, 1996). Cet épisode distensif permo-triasique pourrait-il être à l'origine du Bassin Armoricaïn, situé dans une position quasi-centrale ? Les idées actuelles sur une éventuelle histoire triasique sont partagées. Le Bassin Armoricaïn pourrait être soit (1) hérité de la collision hercynienne (Ziegler, 1978 ; Vaillant, 1988) ; (2) le résultat d'une première phase de distension permienne ou triasico-liasique (Olivet *et al.*, 1984 ; Vaillant, 1988 ; Olivet, 1996) ; (3) créé au Crétacé inférieur peu avant l'accrétion océanique (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1971b ; de Charpal *et al.*, 1978 ; Le Pichon et Sibuet, 1981).

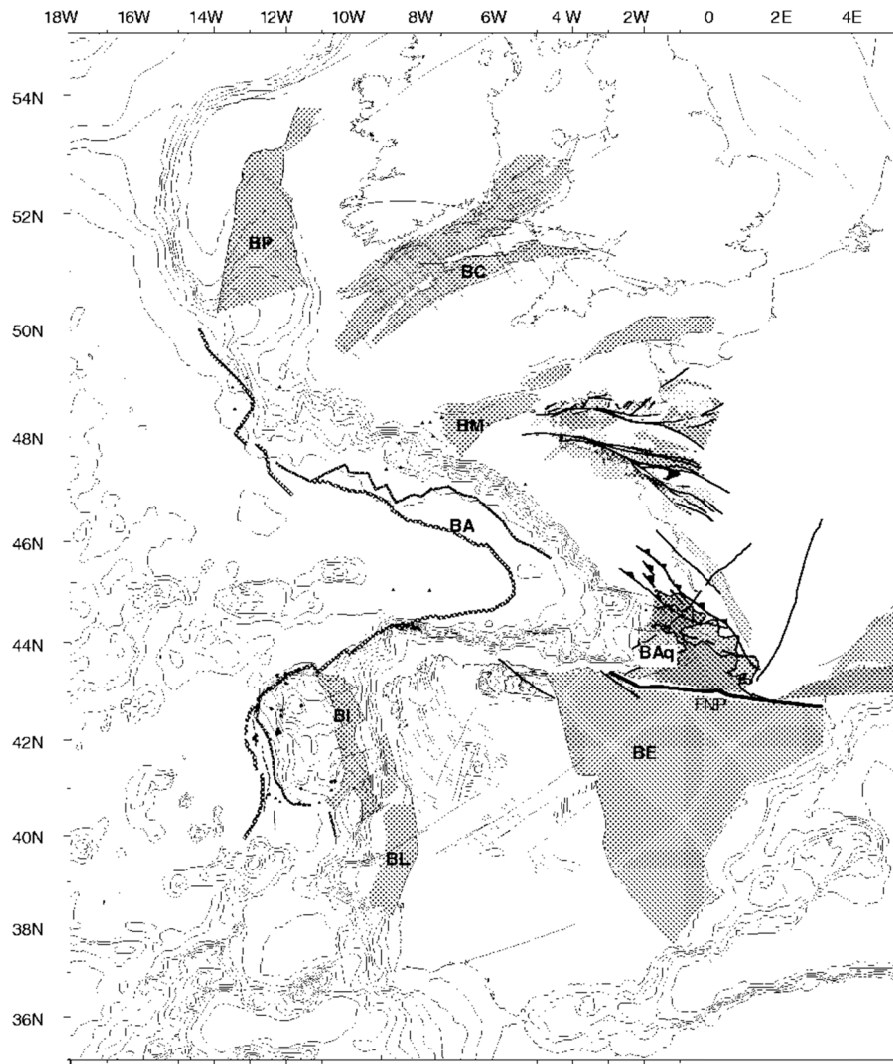


Figure I.19.:

Situation des bassins triasiques de la plaque Ibérie et Europe. Le Bassin Armoricain (BA) a une position centrale entre les bassins de Procupine (BP), de la Manche (BM), de la Mer Celtique (BC), de l'Ebre (BE), de Lusitanie (BL), intérieur de Galice (BI), et Aquitain (BAq).

B.III. Le Jurassique

L'échantillon le plus ancien, prélevé par submersible le long de l'escarpement occidental de la Marge de Goban, est un grès argileux, brun ocre, à spores et acritarches d'âge Hettangien (Lias) (Vaillant, 1988). Mais l'essentiel des échantillons, prélevés par dragage, carottage et submersible au niveau de la Terrasse de Mériadzek et du canyon de Shamrock se rapporte plutôt au Jurassique supérieur. Le Jurassique supérieur se caractérise par une invasion des eaux marines qui est responsable de la mise en place d'une plate-forme carbonatée, dont les caractéristiques environnementales évoluent d'un milieu profond à péri-récifal (Auffret et Pastouret, 1979b). Cette plate-forme carbonatée constituera en grande partie le socle acoustique de la future Marge des Entrées de la Manche.

À l'emplacement des futures Pyrénées, un ou plusieurs sillons subsidents se seraient installés entre le Jurassique et le Crétacé inférieur (Mattauer et Proust, 1967). Ces sillons sédimentaires sont localisés le long de la FNP, sur les roches lherzolitiques et granulitiques exhumées au Trias (Mattauer et Choukroune, 1974).

Dans le Bassin d'Aquitaine, cette période est marquée par une individualisation de sous-bassins, induite par le jeu d'une extension SW-NE (Winnock, 1971 ; Boillot, 1983) ou NW-SE (Curnelle *et al.*, 1980).

Dans le Malm (M25 ou M22, 156 Ma) pendant que l'étirement crustal se produit entre l'Europe Occidentale et l'Amérique du Nord et entre l'Ibérie et le Grand Banc de Terre-Neuve, l'accrétion océanique s'initialise entre la Laurasia et l'Afrique. L'ouverture océanique de l'Atlantique Central se propage du Sud vers le Nord, avec un taux d'expansion océanique extrêmement lent (19 mm/an entre 152 Ma et 118 Ma) (Olivet, 1996).

® En résumé, cette période se caractérise par une invasion des eaux marines, responsable du dépôt d'une plate-forme carbonatée qui correspond au socle acoustique de l'actuelle plate-forme de la Marge Nord Gascogne. Dans cette période calme, les Pyrénées, le Bassin d'Aquitaine et le Bassin Armoricaïn seraient des zones subsidentes (*Fig. I.16.*).

B.IV. Le Crétacé

A la fin du Jurassique, une nouvelle tectonique distensive se produit sur les plaques Europe et Amérique, créant ou réutilisant un système de rifts complexe (Montadert *et al.*, 1979a, b). A la fin du Crétacé inférieur, quelques-uns de ces rifts ont avorté, comme dans la Mer du Nord et dans la Manche, alors que d'autres ont évolué en marge passive continentale suivis de l'accrétion d'une croûte océanique, comme l'Atlantique et le golfe de Gascogne. Le Crétacé englobe 3 phases distinctes : une distension continentale, une ouverture océanique et l'initiation de la convergence de la plaque Ibérie vers la plaque Europe.

B.IV.1. Le Crétacé inférieur = la phase de distension

Le Crétacé inférieur a été fréquemment échantillonné sur la Marge des Entrées de la Manche (Avedik, 1975), dans le Bassin de Parentis, sur la Marge Nord Ibérie (Derégnaucourt, 1981), sur la Marge de Goban et la

Marge de Galice. En revanche, il apparaît absent sur la plate-forme armoricaine où les séries du Cénozoïque-Crétacé supérieur reposent directement sur le substratum supposé paléozoïque (forage PENMA1, *Fig. 1.18.*).

Les échantillons du Néocomien (Barrémo-aptien) au niveau de la Terrasse de Mériadzek et du Canyon de Shamrock montrent une dualité entre les faciès de dépôt, l'un caractéristique d'un milieu péri-récifal et l'autre d'un milieu profond (Auffret *et al.*, 1979a). Les zones de hauts fonds et des petits bassins, initialisés dès le Jurassique supérieur sur la plate-forme des Entrées de la Manche et dans le bassin d'Aquitaine, existeraient donc encore au Crétacé inférieur. Les bassins peu profonds des Entrées de la Manche subsident du Kimméridgien au Crétacé avec un paroxysme à l'Albien (Winnock, 1971 ; Montadert *et al.*, 1974 ; Vaillant, 1988). De même, l'épaisseur des sédiments dans les sillons pyrénéens, déjà importante au Jurassique, s'accroît au Crétacé (Mattauer et Proust, 1967)

Il est admis que le Crétacé inférieur se caractérise par des mouvements de distension, qui auraient conduit à une structuration importante des marges continentales du golfe de Gascogne et de la zone Basco-cantabrique, mais auraient aussi induit l'individualisation du Bassin de Parentis et du Bassin de l'Adour dans le Bassin d'Aquitaine (Montadert et Winnock, 1971c ; Bois *et al.*, 1997c ; Masse, 1997). Dans la Mer du Nord, la Manche et le Bassin d'Aquitaine, l'extension crustale est persistante, mais aboutit essentiellement à une accentuation des bassins (Ziegler, 1982 ; Brunet, 1991). Les travaux sur la subsidence tectonique des bassins aquitains et ibériques (Brunet, 1991), ainsi que quelques forages de la Manche (*Fig. 1.18.*) et de Gascogne (Montadert *et al.*, 1979c ; Ruffell, 1995), montrent l'existence d'une importante sédimentation au Barrémien, voire à l'Aptien. Les mouvements distensifs, particulièrement actifs dans le golfe de Gascogne, auraient aussi induit un amincissement crustal dans le domaine pyrénéen.

® En résumé, l'étirement crustal entre l'Europe Occidentale et l'Amérique du Nord prend toute son ampleur au Crétacé inférieur. Il s'accompagne d'une importante subsidence au Barrémo-Aptien dans les bassins. Cet épisode distensif particulièrement actif dans le golfe de Gascogne, aboutit à la structuration des deux marges continentales passives du golfe et de l'Atlantique Nord. A l'emplacement de la future chaîne des Pyrénées, un bassin profond sépare l'Ibérie de l'Europe. Le mouvement entre l'Ibérie et l'Europe débute.

B.IV.2. Aptien-Albien-Cénomanién = la fin du rifting et début d'océanisation

B.IV.2.1 Historique du golfe de Gascogne

Cette période se caractérise par d'importants dépôts de marnes noires très caractéristiques appelées *Black shales*. Ces dépôts (*cf.* : Annexe I) ont été reconnus sur la Marge des Entrées de la Manche, au pied de Trévelyan, au pied de la Marge de Goban (de Graciansky et Poag, 1981), sur le plateau nord espagnol, dans la Zone Nord Pyrénéenne (Brunet, 1991) et sur la Marge de Galice, mais aussi sur la récente croûte océanique de l'Atlantique Nord (de Graciansky et Poag, 1981). Dans les bassins nord-pyrénéens, le sillon du flysch noir se forme progressivement (Debroas, 1990 ; Brunet, 1991). Des calcaires ont été échantillonnés au voisinage de la Terrasse de Mériadzek, dans le canyon de Black Mud et le canyon de Shamrock (Vaillant, 1988), mais aussi

dans le Bassin de Parentis au sud-ouest du Plateau Landais, sur l'Éperon de Santander et sur la Marge Nord Ibérie (Derégnaucourt, 1981).

Ces dépôts, datés entre l'Aptien et le Cénomaniens, correspondraient à des dépôts *post-rifts*, et reposent directement sur la croûte océanique ou sur une discordance marquant la fin du rifting au niveau des marges continentales. Cette période débute donc par l'arrêt de la distension continentale et l'initiation de l'accrétion océanique. Si l'on se réfère aux résultats du Leg 48 et à l'étude de la sismique réflexion, la fin de la phase de rifting se situerait vers l'Aptien supérieur (de Charpal *et al.*, 1978 ; Montadert *et al.*, 1979b ; Réhault et Mauffret, 1979), ou entre l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur (Masson et Miles, 1984). L'ouverture océanique, quant à elle, est plus difficile à dater, à cause de la période magnétique calme caractéristique du Crétacé. Toutefois, comme l'anomalie M0 est supposée ne pas exister dans le Golfe de Gascogne, l'accrétion océanique a dû commencer après 110 Ma, probablement à l'Aptien terminal ou à l'Albien inférieur (Montadert *et al.*, 1979b). La plus récente mais la seule anomalie magnétique observée correspond à l'anomalie 34 (84 Ma) d'après Cande et Kristoffersen (1977). Il est donc admis que la croûte océanique du golfe de Gascogne a été créée entre l'Aptien et le Campanien. L'Atlantique Nord, où a été reconnue l'anomalie M0, s'ouvre peu de temps avant l'ouverture du golfe de Gascogne. Cette accrétion océanique dans le golfe de Gascogne et l'Atlantique Nord est responsable de la naissance d'un point triple entre les plaques ibérique, européenne et américaine (Olivet *et al.*, 1984 ; Srivastava *et al.*, 1990a ; Olivet, 1996).

Cette période Aptien-Albien-Cénomaniens se termine par des changements paléocéanographiques à l'échelle régionale et tectonique, tout au moins au niveau des Pyrénées : au Cénomaniens, une transgression généralisée sur le continent, jointe à un établissement de la circulation générale au fond de l'Atlantique, s'accompagne d'un hiatus de la sédimentation en mer (*cf.* : Annexe I ; Auffret et Pastouret, 1979b).

B.IV.2.2. Parallélisme avec les Pyrénées

D'après un modèle cinématique sur l'évolution des Pyrénées, compatible avec les données cinématiques de l'Atlantique et avec les données géologiques pyrénéennes (Olivet, 1996), il y aurait une première période, qui consisterait en une phase d'ouverture de 120 Ma (Anomalie J) à 107 Ma, et une seconde période qui serait un décrochement actif de 107 Ma à 90 Ma (Anomalie 34). L'événement cinématique majeur, daté à 107 Ma (dans l'Albien), serait donc le passage d'une phase distensive à un mouvement décrochant sénestre (Olivet, 1996, le long des Pyrénées, de direction N110-120 et d'une centaine de kilomètres d'amplitude. Ce changement de contrainte n'a pas encore été observé au sein du golfe de Gascogne.

Le jeu de ce décrochement sénestre non rectiligne (Brunet, 1991) aurait profondément modifié le dispositif structural préexistant ; ainsi les régions d'Aquitaine et des Pyrénées comportent des structures formées sous un régime en transtension et/ou en transpression. Cette transpression proviendrait de l'observation d'une compression albienne (qui est cependant fortement controversée) (Bois *et al.*, 1997d ; Masse, 1997).

L'âge de 107 Ma est fondé sur des données géologiques observées à terre. Dans les Pyrénées occidentales, le complexe urgonien de l'Aptien moyen à l'Albien supérieur est remplacé par des sédiments

profonds appelés "flysch noir" entre l'Albien supérieur et le Cénomanién inférieur. Ces sédiments sont trouvés le long de la chaîne pyrénéenne dans les bassins en *pull-apart* induits par un système cisailant sénestre (Choukroune et Mattauer, 1978). Dans la Zone Nord-Pyrénéenne actuelle, qui est la zone interne de la future chaîne de montagne, une activité magmatique alcaline en échelon a été datée entre 108 et 85 Ma, avec un paroxysme au Cénomanién (Montigny *et al.*, 1993). La mise à l'affleurement de péridotites lherzolites et de granulites est daté à 103-105 Ma. La mylonitisation des granites de la zone axiale a été datée à 100-90 Ma (Moine *et al.*, 1994).

Une brusque recrudescence de l'activité tectonique est donc observée entre l'Albien et le Cénomanién ; des blocs, précédemment subsidents, sont soulevés et subissent une importante érosion (Mattauer et Proust, 1967). Au Cénomanién, la zone interne des Pyrénées comporte les premiers signes de la convergence de l'Ibérie vers l'Europe.

® En résumé, durant cette période, la plaque Ibérie est indépendante des plaques Europe, Afrique et Amérique Son mouvement épouse approximativement celui de l'Afrique, entraînant ainsi l'ouverture du golfe de Gascogne (Olivet *et al.*, 1984). La frontière entre les plaques Ibérie et Europe est une frontière extensive de l'Aptien à l'Albien (Srivastava *et al.*, 1990a), puis décrochante durant le Cénomanién. Il semble donc qu'au Cénomanién se soit produit une réorientation des contraintes dans l'Atlantique Nord s'accompagnant d'une transgression généralisée sur le continent et d'un hiatus sédimentaire en mer. Cette réorientation des contraintes induit un début de compression dans la zone nord pyrénéenne, zone interne de la chaîne pyrénéenne. Cette période correspond à l'océanisation entre l'anomalie M0 et l'anomalie 34 et à la création du point triple du golfe de Gascogne entre les plaques Ibérie, Europe et Atlantique nord.

B.IV.3. Le Crétacé supérieur

B.IV.3.1. Évolution sédimentaire

Le Crétacé supérieur est présent sur la pente nord-ouest du Mont Cantabria (Jones et Finnell, 1968), sur le Plateau Landais, l'Éperon de Santander, le plateau continental nord espagnol (Derégnaucourt, 1981). Les bassins sédimentaires des Entrées de la Manche et de Parentis se distinguent par une remarquable accumulation de craie (Auffret *et al.*, 1979a), alors que le plateau continental nord espagnol et les bassins pyrénéens présentent un faciès de type flysch, du Cénomanién au Turonien (Derégnaucourt, 1981). Les rares échantillons prélevés sur les pentes continentales des marges, montrent des séries condensées, sous une forme conglomératique, de croûte phosphatique ou bien d'intercalations crayeuses. Ces caractéristiques s'observent particulièrement sur la Marge Nord Gascogne, la Marge de Goban et la Marge de Galice (*Fig. I.18. ; cf. : Annexe I*).

Outre l'existence d'un très faible taux de sédimentation, cette période se caractérise aussi par d'importants hiatus qui souligneraient des phénomènes d'érosion et/ou de non-dépôts (Derégnaucourt, 1981) d'origine paléocéanographique et/ou tectonique. L'hypothèse d'une influence des courants profonds est controversée : pour les uns, l'influence des courants profonds n'est observée qu'à partir de l'Éocène (Auffret et

Pastouret, 1979b) lors de l'ouverture océanique entre le Groenland et le Spitzberg (Kristoffersen, 1990) ; pour d'autres, au vu des échantillons des sites 402, 400 et 399, une circulation marine profonde s'établirait entre le Campanien et le Maestrichtien, reliée à l'ouverture de l'Atlantique Nord-Ouest, à un événement tectonique ou bien à une régression marine (Debrabant *et al.*, 1979).

La fin du Crétacé supérieur est marquée par le début d'une régression et une possible activité tectonique, expliquant l'important hiatus du Paléocène (anomalie 25-24; 56 Ma à 53 Ma). Ce hiatus correspondrait à une réorganisation cinématique importante, particulièrement lisible dans le Pacifique du NE et dans l'Atlantique Nord (Olivet, 1996). Cette phase de réorganisation des mouvements relatifs se prolonge jusqu'aux anomalies 20-18 (43-40Ma ; Éocène) qui signent le dernier changement majeur dans l'Atlantique Central et dans l'Océan Indien. Si aucun indice d'activité tectonique n'a été décrite jusqu'à présent dans le golfe de Gascogne, nous verrons grâce aux nouvelles données sismiques que ces indices existent.

B.IV.3.2. Évolution des Pyrénées

L'hypothèse d'un événement tectonique durant le Crétacé supérieur est confirmée par diverses observations. Dans la zone Nord-Pyrénéenne et le Bassin Basco-cantabrique, l'activité volcanique effusive et intrusive à caractère alcalin aurait cessé brutalement au Sénonien inférieur. Ce volcanisme, de faible profondeur, sous-marin et discontinu, a été actif de façon intermittente de l'Albien terminal au Turonien. L'hypothèse d'un événement tectonique compressif, d'une régression marine et/ou d'une influence de courant profond fut évoquée pour expliquer l'absence de Crétacé supérieur sur le Banc Le Danois (Derégnaucourt, 1981). Les récents travaux effectués sur le Bassin de Parentis et le Bassin Basco-cantabrique sont favorables à l'existence d'une tectonique compressive induite par la convergence de l'Ibérie vers l'Europe. Cette phase tectonique serait les prémices de la phase pyrénéenne majeure datée de l'Éocène (Masse, 1997 ; Rocher, 1998).

Pour le domaine pyrénéen, toutes les données géologiques sont en faveur d'un système cisailant qui deviendrait compressif à la fin du Crétacé (Mattauer et Proust, 1967 ; Mattauer et Séguret, 1971 ; Le Pichon *et al.*, 1971). Dans la région interne des Pyrénées Orientales, le métamorphisme et la phase de plissement sont fini-crétacés ou vitrolliens (discordance Paléocène-Maestrichtien). Cette phase tectonique compressive se rencontre aussi en Provence et en Languedoc (Mattauer et Proust, 1967). Alors que les Pyrénées Orientales ont enregistré une phase compressive importante, quelques auteurs pensent que la subsidence se poursuivait dans les Pyrénées Occidentales : une extension est suggérée par la présence des émissions volcaniques du Crétacé supérieur observées dans la zone Nord-Pyrénéenne et le bassin Basco-cantabrique (Montadert et Winnock, 1971c). Par analogie, le golfe de Gascogne devrait être, lui aussi, le siège d'une distension (Mattauer et Séguret, 1971 ; Olivet *et al.*, 1984). Néanmoins, des travaux récents estiment qu'au niveau des bassins d'Aquitaine et Basco-Cantabrique, la compression pyrénéenne fait sentir ses effets dès le milieu du Sénonien (vers 80 Ma) (Curnelle *et al.*, 1980 ; Brunet, 1991 ; Bois *et al.*, 1997d ; Masse, 1997). Nous verrons que nos données marines confirment cette observation effectuée à terre.

La compression devient ensuite générale et voisine de NS, y compris dans les Pyrénées (Olivet, 1996). Cette phase compressive est contemporaine d'une augmentation du taux d'ouverture dans l'Atlantique Central et de l'arrêt de l'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne (Campanien, A33-34, 81 Ma). L'arrêt de l'accrétion est confirmé au Campanien par l'absence de l'anomalie 33 (Cande et Kristoffersen, 1977).

® En résumé, le Crétacé supérieur est une période très perturbée. La fin du Crétacé supérieur est marquée par le début d'une régression et par le début de la convergence Ibérie-Europe. Bien qu'une déformation compressive datée du Crétacé supérieur fût observé sur le *Banc le danois* et les Pyrénées mais controversée dans les bassins de Parentis et le bassin basco-cantabrique, aucune déformation n'a été encore décrite dans le golfe de Gascogne proprement dit. Vers 90 Ma, l'ouverture de l'Atlantique Nord s'inscrit dans une nouvelle réorganisation à l'échelle du globe qui commande encore l'évolution actuelle (Olivet *et al.*, 1984 ; Olivet, 1996).

B.V. Le Tertiaire = la phase alpine

La sédimentation subit un changement radical entre le Crétacé et le Tertiaire. La sédimentation crayeuse semble se généraliser à l'ensemble de la marge. Les faciès correspondent à des craies à nanofossiles ou à des craies marneuses, qui pourraient signifier qu'à partir du Paléocène le seul mécanisme qui régit l'évolution verticale est la lente subsidence *post-rift* (Vaillant, 1988). Les seuls échantillonnages effectués sur la Marge Armoricaire représentent du matériel tertiaire (Auffret et Pastouret, 1979b). Cette homogénéisation des faciès est cependant perturbée par quatre événements majeurs soulignés par d'importants hiatus et une modification des caractéristiques hydrodynamiques des milieux de dépôt. Ces périodes sont situées à l'Éocène, à l'Oligocène, au Miocène inférieur et au Pliocène (Vaillant, 1988). De nombreux hiatus pourraient être la conséquence d'une augmentation des courants de fonds et/ou de la rugosité de la topographie (Vaillant, 1988). En effet, les travaux d'Auffret et Pastouret (1979) ont montré l'établissement d'une circulation de courant profond actif durant l'Éocène inférieur et le développement d'une importante fluctuation d'un régime de courant profond durant l'Oligocène.

L'événement majeur du Cénozoïque est l'orogénèse pyrénéenne proprement dite. Cette phase orogénique se déroule du Crétacé supérieur à l'Oligocène (Mattauer et Henry, 1974). Entre 80 Ma et 20 Ma, l'Ibérie se serait rapprochée de l'Europe de 150 km au minimum. Cette quantité de mouvement total englobe la compression de la frontière pyrénéenne et les déformations intraplaques (Olivet *et al.*, 1984 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Olivet, 1996). L'orogénèse pyrénéenne atteint son paroxysme à l'Éocène.

La convergence donne naissance à la chaîne des Pyrénées, provoque la fermeture partielle du Golfe, crée le fossé marginal nord-espagnol (Sibuet et Le Pichon, 1971a) et provoque une déformation intense de la Marge Nord Ibérie (Boillot *et al.*, 1971) et plus diffuse sur l'ensemble du Golfe de Gascogne (Olivet *et al.*, 1984). Le long de la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe, qui s'étend des Pyrénées à la structure de King's

Trough (Olivet *et al.*, 1984 ; Srivastava et Tapscott, 1988 ; Klitgord et Schouten, 1986 ; Olivet, 1996), se forment des structures compressives, décrochantes et distensives qui sont les empreintes des régimes de contraintes existants : cette frontière est convergente dans les Pyrénées, cisailante dans l'axe d'accrétion fossile du golfe de Gascogne (Anomalie 34), dans les Monts Charcot, la Montagne de Biscay, et distensive au niveau de la formation de King's Trough (Olivet *et al.*, 1984 ; Olivet, 1996). L'activité de la frontière Ibérie/Europe cesse à l'anomalie 6 (20 Ma, Oligocène supérieur-Miocène inférieur). Dès lors, l'Ibérie commence à bouger comme une partie de l'Europe et la frontière active se situe entre l'Ibérie et l'Afrique (Srivastava *et al.*, 1990a ; Olivet, 1996).

® L'événement majeur de cette période est la convergence de l'Ibérie vers l'Europe qui a eu pour conséquence une modification importante de la frontière Ibérie/Europe par la formation des Pyrénées et la subduction du golfe de Gascogne. Si la majorité des auteurs s'accorde sur cette évolution régionale, les controverses et les incertitudes existent encore sur la durée, l'âge précis et la concordance des événements tertiaires. La phase compressive éocène est la phase tectonique paroxymale de la convergence Ibérie/Europe qui s'est déroulée du Crétacé supérieur à l'Éocène/Oligocène.

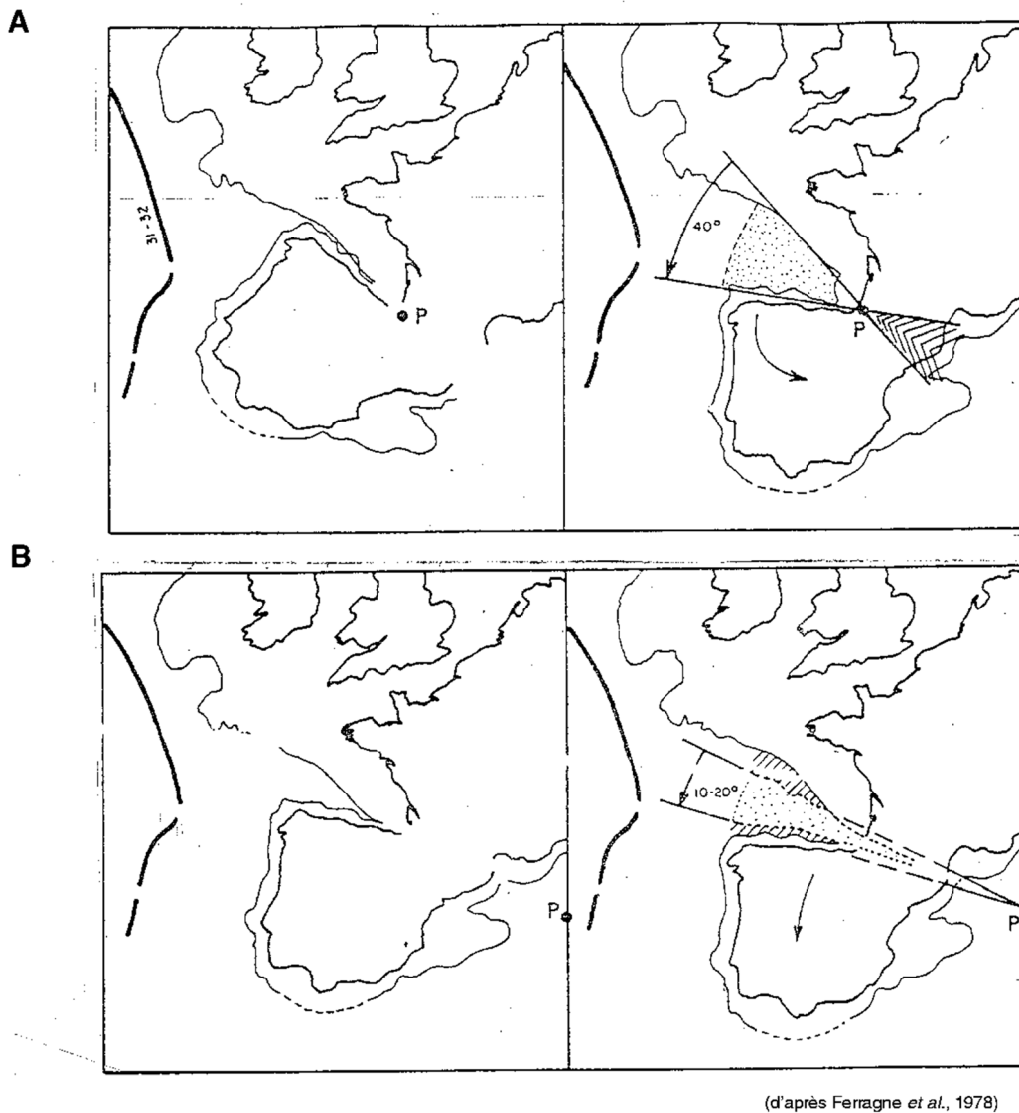


Figure I.20. : Premier modèle cinématique - Ouverture en ciseaux

Dans le cas d'une rotation simple de l'Ibérie par rapport à l'Europe, l'ouverture en ciseau de Carey (1958) est en accord avec l'angle de rotation obtenu par le paléomagnétisme et avec les anomalies magnétiques (figure A). Cependant, ce modèle favorise des phénomènes compressifs dans les Pyrénées, ce qui est incompatible avec les données géologiques.

Pour éliminer la compression dans les Pyrénées, lors de l'ouverture du golfe, Montadert et Winnock (1971) ont situé le pôle de rotation à l'est des Pyrénées (figure B). Dans ce cas cependant, l'angle de rotation est trop petit pour l'ouverture du golfe de Gascogne.

La reconnaissance de la géométrie des marges continentales et du domaine océanique du golfe de Gascogne ainsi que des mouvements tectoniques régionaux est nécessaire pour comprendre les processus d'amincissement crustal. Ces informations peuvent être fournies en grande partie par les travaux effectués sur les reconstructions cinématiques de la plaque Ibérie. Ayant été largement inventoriées par de nombreux auteurs, dont Ferragne *et al.* (1978) et Olivet *et al.* (1996), je ne présenterai pas toutes les reconstructions cinématiques publiées des plaques de l'Atlantique Nord. Ce chapitre aura pour but de mettre en évidence les principales contraintes géométriques, temporelles et tectoniques obtenues sur les reconstructions d'ouverture et puis de fermeture partielle du golfe de Gascogne.

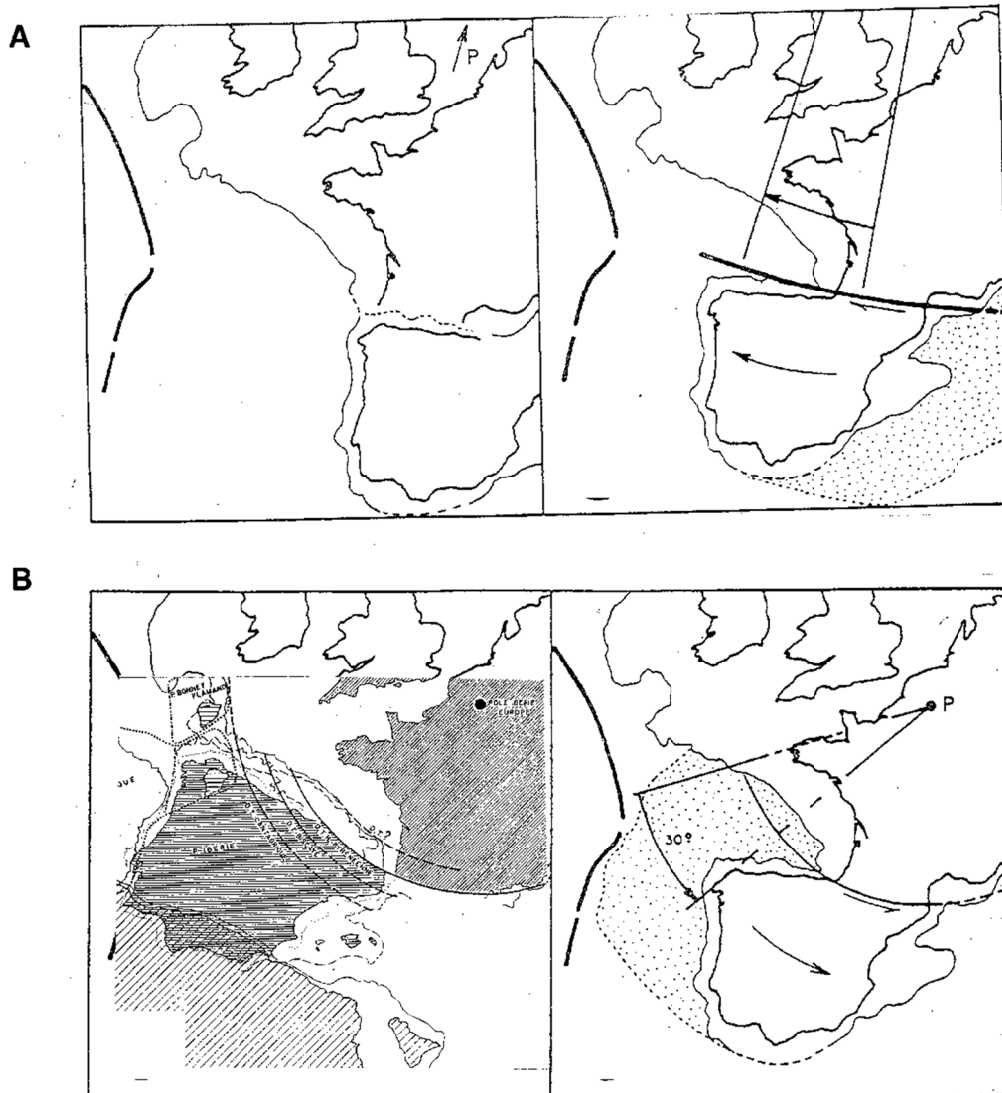
C. CINEMATIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE

Dès 1935, dans le cadre des restaurations palinostiques, Choubert proposa une position originelle de la péninsule ibérique contre le Massif Armoricain (Ferragne et Vigneaux, 1978). Avec les premiers résultats des études de paléomagnétisme, Carey (1958) a proposé un déplacement de la péninsule ibérique par rotation et une ouverture en ciseaux concomitante du golfe de Gascogne. Depuis une quarantaine d'années, l'hypothèse de rotation de Carey a eu son école, des hypothèses diverses et parfois contradictoires ont été avancées pour expliquer la formation du golfe de Gascogne. Ce modèle favorise des phénomènes compressifs dans les Pyrénées, ce qui est incompatible avec les données de terrain (*Fig. I.20.a.*).

Les premières hypothèses proposées se différenciaient par le déplacement de la péninsule ibérique qui pouvait résulter d'une rotation simple ou multiple autour d'un ou plusieurs pôles, mais aussi par l'ouverture qui pouvait être considérée oblique ou en éventail. Dans le cas d'une rotation simple, une ouverture oblique favorise le jeu d'un grand décrochement le long du domaine pyrénéen (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Malod et Mauffret, 1990) (*Fig. I.21.*). Une ouverture en éventail donne un angle de rotation trop petit pour le golfe de Gascogne (*Fig. I.20.b.*). Les modèles cinématiques de rotation simple en éventail ou oblique ne permettent pas de concilier la compression du domaine pyrénéen postérieure à l'ouverture du golfe de Gascogne.

Pour conserver une certaine cohésion dans les observations géologiques, une subdivision en plusieurs phases cinématiques a été proposée pour expliquer l'évolution du golfe de Gascogne. Les phases d'ouverture et puis de fermeture partielle ont été prises en compte. L'ouverture du golfe de Gascogne s'effectue entre l'Anomalie M0 et l'Anomalie 34, avec une phase intermédiaire vers 90Ma (Olivet, 1996). De l'Anomalie 34 à l'Anomalie 13 (Éocène supérieur), les reconstructions reflètent la phase de convergence de la plaque Ibérie vers l'Europe (Srivastava *et al.*, 1990a ; Olivet, 1996). Entre l'anomalie 13 et l'anomalie 6, la convergence Ibérie/Europe s'arrête.

Les modèles récents sont fondés exclusivement sur l'interprétation des données océaniques (Masson et Miles, 1984 ; Srivastava *et al.*, 1990a ; Roest et Srivastava, 1991 ; Sibuet et Collette, 1991). Malheureusement, trop peu prennent en compte les observations géologiques terrestres.



(d'après Ferragne *et al.*, 1978)

Figure I.21.:

Dans le cas d'une rotation simple, l'ouverture oblique favorise le déplacement le long de décrochement. Si la compression est absente des Pyrénées lors de l'ouverture du golfe, le modèle de Mattaeur (1968) implique un déplacement très important le long des Pyrénées à l'aide d'un pôle de rotation situé à l'infini (Figure A). Ce modèle ne relate pas l'agencement des anomalies magnétiques dans le golfe de Gascogne et l'amplitude du déplacement est trop importante.

Le modèle de Le Pichon *et al.* (1971) place le pôle de rotation vers Paris, impliquant ainsi un mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe le long d'arc de cercle (Figure B). Basé sur une relation entre les décrochements hercyniens nord-ibériques et les arcs de cercle, ce modèle évite une compression dans le domaine pyrénéen et s'accorde avec les anomalies magnétiques du golfe. Les modèles récents et plus complexes sont basés sur ce principe.

C.I. Contraintes utilisées pour les reconstructions cinématiques

La diversité des modèles de reconstruction cinématique résulte principalement de l'incertitude existant sur les relations cinématiques de l'Ibérie avec l'Europe, l'Amérique et l'Afrique. Si les arguments en faveur de l'ouverture du golfe de Gascogne apparaissent concordants, ceux qui tendent à définir le mode de déplacement de la péninsule ibérique (sens, amplitude, position du ou des pôles) font l'objet de nombreuses hypothèses.

C.I.1. Les contraintes admises

1) L'ouverture du golfe de Gascogne :

- l'existence de liens de parenté et de ressemblances géologiques entre la péninsule ibérique et le Massif Armoricaire, la nature océanique du substratum du golfe de Gascogne confirment l'ouverture du golfe de Gascogne ;

-La plupart des modèles s'accordent sur l'existence d'une rotation angulaire antihoraire de l'ordre de 35° de l'Ibérie par rapport à l'Europe ;

-L'âge de mise en place de la croûte océanique du golfe de Gascogne est postérieure à l'Anomalie M0 vers 114 Ma pour Montadert *et al.* (1979b) et antérieure à l'Anomalie 33 (Campanien). Les deux anomalies, M0 et 33, ne sont pas observées dans le golfe de Gascogne, seule a été reconnue l'Anomalie 34 (Cande et Kristoffersen, 1977). Dans les modèles d'évolution des plaques de l'Atlantique, ces deux isochrones sont utilisées comme des événements cinématiques majeures à l'intérieur desquelles s'effectue l'ouverture du golfe de Gascogne ;

-Sur la frontière des plaques lithosphériques Europe/Ibérie, localisée le long de la Faille Nord-Pyrénéenne qui est assimilée à une discontinuité d'épaisseur crustale (Daignières *et al.*, 1982). Cette FNP est associée à des pointements de lherzolites et de granulites, à une activité magmatique et à du métamorphisme. Elle est la donnée de terrain fondamentale en faveur d'un système décrochant parallèle au domaine Pyrénéen avant sa compression à la fin du Crétacé (Mattauer, 1968 ; Le Pichon *et al.*, 1971 ; Olivet, 1996).

2) La fermeture partielle du golfe de Gascogne :

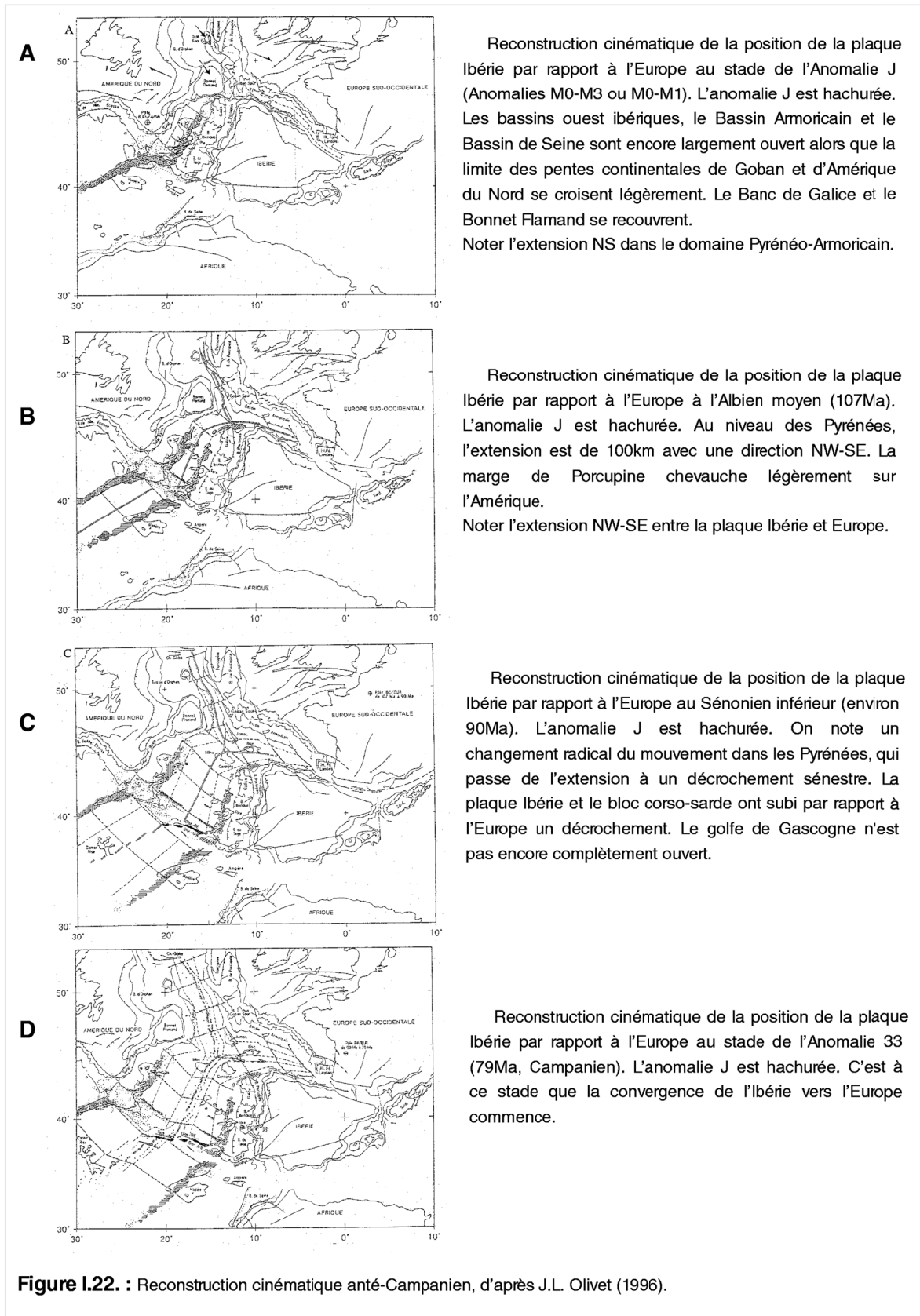
-L'existence de la chaîne pyrénéenne souligne la convergence Ibérie/Europe ;

-Il est établi que la compression majeure n'a pas débuté avant 90 Ma et que la phase principale est Éocène. Même si nous admettons l'existence de mouvements compressifs antérieurs, ils ne seraient, en aucune manière, comparables à ceux de la fin du Crétacé et de l'Éocène.

C.I.2. Les contraintes controversées

Les désaccords entre les modèles se portent principalement sur la chronologie et l'amplitude des événements :

- Essentiellement dérivée du paléomagnétisme, la rotation angulaire de l'Ibérie serait décomposée en une rotation de 27° entre 125 et 110 Ma et de 14° après 110Ma (Galdeano *et al.*, 1989). Les uns situent



la phase de rifting entre le Trias-Lias et le Crétacé supérieur, les autres la restreignent au Crétacé inférieur (Galdeano *et al.*, 1989).

- L'ampleur du déplacement vers l'est ou l'ESE de l'Ibérie entre l'Anomalie M0 et l'Anomalie 34, imposée par la répartition des anomalies magnétiques océaniques dans l'Atlantique, serait en contradiction avec les arguments paléogéographiques. En effet, plusieurs modèles font appel à un décrochement senestre de 300 à 500 km le long de la faille Nord-Pyrénéenne, actif au Crétacé inférieur avant l'ouverture du golfe de Gascogne (Choukroune *et al.*, 1973a). L'existence d'un tel décrochement se heurte à l'existence d'un déplacement inférieur à 50 km exprimé en surface dans le pays basque et à des questions de raccords d'unités paléozoïques de part et d'autre de la Faille Nord-Pyrénéenne (Olivet, 1996).

Les désaccords entre les modèles proviennent aussi de l'incertitude des anomalies magnétiques océaniques et du manque d'information anté-anomalie J :

- Les reconstructions à l'anomalie M0 sont diverses dues à l'incertitude sur l'anomalie M0 ou J, qui laissent une certaine liberté dans la position de l'Ibérie par rapport à l'Amérique du Nord (Olivet, 1996), ainsi que pour l'Europe par rapport à l'Amérique du Nord. En effet, l'anomalie M0 est seulement reconnue à l'ouest de l'Ibérie et au large de Terre-Neuve. L'Anomalie J, quant à elle, est une large anomalie qui recouvre les anomalies M0-M4 (Tucholke et Ludwig, 1982) ou M0-M1 (Austin *et al.*, 1989). La position de l'Ibérie par rapport à l'Europe est particulièrement mal contrainte (absence de l'Anomalie J et de l'Anomalie M0).

- La faiblesse des reconstructions des stades initiaux, antérieurs à l'anomalie M0, est donc pour l'essentiel due à l'absence d'anomalies magnétiques.

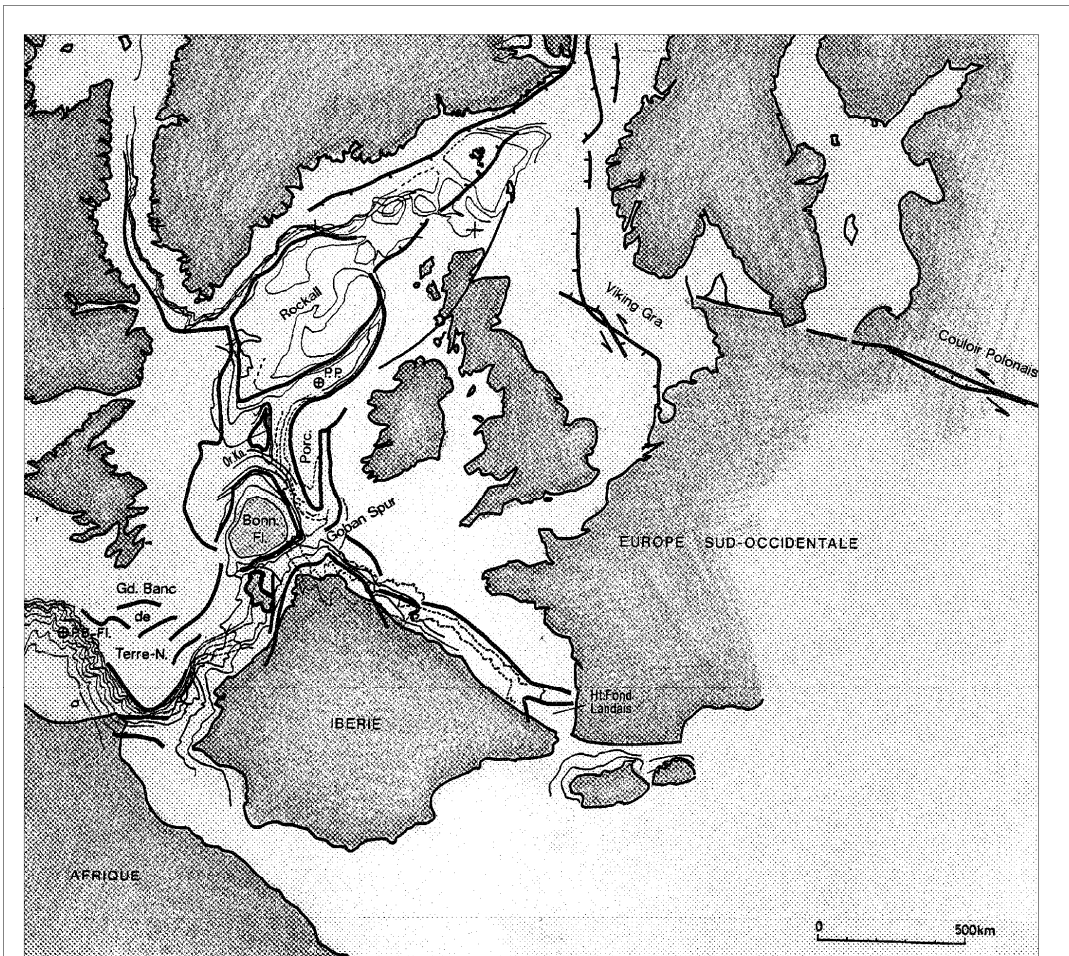
- Les problèmes rencontrés lors des reconstructions cinématiques aux anomalies 34 et 33 tournent autour de l'incertitude sur la position de l'Ibérie au maximum de son ouverture. La phase de raccourcissement tertiaire a induit la formation de la chaîne pyrénéenne et une subduction du domaine océanique du golfe de Gascogne sous l'Ibérie. La géométrie actuelle du golfe de Gascogne ne relate donc pas la position de l'Ibérie à son ouverture maximale.

C.II. Apports cinématiques sur le golfe de Gascogne

C.II.1. Hypothèse d'une reconstruction cinématique du golfe de Gascogne (Fig. I.22.)

Comme l'histoire des Pyrénées est particulièrement importante dans l'évolution du golfe de Gascogne, nous nous fondons sur les reconstructions cinématiques construites sur les données marines de l'Atlantique Nord et du golfe de Gascogne, mais aussi sur les données géologiques observées à terre. Nous avons donc choisi d'utiliser les modèles de reconstructions cinématiques d'Olivet (1996) (*Fig. I.22.*).

Selon Olivet (1996), une phase de distension oblique d'orientation NW-SE aurait affecté le domaine pyrénéen et le Bassin Armoricaïn du Jurassique Supérieur à l'Albien. L'accrétion océanique



(d'après Olivet, 1996)

Figure I.23. :

Reconstruction cinématique pour une fermeture totale des espaces océaniques (Europe fixe).

Elle consiste à rapprocher les bords des principaux bassins. Le Bonnet Flamand et le Banc de Galice, supposés non-déformés, ont été déplacés de manière à refermer tous les espaces.

Cette reconstruction est basée sur deux hypothèses (Olivet J.L., 1996) : la première est d'exclure tout héritage tectonique. La seconde hypothèse considère que le substratum des bassins, situés au pied des marges continentales, sont constitués de croûte continentale extrêmement amincie qui ne doit son amincissement qu'à son allongement (il y a conservation de masse).

Cette reconstruction implique d'importants recouvrements des domaines continentaux non-amincis. Elle implique aussi une amplitude importante et un sens des mouvements en contradiction ou non-confirmés avec les observations géologiques (Olivet J.L., 1996). Cette reconstruction au fit montre donc l'impossibilité de refermer entièrement ces espaces océaniques (Olivet J.L., 1996).

dans le golfe de Gascogne commence à l'Aptien inférieur (*Fig. I.22.a.*) et durera jusqu'au Campanien (Anomalie 34-33, 81Ma). A l'Albien moyen (107Ma), une réorganisation cinématique majeure existe dans les Pyrénées, soulignée par le passage d'une phase distensive (*Fig. I.22.b.*) à un mouvement décrochant senestre. Ce mouvement décrochant se serait terminé vers 90 Ma (*Fig. I.22.c.*). Entre la fin du Crétacé (80Ma) et le Miocène inférieur (vers 20Ma), la plaque ibérique s'est rapprochée de l'Europe. La reconstruction du stade de l'anomalie 33 au Campanien moyen (*Fig. I.22.d.*) montre que ce mouvement s'est effectué par rapport à un pôle de rotation situé près de Lisbonne. Ce mouvement correspond donc à une orientation voisine de N-S au niveau des Pyrénées orientales et NNW-SSE au niveau des Pyrénées Occidentales.

La quantité de raccourcissement entre la plaque Ibérie et Europe, mesurée sur la reconstruction cinématique d'Olivet (1996) au niveau du profil ECORS, est au minimum de 150 km. Cette valeur est supérieure d'un tiers à celle du modèle de restitution anté-compression du profil ECORS, établit par Roure *et al.* en 1989 (Olivet, 1996). La quantité de raccourcissement est plus importante à l'est qu'à l'ouest des Pyrénées, avec un minimum compris entre 170 km à l'Est et 110 km à l'ouest (Olivet, 1996).

C.II.2. La géométrie du golfe de Gascogne avant son ouverture

La reconstruction à l'anomalie J (qui peut varier suivant les auteurs entre l'anomalie M0 et M4) est la plus ancienne que l'on puisse construire avec l'aide des anomalies magnétiques océaniques en ce qui concerne l'évolution de la plaque ibérique. Malgré son incertitude, l'anomalie J est utilisée comme l'empreinte de l'initiation de l'accrétion océanique de l'Atlantique nord, situant ainsi avec une grande marge d'erreur le début de l'accrétion océanique de l'Atlantique nord et du golfe de Gascogne (Masson et Miles, 1984 ; Malod et Mauffret, 1990 ; Olivet, 1996).

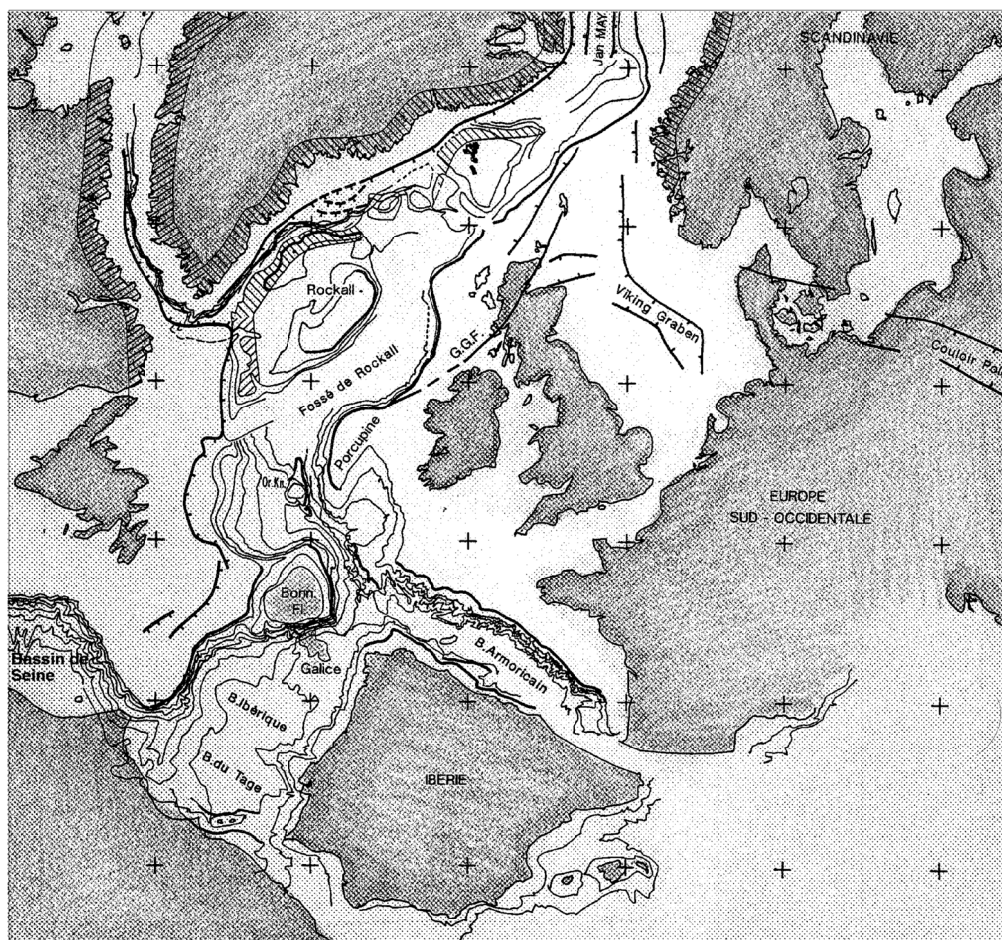
Si la reconstruction à l'Anomalie J ferme des domaines océaniques typiques de l'Atlantique Nord et du golfe de Gascogne, les espaces océaniques qui entourent l'Ibérie tels que la plaine abyssale ibérique, la plaine abyssale du Tage et le Bassin Armoricaïn du golfe de Gascogne, sont encore largement ouverts (*Fig. I.22.a.*). À l'anomalie M0, le Bassin Armoricaïn avait déjà une extension similaire à son extension actuelle (Olivet, 1996) : il est difficile de refermer cet espace avant le Crétacé.

C.II.2.1. Reconstruction cinématique pour une fermeture totale des espaces océaniques

(Fig. I.23)

La diversité des modèles, outre l'incertitude des reconstructions à l'Anomalie J, réside dans le fait que ces espaces océaniques s'associent à une zone magnétique calme où il est particulièrement difficile d'identifier une isochrone. Il en est ainsi à l'ouest de l'Ibérie, au large de Terre-Neuve et au niveau du Bassin Armoricaïn du golfe de Gascogne.

Certains modèles cinématiques résorbent totalement les espaces océaniques, situés entre les marges et l'anomalie J : le Bassin Armoricaïn, les bassins ouest-ibériques et le bassin de Seine seraient donc contemporains à l'accrétion océanique. Quelle que soit la reconstruction à l'Anomalie J utilisée comme point de départ, la fermeture totale des espaces océaniques implique un recouvrement important des domaines



(d'après J.L. Olivet, 1996)

Figure I.24.:

Reconstruction à fermeture partielle par rapport à l'Europe fixe.

Pour être en accord avec les données géologiques terrestres et marines (magnétisme), il est nécessaire de laisser des espaces entre les masses continentales.

Ces espaces regroupent le Bassin Armoricain, les bassins de la Plaine Abyssale Ibérique, le bassin de la Plaine Abyssale du Tage et le Bassin de Seine, ceux là même qui se caractérisent par une signature magnétique atypique (pas d'anomalies linéaires typique d'une croûte océanique). L'un d'entre eux, la Plaine Abyssale Ibérique, contient une large zone appelée zone de transition océan/continent où des péridotites serpentinisées ont été échantillonnées.

continentaux, en particulier celui du Banc de Galice et du Bonnet Flamand. Pour limiter ces recouvrements, des déplacements de micro-blocs ou d'importants décrochements sont nécessaires (*Fig. I.23.*). Or, ces mouvements sont non prouvés ou incompatibles avec les données de terrain (Olivet, 1996).

Quelles que soient les reconstructions cinématiques, la fermeture totale des espaces océaniques implique généralement de nombreuses incompatibilités avec les observations géologiques. Nous sommes donc dans l'impossibilité de refermer entièrement le Bassin Armoricaire, les bassins ouest ibériques et le bassin de Seine (Olivet, 1996).

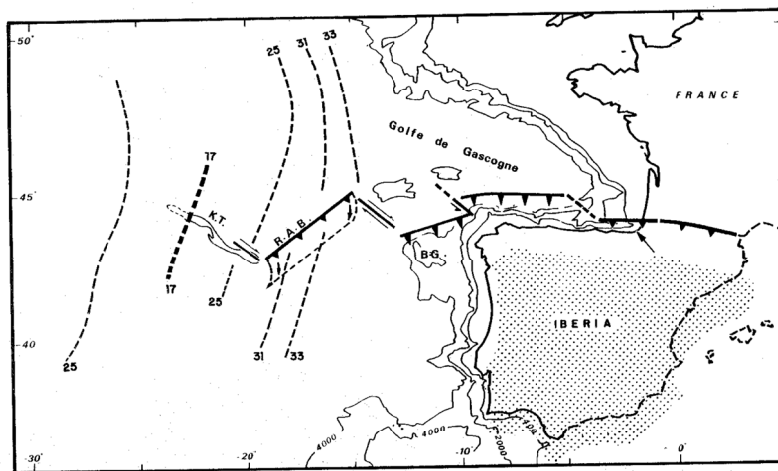
C.II.2.2. Reconstruction cinématique pour une fermeture partielle des espaces océaniques
(Fig. I.24.)

Pour être en accord avec les données géologiques, Olivet (1996) montre qu'il est nécessaire de laisser des espaces entre les masses continentales ; ceci quelles que soient les solutions adoptées (*Fig. I.24.*). Ces espaces, situés au pied de marges continentales passives, regroupent la plaine abyssale ibérique et la plaine abyssale du Tage au large de l'ouest Ibérie, le bassin de Terre-Neuve, le Bassin de Seine au large du Maroc et le Bassin Armoricaire dans le Golfe de Gascogne.

Olivet (1996) suggère que la difficulté de refermer ces espaces océaniques est due à l'hypothèse faite sur les processus d'amincissement de la croûte continentale. L'amincissement par étirement ne permettrait pas à elle seule d'aboutir à une solution globalement satisfaisante. L'origine de ces espaces actuellement occupés par des bassins profonds laisse place à plusieurs hypothèses formulées par Olivet (1996), qui s'opposent à celles émises pour la fermeture totale des domaines océaniques. Si le Bassin Armoricaire est constitué de croûte continentale amincie, l'amincissement crustal par étirement ne permet pas à lui seul d'aboutir à une reconstruction cinématique satisfaisante. Olivet (1996) suggère que l'impossibilité de refermer le Bassin Armoricaire et les bassins ouest-ibériques s'explique par une origine du bassin, antérieure au rifting daté du Crétacé inférieur.

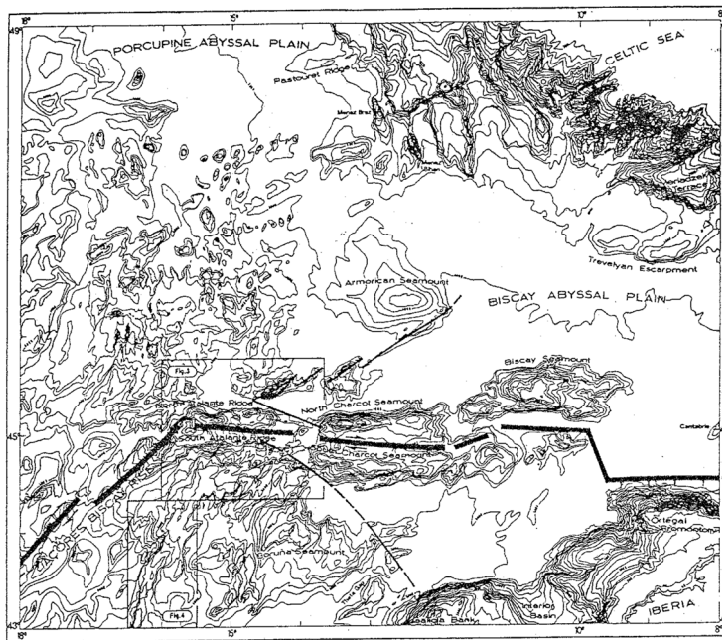
Tous les auteurs s'accordent à donner une part importante aux mouvements relatifs causés par la distension intracontinentale, mais aucun modèle ne résout complètement le problème cinématique posé par l'ouverture des bassins profonds situés au pied des marges continentales. Si l'on veut reconstruire la disposition relative des plaques lithosphériques avant les processus de distension, la nature et l'origine des bassins profonds situés au pied des marges continentales passives doivent être comprises. Ces bassins ont tous une signature magnétique qui diffère des anomalies magnétiques linéaires caractéristiques d'une croûte océanique typique. l'un d'entre eux, la plaine abyssale ibérique, comporte une zone de transition océan/continent, caractérisée par la présence de matériel à 7,2-7,6 km/s interprété comme représentatif d'un matériel mantellique exhumé et serpentinisé.

A



(d'après Grimaud *et al.*, 1982)

B



(d'après Sibuet *et al.*, 1993)

Figure I.25. :

Différentes positions pour la frontière de plaque entre l'Ibérie et l'Europe Occidentale. À partir de la fin du Crétacé, l'accrétion océanique s'arrête et la convergence de l'Ibérie vers l'Europe commence. Elle s'arrêtera entre l'Anomalie 13 et l'anomalie 6. La frontière de plaque est un axe d'accrétion océanique de l'anomalie M0 à l'anomalie 34. La frontière de plaque durant la phase compressive est controversée. Si tous placent la frontière au pied de la Marge Nord-ibérie, en correspondance avec la fosse et le prisme d'accrétion, ils sont en désaccord sur le prolongement occidental de cette frontière et sur les contraintes le long de celle-ci dans l'espace et dans le temps. Les uns placent la frontière au pied de la marge septentrionale du Banc de Galice (Grimaud *et al.* 1982), tandis que les autres la situe au niveau de l'axe d'accrétion fossile du golfe (Sibuet *et al.* 1993 ; Olivet, 1996).

Les contraintes le long de la ride Acores-Biscaye et au niveau de King's Through sont fortement controversées.

C.II.3. Géométrie du golfe de Gascogne à son ouverture maximale, avant la convergence Ibérie/Europe

La plupart des auteurs prennent comme position finale pour l'ouverture du golfe de Gascogne, la position à l'anomalie 34 qui caractérise le moment où l'ouverture est maximale. Le problème rencontré par les reconstructions cinématiques aux anomalies 34 est l'incertitude de la position de l'Ibérie au maximum de son ouverture. L'asymétrie actuelle du domaine océanique du golfe de Gascogne ne relate pas la position de l'Ibérie à son ouverture maximale. En effet, la phase de raccourcissement tertiaire qui a induit la formation de la chaîne pyrénéenne aurait provoqué une subduction du domaine océanique du golfe de Gascogne sous l'Ibérie.

La position de la plaque Ibérie au maximum de son ouverture (Anomalie 34) est fonction de sa position à l'origine de l'ouverture océanique (à l'Anomalie M0) et de sa position actuelle après la convergence. La diversité des reconstructions cinématiques relatant la convergence Ibérie/Europe réside aussi dans la localisation de la frontière de plaque entre l'Ibérie et l'Europe, ainsi que dans les régimes de contraintes existants le long de cette frontière.

La définition des frontières est la base des reconstructions. La série de traits bathymétriques proéminents, s'étendant de King's Trough aux Pyrénées en passant par la ride Acores-Biscay et la fosse Nord espagnole, a été supposée représenter la limite de plaque entre l'Ibérie et l'Europe, entre le Crétacé inférieur et le Paléocène par un grand nombre d'auteurs (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Searle et Whitmarsh, 1978 ; Grimaud, 1981 ; Grimaud *et al.*, 1982 ; Tucholke et Ludwig, 1982 ; Klitgord et Schouten, 1986 ; Srivastava *et al.*, 1990a, b ; Olivet, 1996). Mais la localisation précise de cette frontière diffère selon ces mêmes auteurs. Pour les uns, la fosse nord-espagnole et la marge Nord du Banc de Galice soulignent la frontière des plaques Ibérie/Europe (*Fig. I.25.a.*, Sibuet *et al.*, 1971b ; Grimaud, 1981), pour d'autre la frontière passe au niveau de l'ancien axe d'accrétion du golfe de Gascogne et de la fosse nord ibérique (*Fig. I.25.b.*, Olivet *et al.*, 1984 ; Sibuet *et al.*, 1993 ; Olivet, 1996).

D. QUESTIONS EN SUSPENS ET HYPOTHESES CONTROVERSEES

Au vu des connaissances actuelles que nous avons sur le golfe de Gascogne, nous pouvons dire qu'il est relativement bien connu. Toutefois, de nombreuses questions restent en suspens.

Malgré une segmentation morphologique de la Marge Nord Gascogne très distincte, il est établi que la structuration de cette marge est homogène, constituée pour l'essentiel de blocs basculés mis en place à la suite d'une extension majeure au Crétacé inférieur. Qu'en est-il vraiment ? quelle est son origine et son rôle dans l'évolution du golfe de Gascogne ? comment se matérialise-t-elle dans la structuration tectonique ?.

L'amincissement de la croûte continentale de la Marge Nord Gascogne est un sujet qui mérite toute notre attention. Pour la Marge Nord Gascogne, tous les modèles d'amincissement crustal sont présents : l'amincissement crustal de la Marge de Goban se serait effectuée équitablement entre la croûte continentale inférieure et la croûte continentale supérieure ; celui de la Marge des Entrées de la Manche est controversé, les uns privilégiant l'amincissement de la croûte continentale supérieure, les autres celui de la croûte continentale inférieure ; l'amincissement crustal de la Marge Armoricaire est supposé se produire au dépens de la croûte continentale supérieure ; sous le Bassin de Parentis, la croûte continentale inférieure disparaît. Cette hétérogénéité dans les processus d'amincissements crustaux de la Marge Nord Gascogne est soit réelle (dans ce cas, il faut essayer d'en expliquer les causes), soit erronée (dans ce cas, il faut tenter de trancher entre ces différentes hypothèses).

Je me permets de faire remarquer, que si la marge conjuguée à la Marge Nord Gascogne est proche, celle-ci est intensément déformée, effaçant ainsi d'importantes informations sur l'hypothèse d'un processus de rifting symétrique ou asymétrique.

Si le Bassin Armoricaire est relativement bien décrit, son âge et la nature de son substratum sont controversés. Sa position centrale, entre les bassins d'Aquitaine et Basco-Cantabrique et les bassins de la Manche, lui donnerait un âge permo-triasique, alors que son substratum supposé de nature continentale et supposé structuré par des blocs basculés, l'associerait au rifting du Crétacé inférieur. Les récents travaux cinématiques effectués sur le stade initial de l'Atlantique et du golfe de Gascogne mettent en avant la problématique du Bassin Armoricaire (impossibilité de le refermer) et soulignent aussi les similarités de ce bassin avec les bassins ouest-ibériques. Les processus de mise en place de ces bassins, situés au pied des pentes continentales et caractérisés par une signature magnétique atypique, sont énigmatiques. Au vu des récentes découvertes effectuées sur les bassins ouest-ibériques qui révèlent l'existence d'une zone de transition océan/continent où du matériel mantellique serpentinisé est exhumé, on est en droit de se demander si le Bassin Armoricaire comprend, lui aussi, une zone de transition océan/continent ?

Chapitre II

Les données

CHAPITRE II : LES DONNEES

Pour cette nouvelle étude du golfe de Gascogne, j'ai bénéficié de données géophysiques anciennes et diverses, mais aussi de données géophysiques récentes et originales et de nouveaux outils et méthodes de traitement. L'apport de techniques diverses : traitement sismique, magnétique, gravimétrie, et les reconstructions cinématiques m'ont été d'un grand secours dans l'interprétation et dans l'étude. Je présenterai tout d'abord les données géophysiques, puis les différentes opérations de traitement que j'ai effectuées seule ou en équipe sur les données de sismique réflexion, de sismique réfraction, de gravimétrie et de magnétisme.

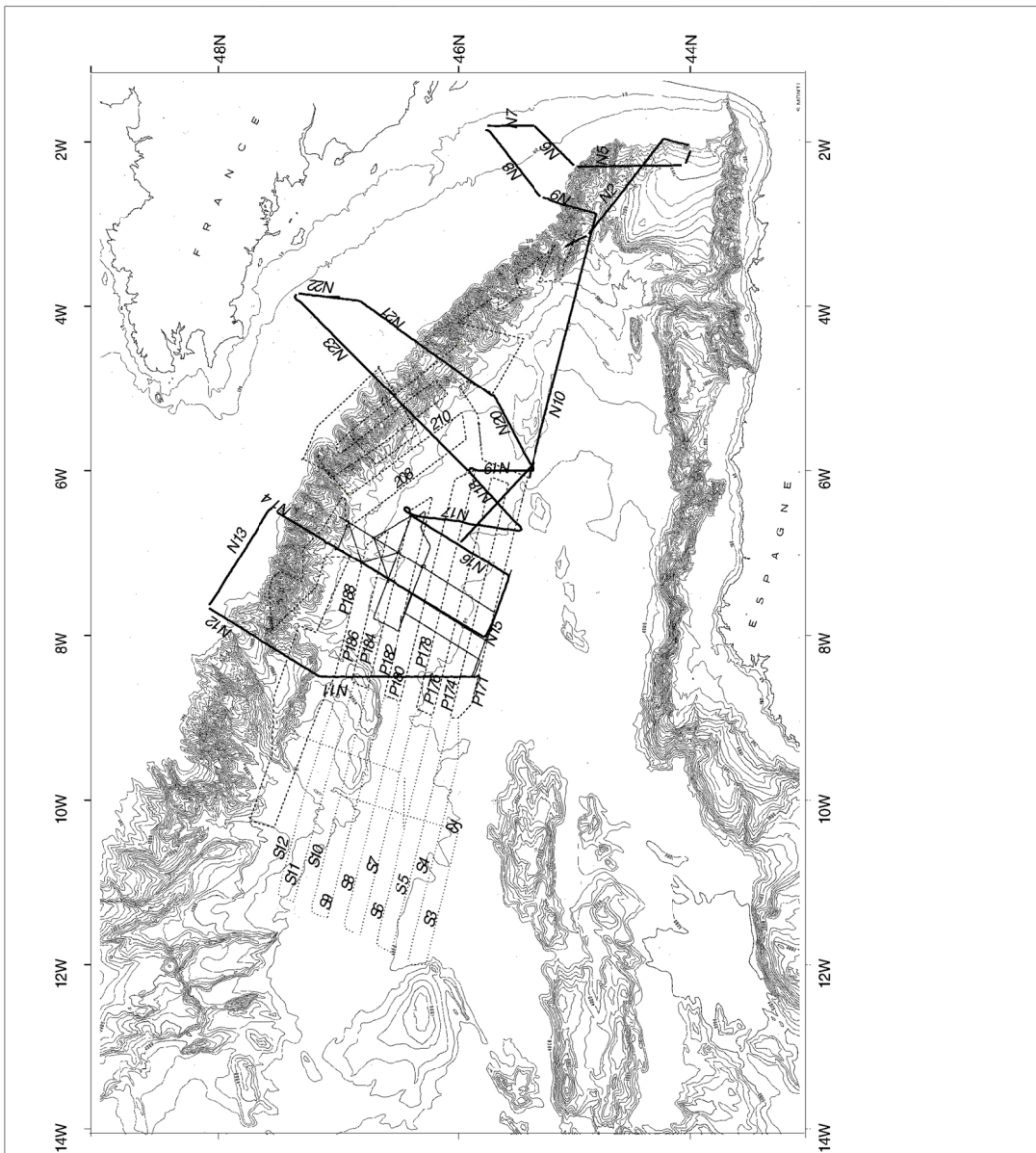


Figure II.1. :

Plan de position des nouvelles campagnes sismiques effectuées dans le golfe de Gascogne par IFREMER.

La campagne NORGASIS (1994) (N/O NADIR) est une campagne d'acquisition de sismique réflexion multitrace (couverture 24) (en trait gras, les numéros des profils sont indiqués par N14 pour le profil Norgasis 14). Le réseau de 20 géophones du fond marin (OBS), mis en oeuvre par A. Him et F. Avedik, ont été acquis lors de la campagne NORGASIS (1994) (trait fin).

La campagne ZEE-GASCOGNE (en tiretés) a permis d'acquérir un levé sismique équivalent à une monotrace, en Mai 1997 à bord de N/O l'ATALANTE (les numéros des profils sont indiqués par P171 pour le profil Zee-Gasc.171).

La campagne SEDIFAN (en pointillés) a permis d'acquérir un levé sismique équivalent à une monotrace, en Juin 1997 à bord de N/O l'ATALANTE (les numéros des profils sont indiqués par S2 pour le profil Sedifan2).

A. LES DONNEES DE SISMIQUE REFLEXION ET REFRACTION

A.I. Présentation des données sismiques mises à ma disposition

A.I.1. Les données de sismique réflexion récentes

L'objet initial de ma thèse a été l'interprétation des nouvelles données de sismique de la campagne NORd GAScogne SISmique (NORGASIS, *Fig. II.1.*). Cette campagne, acquise à bord du N/O le NADIR en octobre 1994 sous la direction de Jean-Louis Olivet et Félix Avedik (IFREMER), comprenait une étude de sismique réflexion multitrace et une étude de sismique réfraction.

Les données de sismique réflexion multitrace ont été enregistrées grâce à une flûte de type AMG de 96 traces de 25m d'intervalle. Le laboratoire d'acquisition, de type SERCEL 358, nous a fourni des données numériques à un pas d'échantillonnage de 4ms. Le signal source a été induit par l'association de 8 à 10 canons à airs de type GI Guns (SODERA) selon le procédé de tir Monobulle (Avedik *et al.*, 1993). Les paramètres de tirs ont été ajustés de manière à avoir une couverture 24 (intertir de 50m). La durée d'écoute, de 17 secondes, a permis d'enregistrer des structures intracrustales sur la Marge des Entrées de la Manche, sur la Marge Armoricaire, sur le Bassin Armoricaire, sur la terminaison orientale du golfe de Gascogne et le long d'une structure postulée et appelée Ride Nord Gascogne par de nombreux auteurs. Ces images sismiques (2200 km) apportent d'importantes informations sur le Bassin Armoricaire, le domaine continental et le domaine océanique.

A ces profils sismiques longue écoute, des profils de sismique réflexion ont été acquis à bord de l'ATALANTE, lors de deux campagnes océanographiques, en complément de l'acquisition de nouvelles données bathymétriques EM12 et de carottages (*Fig. II.1.*). Les profils de la campagne ZEE-GASCOGNE (mai 1997, IFREMER), à laquelle j'ai participé, ont été mis à ma disposition par R. Le Suave. Les profils de la campagne SEDIFAN (06/1997, IFREMER) ont été mis à ma disposition par G. Auffret. Ces deux sets de profils ont été utilisés pour des études sur le Quaternaire par les équipes de sédimentologie. Je les ai pour ma part utilisés pour leurs informations sur la totalité de la couverture sédimentaire. Grâce à ces deux campagnes océanographiques, les profils de longue écoute Norgasis ont pu être corrélés et la quasi-totalité du domaine septentrional du golfe de Gascogne a pu être visualisée, du Mont Armorique au Dôme Gascogne, depuis la Marge Nord Gascogne jusqu'au nord du Mont Cantabria.

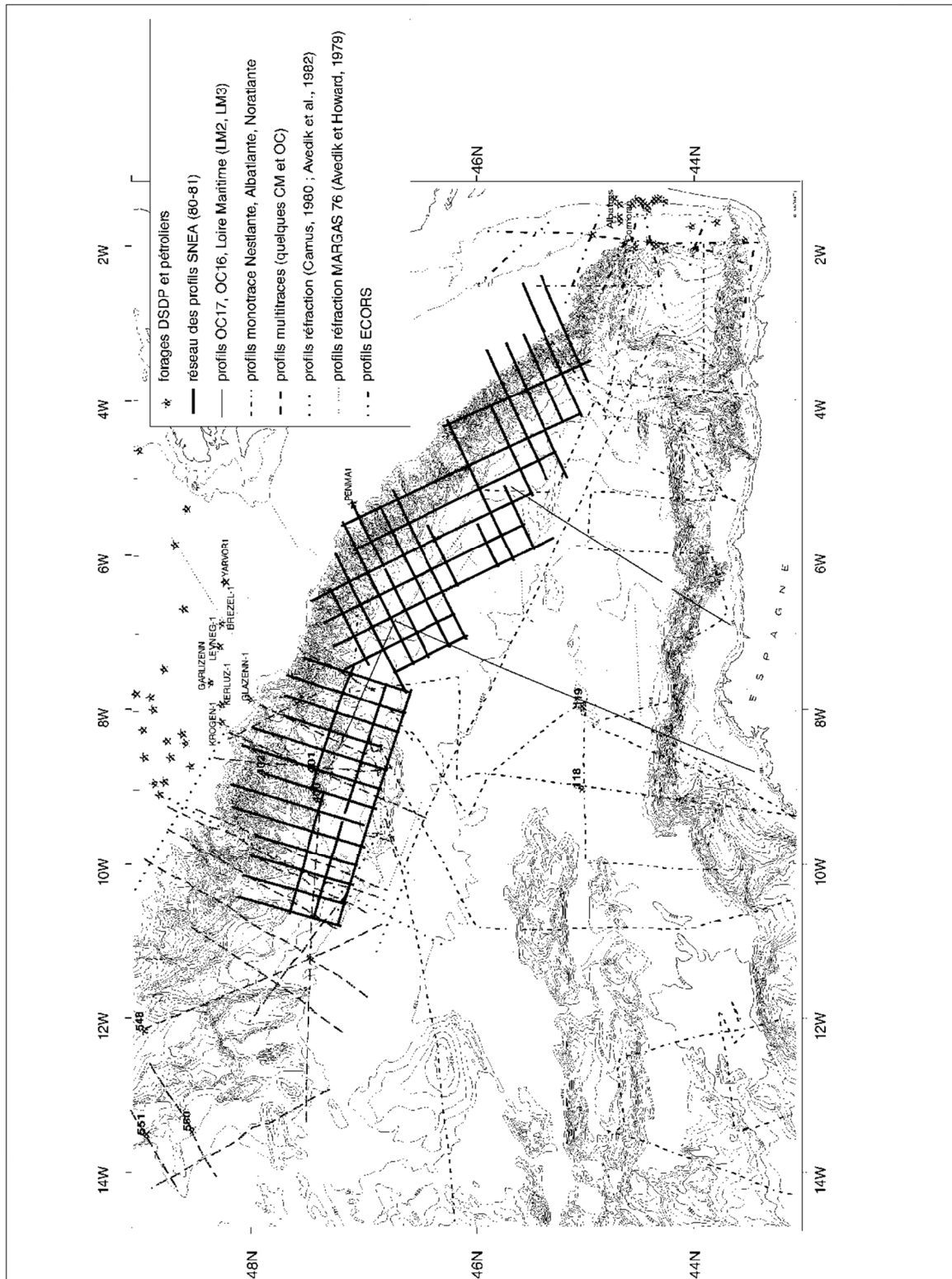


Figure II.2. :

Plan de position des anciennes campagnes de sismique réflexion et réfraction effectuées dans le golfe de Gascogne dans les années 70 et 80. Associés à ce réseau sismique, les forages DSDP et pétroliers ont été reportés.

Ces données de sismique réflexion, acquises à une vitesse de 10 noeuds, ont été enregistrées grâce à une flûte de 6 traces de 50m d'intervalle, avec un pas d'échantillonnage de 4ms. Le signal source a été induit par l'association de 2 canons à airs de type GI Guns (SODERA) et utilisé de manière à obtenir un pas de tir tous les 50 mètres. La durée d'écoute, de 8 à 10 secondes maximum, a seulement permis d'enregistrer les structures superficielles : la couverture sédimentaire et dans le meilleur des cas le substratum du domaine océanique. Le socle acoustique a été localement atteint dans le Bassin Armoricain, dans le Bassin Celtique Profond et sur Trévelyan ; l'épaisseur trop importante de la couverture sédimentaire limitait le pouvoir de pénétration du signal acoustique. Ces profils donnent, tout de même, une image sismique complémentaire, sur environ 7730 km (4230 km pour ZEE-GASCOGNE et 3500 km pour SEDIFAN), ce qui n'est pas négligeable.

A.I.2. Les données de sismiques réflexion anciennes

Le golfe de Gascogne n'est pas un domaine vierge de données, en particulier en sismique réflexion. Nous avons donc compilé le maximum de données de sismiques réflexion et réfraction pouvant exister (*Fig. II.2.*).

Un réseau de profils de sismique réflexion multitrace (couverture 24), de la Société Nationale ELF Aquitaine (S.N.E.A. des années 80 et 81), a été mis à ma disposition sous forme de profils stackés et sur papier. Le maillage régulier de ces longs profils, qui parcourent environ 8400 km, me permet de cartographier, de manière détaillée, les structures superficielles et profondes (jusqu'à 10-12 secondes temps double) de la structure Mériadzek-Trévelyan, mais aussi celles des bassins profonds situés de part et d'autre, le Bassin Armoricain et le Bassin Celtique Profond. Malheureusement, ce réseau sismique couvre la marge, mais n'atteint pas le domaine océanique (*Fig. II.2.*).

Des données de sismique réflexion multitrace (profil OC, CM, GEOM, S de l'IFP, CNEXO, CEPM et IOS) et de sismique réflexion monotrace Flexotir (profil Loire Maritime, Nestlante, Noratlante, Albatlante du CNEXO), acquises dans les années 70 et 80, permettent de visualiser plus de 7000 km de coupes de la marge nord à la marge sud du golfe de Gascogne, en passant par la plaine abyssale et ses monts sous-marins (*Fig. II.2.*). Nombreux sont ceux dont la navigation et la qualité posent problème ; ils offrent toutefois de précieux renseignements. Ces profils hétérogènes ne seront pas utilisés pour l'interpolation informatisée des cartes sédimentaires, mais seulement pour leurs apports qualitatifs d'ordre structural ou de stratigraphie sismique.

L'ensemble des données sismiques (18000 km), anciennes et nouvelles, couvrent la quasi totalité du domaine septentrional du golfe de Gascogne (*Fig. II.3.*).

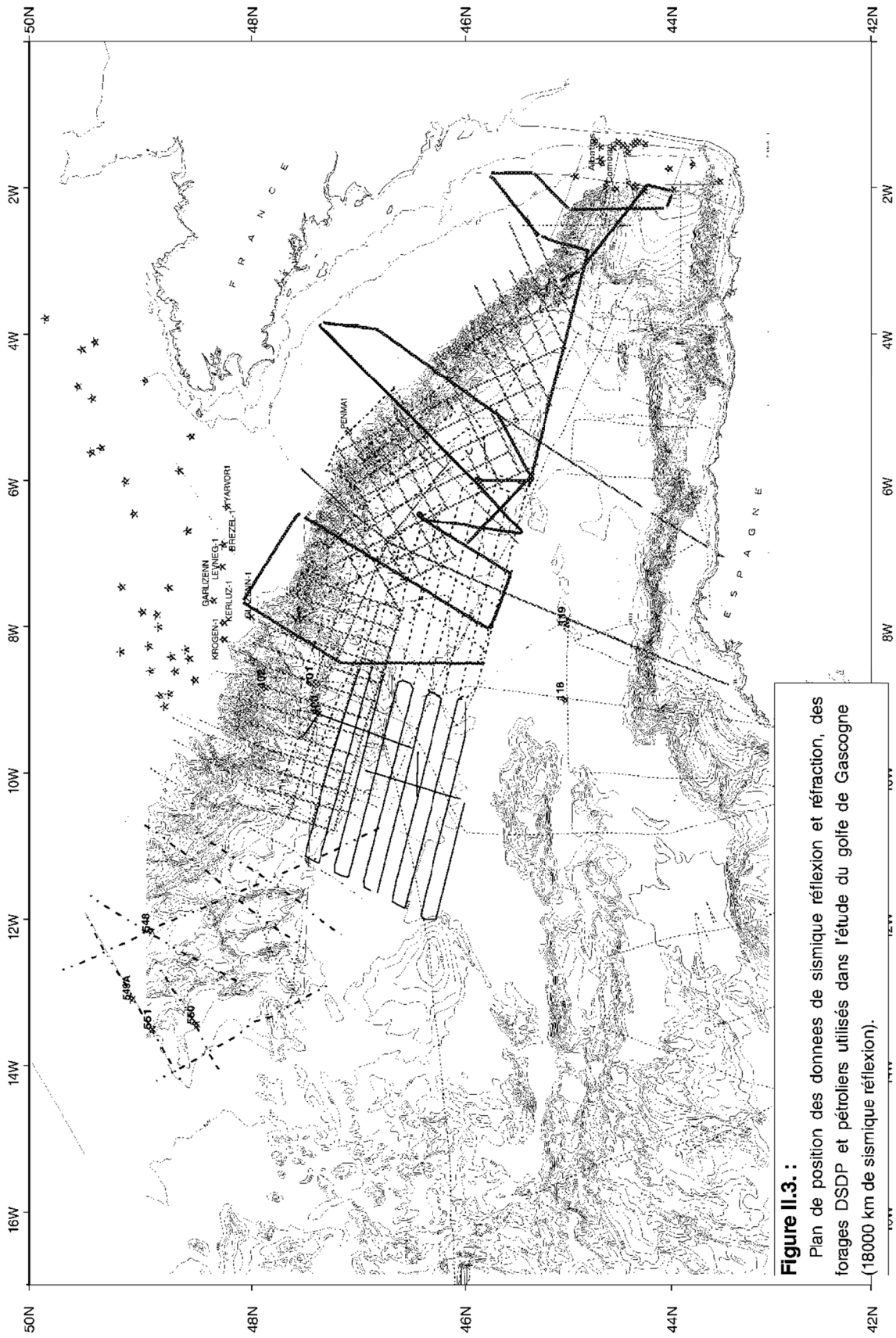


Figure II.3. :
Plan de position des données de sismique réflexion et réfraction, des forages DSDP et pétroliers utilisés dans l'étude du golfe de Gascogne (18000 km de sismique réflexion).

A.I.3. Les données de sismiques réfraction

Si les images de sismique réflexion multitrace donnent une bonne image des structures profondes du golfe de Gascogne, leur interprétation nécessite des informations sur les vitesses de propagation. Accompagnant les nouvelles données de sismique réflexion NORGASIS, des données de sismique réfraction et de réflexion grand angle ont été acquises lors de la campagne NORGASIS (1994) (*Fig. II.1.*). Ces nouvelles données de sismique réfraction ont été acquises sur la partie occidentale du Bassin Armoricaire, grâce à un réseau de 20 géophones de fond de mer (*Ocean Bottom Seismograph* : OBS). Ce réseau de géophones japonais fut mis en oeuvre grâce à Alfred Hirn (IPG Paris) et Felix Avedik (IFREMER). Ce réseau traverse une croûte continentale amincie, transitionnelle à océanique. Les données de très bonne qualité et le grand nombre de géophones nous ont permis de contraindre au mieux les données de sismique réfraction et de sismique oblique confrontées à la sismique verticale, afin d'obtenir un modèle de réfraction des plus fiables.

J'avais aussi à ma disposition, dans la bibliographie du golfe de Gascogne, les principaux résultats des études sismiques effectuées sur le golfe de Gascogne. La plaine abyssale du golfe, dont la frontière orientale, fut particulièrement étudiée par Bacon *et al.* (1969), Damotte *et al.* (1971) et Limond *et al.* (1972). La campagne Margas 76 (Avedik et Howard, 1979) a permis de suivre les variations de vitesse de la plate-forme armoricaine au domaine océanique, en traversant la pente continentale et le Bassin Armoricaire dans sa partie orientale, mais aussi de la plate-forme des Entrées de la Manche au domaine océanique, en passant sur la Terrasse de Mériadzek et l'escarpement de Trévelyan. En 1982, le domaine situé à l'ouest de l'ensemble Trévelyan-Mériadzek, fut étudié avec 2 OBS. Les lignes 1, 2 et 3, recoupent la Marge des Entrées de la Manche et le Bassin Celtique Profond. Les résultats ont été présentés par Camus (1980), Avedik *et al.* (1982), Ginzburg *et al.* (1985) et Whitmarsh *et al.* (1986).

A.II. Travaux effectués en laboratoire

A.II.1. Le traitement des données de sismique réflexion multitrace NORGASIS

La partie la plus conséquente de mon travail en laboratoire a consisté à traiter environ 2200 km de lignes de sismique réflexion multitrace NORGASIS. Le traitement sismique fut effectué sous la tutelle de Hervé Nouze (IFREMER). À l'aide du logiciel de traitement sismique ProMAX, cette étape a été divisée en deux parties : dans la première étape, on a appliqué sur toutes les lignes sismiques, le traitement standard suivant :

Lecture des données enregistrées sur bandes magnétiques sous format segD
Analyse spectrale
Filtrage, sous-échantillonnage à 8ms, troncature (longueur de trace choisie)
Récupération d'amplitude
Édition et suppression des traces bruitées
Application de la géométrie du système d'acquisition
Test de déconvolution : la compression du signal *spiking deconvolution* n'a pas été nécessaire car le signal source était court
Analyse de vitesse : réalisée par un calcul de semblance, pointage sur les CDP, dont l'incrémentaion a été fonction de la complexité de la zone.
Corrections dynamiques et sommation (NMO et CDP)
Migration Kirchhoff en temps à vitesse constante de l'eau (1500 m/s)
Migration Kirchhoff en temps à vitesse de stack (vrms) de 30 à 10% réduite
Sorties imprimantes à une échelle de travail
Sauvegardes en format ProMAX
Enregistrement des profils traités sous format SEG Y

La seconde étape, qui correspond à un traitement sismique amélioré (suppression de multiples, migration avant stack), fut effectuée sur quelques profils voire quelques portions de profils clefs : comme cette seconde étape nécessite un temps de traitement double voir triple, nous avons décidé de travailler sur des sections de profils sélectionnées pour leur complexité ou leur caractère clef (par exemple : les horizons intra-crustaux sous la pente continentale ou bien le contact Bassin Armoricaïn - croûte océanique). Nous avons effectué sur la section sismique du profil NORGASIS 14 une migration profondeur, d'après la loi de vitesse dérivée de l'analyse de vitesse rms (vitesses de stack) et d'après une loi de vitesse simple, étroitement liée au modèle de réfraction NORGASIS.

A.II.2. Le traitement sismique des données ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN

Afin d'améliorer les images sismiques des campagnes ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN, j'ai effectué un traitement sismique grâce au logiciel de traitement sismique ProMAX version 7.0. Au vu des caractéristiques de ces données et du temps qui m'était donné, j'ai choisi de minimiser le traitement. En effet, cette sismique (6 traces), acquise à vitesse élevée (10 noeuds), ne permet pas d'effectuer une loi de vitesse complexe et fiable. Appliquer la sommation de ces 6 traces n'apportant aucune amélioration notable, j'ai donc choisi de travailler exclusivement sur une monotrace choisie pour avoir un bon rapport signal/bruit.

Lecture des données enregistrées sur bandes magnétiques sous format segD

Analyse spectrale.

Filtrage.

Récupération d'amplitude.

Édition et suppression des traces et/ou tirs bruitées. Sélection de la meilleure trace parmi les six. Le travail s'effectuera donc sur une monotrace.

Application de la géométrie.

Migration Kirchhoff en temps à vitesse constante de l'eau (1500 m/s).

Sorties imprimantes à une échelle de travail.

Sauvegardes en format PROMAX.

Enregistrement des profils traités sous format SEG Y.

A.II.3. Travaux sur les données de sismique réfraction de NORGASIS

Les données de sismique réfraction ont été acquises par un réseau de 20 géophones, dont la répartition permettait de recueillir des données à la verticale du profil réflexion NORGASIS 14 et OC17, mais aussi perpendiculairement (*Fig. II.1.*). Ces données ont été démultiplexées puis converties dans un format lisible par l'équipe de A. Hirn.

Dès Décembre 1997, ces données ont été traitées par Luis Matias de l'université de Lisbonne en collaboration avec A. Hirn et F. Avedik. Deux études ont été menées parallèlement sur ces données, (1) observations des amplitudes et modélisation de synthétiques, (2) modélisation des interfaces sismiques par les temps d'arrivée.

(1) Effectuées sur des profils parallèles à la marge (la géométrie y est relativement constante), l'observation des amplitudes et la modélisation de synthétiques ont permis de contraindre les vitesses de propagation et les gradients de vitesse au sein d'une couche sismique et entre deux couches sismiques différentes.

(2) Les modèles de réfractons (*Ray tracing*) ont été effectués le long de profils perpendiculaires à la marge (NORGASIS 14 et OC17) pour contraindre la géométrie des structures profondes.

Tous ces travaux effectués sur les données de réfraction ont tenu compte de la géométrie du Bassin Armoricaïn connue par l'interprétation des profils de sismique réflexion verticale, dont les profils NORGASIS 14, NORGASIS 15 et OC17. Le couplage sismique réflexion/réfraction se révèle être un atout majeur, augmentant les contraintes et donc la fiabilité des modèles de réfraction. Les données de réfraction NORGASIS apportent d'importantes informations sur la structure des vitesses du bassin et de la Marge Armoricaïne, que nous présenterons dans le chapitre IV.A.. Les observations déduites des modèles réfraction NORGASIS ont été comparées aux résultats de réfraction antérieurs situés sur la partie orientale du Bassin Armoricaïn (Bacon *et*

al., 1969 ; Damotte *et al.*, 1971 ; Limond *et al.*, 1972, 1974 ; Avedik et Howard, 1979), sur la partie occidentale du banc Trévelyan-Mériadzek (Avedik et Howard, 1979 ; Whitmarsh *et al.*, 1986) et sur les plaines abyssales au large de la marge occidentale de l'Ibérie.

A.III. Travaux sur les séries sédimentaires : création des cartes isobathes et isopaques

La compilation des données de sismique réflexion multitrace et monotraces a été la base pour établir une stratigraphie sismique cohérente pour tout le golfe de Gascogne et ainsi cartographier les structures profondes, les isobathes des principales discordances et les isopaques des différentes formations sédimentaires. J'ai choisi d'effectuer de façon manuelle la cartographie du socle acoustique du Bassin Armoricaïn, de la Terrasse de Mériadzek et de Trévelyan ; la complexité structurale des structures profondes nécessitait une interprétation géologique. Par contre l'homogénéité des réflecteurs sismiques au sein de la couverture sédimentaire a rendu possible l'application d'une interpolation informatisée. La cartographie des isobathes des principales discordances et isopaques des différentes formations sédimentaires a été effectuée à l'aide des logiciels ISATIS, TRISMUS et GMT.

A.III.1. Préparation des données

Ayant vérifié la justesse de la navigation, des interprétations sismiques et des croisements des profils sismiques et des réflecteurs acoustiques, cinq marqueurs sélectionnés ont été numérisés : le fond sous-marin, la discordance éocène, le toit de la formation 2b, le toit de la formation 3 et la surface du socle acoustique. La surface du socle acoustique correspond au toit de la croûte océanique dans le domaine central et à la base de la couverture sédimentaire litée pour le Bassin Armoricaïn. Pour la Terrasse de Mériadzek et l'escarpement de Trévelyan, comme les relations entre le substratum et la couverture *syn-rift* sont souvent énigmatiques, nous avons considéré le toit de la série *syn-rift* comme surface du socle acoustique. La numérisation manuelle s'est effectuée par réflecteurs et par profils selon un pas d'échantillonnage globalement de 50 tirs. Les fichiers résultants (Tirs, profondeur en seconde temps double) ont été vérifiés grâce à une visualisation sur la coupe sismique ("line drawing"), qui a permis d'éliminer les points aberrants. Par la suite, ces fichiers ont été couplés à la navigation afin d'obtenir des fichiers temps en fonction de la latitude et longitude. La visualisation des *line drawing* et la transformation des fichiers ont été faites à l'aide de programmes GMT-CSHELL. Ces fichiers (latitude, longitude, profondeur en seconde temps double) ont servi de base aux cartes d'isobathes et d'isopaques.

A.III.2. Création des cartes d'isobathes et d'isopaques

Les cartes d'isobathes et d'isopaques ont été créées par le logiciel géostatistique ISATIS *The geostatistical key* de l'École des Mines de Paris et de Géovariance. Après une vérification sur la distribution des données dans l'espace, nous avons créé une grille servant de squelette à l'interpolation des données sismiques numérisées. Le modèle d'interpolation choisi, après de nombreux essais, est un modèle de krigeage linéaire.

Cette technique requiert la définition des paramètres de voisinage, lesquels caractérisent les points échantillonnés utilisés lors de l'estimation, en donnant la localisation du point "cible". Les valeurs prises en compte pour l'interpolation sont pondérées en fonction de leur distance par rapport au point cible. Les distances inter-profils variant entre 15 et 30 km, nous avons choisi un champ d'action de 20 km de circonférence, divisé en 8 secteurs angulaires, afin d'interpoler les données sur une grille de 5km sur 5km.

Nous avons donc obtenu des cartes d'isobathes pour chacun des marqueurs sismiques choisis. Une simple opération de soustraction des cartes d'isobathes entre elles a permis d'obtenir des cartes d'isopaques des différentes formations sédimentaires. Comme les cartes d'isopaques proviennent des cartes déjà interpolées, la résolution sera très légèrement détériorée. Comme toutes les cartes obtenues ont été vérifiées de façon manuelle, nous pouvons dire que l'allure globale des structures est correcte. Toutes observations effectuées sur un domaine plus petit ou égal au pas de la grille ne doivent pas être prises en compte. Nous avons donc obtenu :

- (1) une carte du fond marin que nous pouvons comparer avec la bathymétrie;
- (2) des cartes d'isobathes de la déformation éocène, du toit de la formation 2b, du toit de la formation 3, de la surface du socle acoustique et de la surface du manteau ;
- (3) des cartes isopaques des formations 1, 2a, 2b, 3 et du socle acoustique.

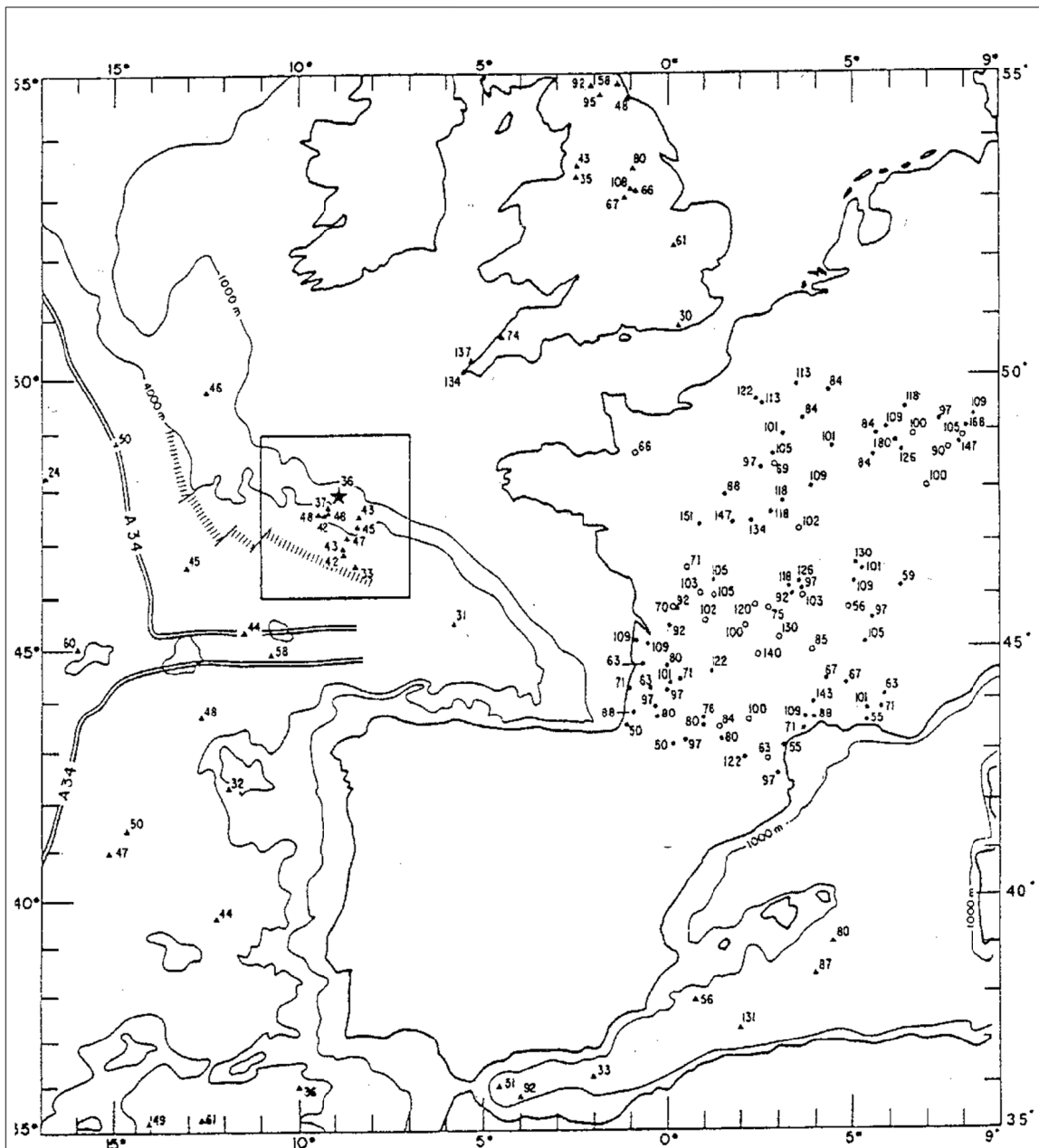


Figure II.4. :

Données de flux de chaleur en Europe de l'ouest et dans le golfe de Gascogne (Fouchet et Sibuet, 1979).

B. AUTRES DONNEES GEOPHYSIQUES

Un premier travail d'interprétation des nouvelles données bathymétriques (Monti, 1993), magnétiques (Macnab *et al.*, 1995 ; Verhoef *et al.*, 1996) et gravimétriques (Sandwell et Smith, 1996), a été effectué sur le golfe de Gascogne et sur l'Atlantique Nord-Est, permettant de dégager les directions majeures et d'associer une signature morphologique et géophysique aux structures sismiques observées.

B.I. Les données bathymétriques

Trois cartes bathymétriques détaillées du golfe de Gascogne et de l'Atlantique NE ont été publiées successivement par Berthois *et al.* (1968), Laughton *et al.* (1975) et Lallemand *et al.* (1985a et b). La carte bathymétrique la plus récente du golfe de Gascogne, intégrant l'ensemble des données disponibles obtenues à partir de sondeurs conventionnels et multi-faisceaux, fut publiée par Sibuet *et al.* en 1994. Cette dernière carte fut réalisée par Monti en 1993, en projection de Mercator selon l'ellipsoïde WGS 72, à l'échelle du 1/1000000 à 38°N et réduite au 1/2400000 à 41°N. L'équidistance des courbes bathymétriques est de 200 m.

Les récentes données bathymétriques acquises par EM12 (IFREMER) sont en cours de compilation. Pour nos travaux sur le golfe de Gascogne, nous avons utilisé la carte de Monti (1993) qui a la particularité d'être précise au niveau de la marge, des structures situées au pied de la marge et des monts sous-marins, même si l'un d'eux manque (le Mont Burdigala qui est présent sur la carte schématique du fond marin de Tanguy De Rémur).

B.II. Les données gravimétriques

B.II.1. Les données anciennes et nouvelles

La première carte gravimétrique de la région fut publiée par Bacon *et al.* en 1969-1970. Simultanément, le CNEXO a effectué des levés gravimétriques et a établi une carte de synthèse en 1971 (Sibuet et Le Pichon, 1971a) En 1981, Lalaut publie les cartes d'anomalies gravimétriques à l'air libre.

Pour notre étude sur le golfe de Gascogne et l'Atlantique, nous avons utilisé la nouvelle carte des anomalies gravimétriques à l'air libre réalisée par Sandwell et Smith (1997) (*Fig. II.4.*). Cette base de données a été réalisée à partir des données altimétriques des satellites Geosat (GEOdetic SATellite, 1986) qui ont la particularité de fournir des profils altimétriques distants de 6 km à 8 km.

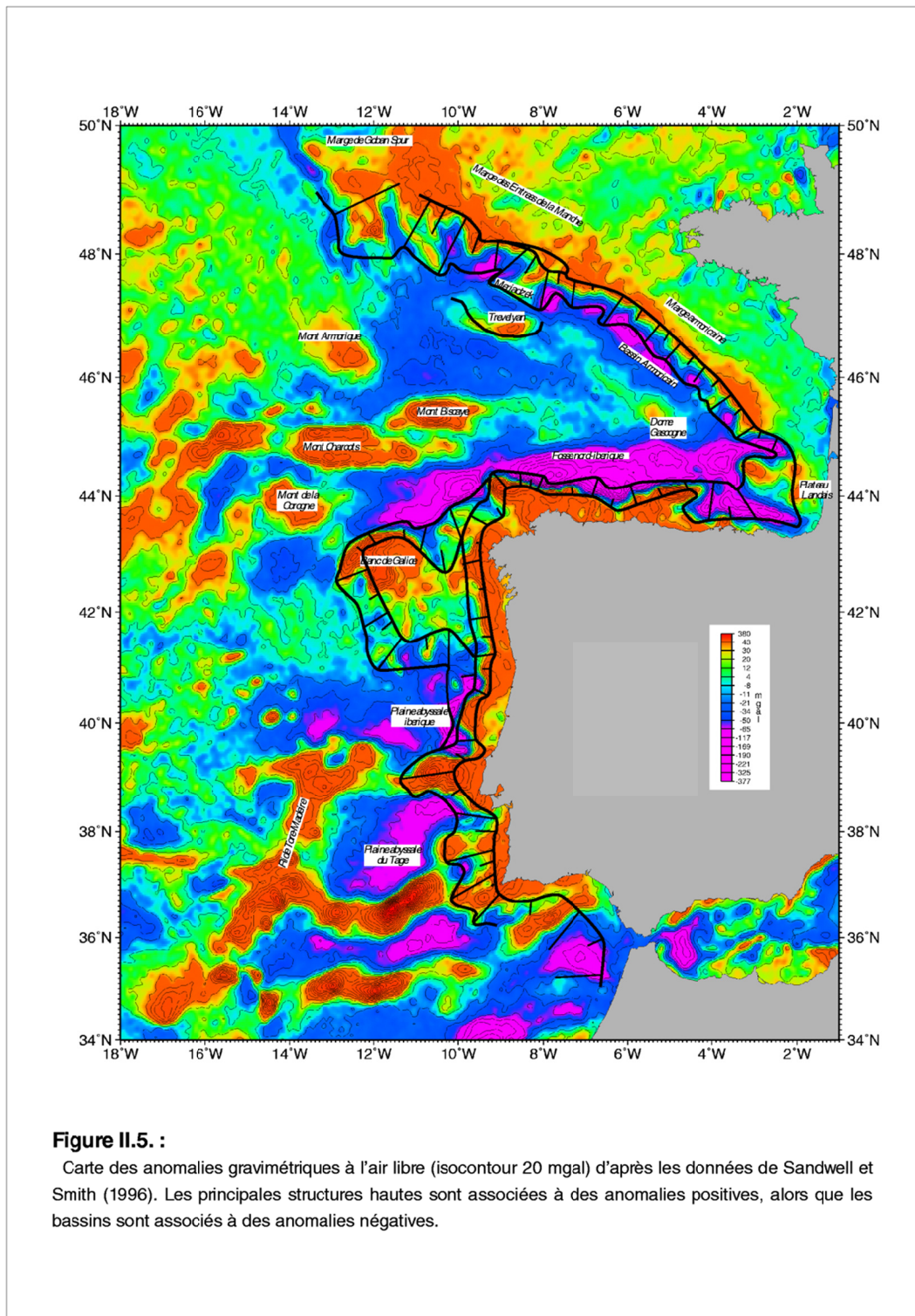


Figure II.5. :

Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre (isocontour 20 mgal) d'après les données de Sandwell et Smith (1996). Les principales structures hautes sont associées à des anomalies positives, alors que les bassins sont associés à des anomalies négatives.

La résolution est donc importante puisque la maille de grille est de l'ordre de la dizaine de kilomètres. L'intérêt de la carte des anomalies à l'air libre par rapport à une carte des anomalies du géoïde est de privilégier la signature des structures de surface. On peut ainsi espérer l'utiliser directement comme une carte morphologique (Gilg-Capar, 1994).

B.II.2. Le traitement des données de gravimétries à l'air libre

Les modélisations gravimétriques directes et inverses ont permis de valider les modèles de vitesse réfraction mais aussi de déterminer les relations entre les structures sismiques profondes et les anomalies de densité. En effet, la gravimétrie peut jouer un rôle important dans la discussion sur l'extension et la nature de la croûte et sur la profondeur du Moho du Bassin Armoricaïn. Les manipulations effectuées sur les données gravimétriques à l'air libre de Sandwell et Smith (1996) ont été effectuées par Luis Matias dans l'année 1998. Les modèles gravimétriques ont été effectués à partir de mes interprétations sismiques, de mes cartes isopaques tri-dimensionnelles des différentes formations du Bassin Armoricaïn et des modèles de vitesse réfraction de L. Matias (1998). Cette étude gravimétrique utilise des vitesses sismiques, donc des densités, pour chacune des couches structurales répertoriées par sismique réflexion. Un traitement a été effectué selon une méthode directe (comparaison entre les cartes synthétiques calculées et la carte des données altimétriques réelles) et selon une méthode indirecte.

B.III. Les données magnétiques

Matthews *et al.* (1968) ont établi la première carte d'anomalies magnétiques basée sur des mesures marines. Au cours de l'année 1969, un relevé aéromagnétique a été réalisé pour le CNRS par la Compagnie Générale de Géophysique. Les mesures magnétiques ont été effectuées à une altitude de vol de 500 m, le long de lignes équidistantes de 10 km recoupées perpendiculairement par des lignes espacées de 40 km. Il en a résulté des cartes d'anomalies magnétiques du champ total ou réduites aux pôles (Le Mouël et Le Borgne, 1971) sur lesquelles ont été mis en évidence les principales anomalies et les principaux linéaments.

Pour nos travaux sur le golfe de Gascogne et l'Atlantique Nord, nous avons utilisé ces mêmes données aéromagnétiques, tirées d'une compilation numérique récente (Verhoef *et al.*, 1996). Cette compilation nous offre une image relativement homogène (résolution de 5 km) de la signature magnétique de l'Atlantique nord et du golfe de Gascogne (*Fig. II.5.*). Le format numérique des anomalies magnétiques du champ total nous a permis d'appliquer différents traitements qui avaient pour but de filtrer à différentes longueurs d'onde et de réduire au pôle. Ce travail technique fut effectué à l'aide des logiciels SURFER et GMIPACK au BRGM, en étroite collaboration avec C. Truffert.

=> Un premier travail a consisté à appliquer une réduction au pôle sur les anomalies du champ magnétique total afin de replacer les anomalies à l'aplomb des sources qui les créent.

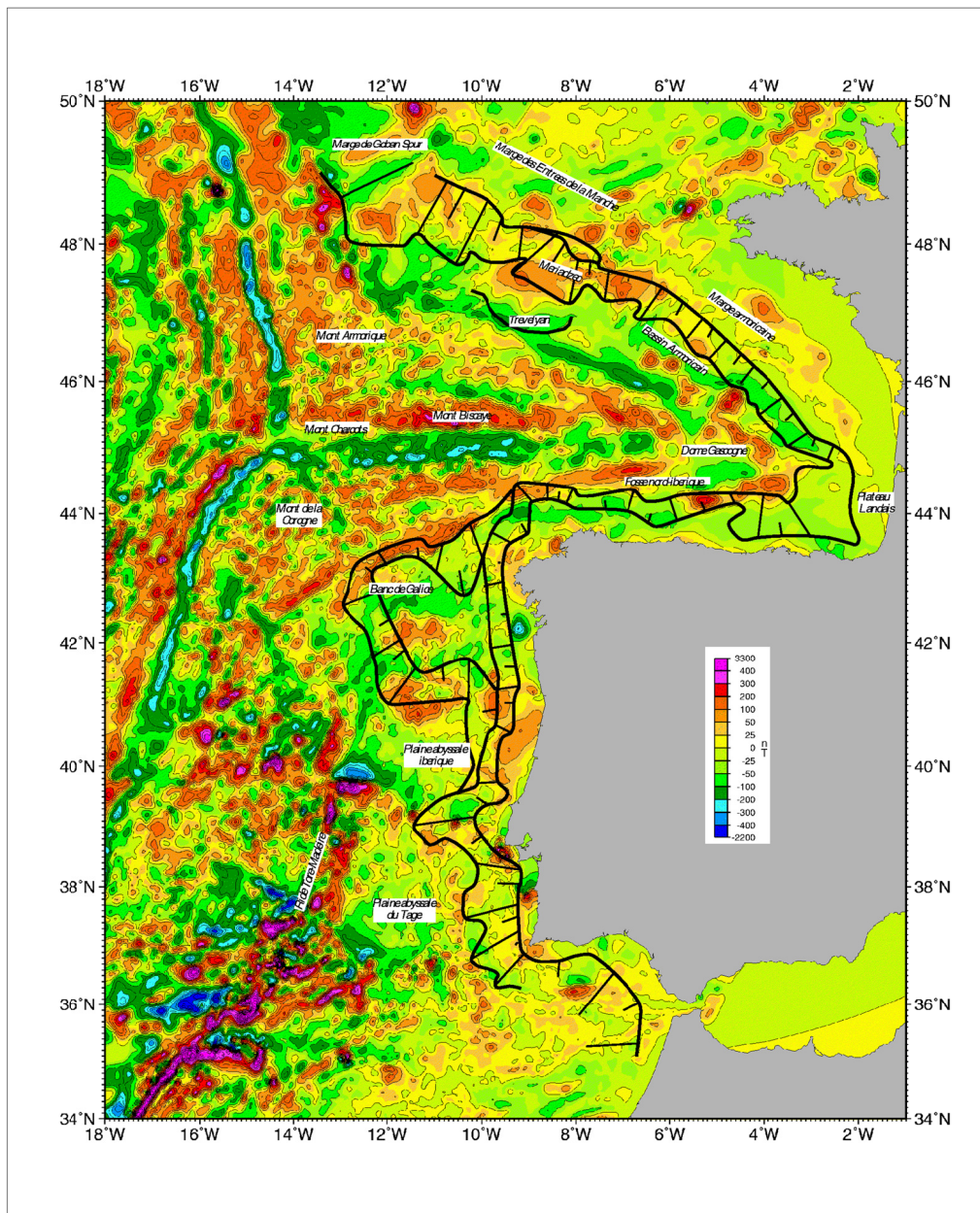


Figure II.6 :

Carte des anomalies magnétiques de Verhoeff *et al.* (1996) (Isocontour 50nT). Le domaine océanique est caractérisé par des anomalies magnétiques linéaires (la forte anomalie positive orientée EW est l'anomalie 34). Les bassins situés au pied des marges continentales sont magnétiquement calme.

Ce repositionnement s'associe à un réajustement de l'intensité et à une réduction de la longueur d'onde des anomalies magnétiques. Il faut savoir que le golfe de Gascogne se situe actuellement autour de 45^{ème} parallèle, latitude où le décalage et la déformation des anomalies magnétiques sont les plus importants. Nous avons supposé que les anomalies magnétiques du champ total reflétaient les anomalies d'une aimantation essentiellement rémanente. Si cette hypothèse peut être discutable pour le domaine continental et le domaine dit transitionnel, elle apparaît globalement satisfaisante pour le domaine océanique. Cette opération, fondée sur la technique de réduction au pôle et effectuée par Le Mouél et Le Borgne (1971) nécessite plusieurs paramètres : la distance séparant le point source du point d'observation (la latitude), le vecteur unitaire du vecteur aimantation au point source (induit et/ou rémanent) et le vecteur unitaire du champ actuel. À partir des anomalies du champ total, nous avons effectué une réduction au pôle du champ magnétique actuel, afin d'éliminer les distorsions induites par la latitude actuelle (directions du champ magnétique durant le relevé aéromagnétique) : l'inclinaison (angle entre le champ total et le vrai Nord, fonction de la latitude) et la déclinaison (angle entre le Nord magnétique et le vrai Nord) du champ actuel sont respectivement de 60.5° et -8°. Dans un deuxième temps, nous avons appliqué une aimantation supposée de la période crétacée, afin d'obtenir l'image vraie des anomalies magnétiques établies durant cette période (période d'accrétion océanique). Les paramètres du champ magnétique, considérés pour la période crétacée, sont à prendre avec précaution, car ils dépendent de nombreuses hypothèses. L'inclinaison est fonction de la latitude ($\tan I = 2 \cdot \tan(\text{latitude})$) au Crétacé, et la déclinaison est fonction du positionnement de l'anomalie par rapport au pôle Nord vrai. Nous devons donc faire une hypothèse sur la distribution du vecteur aimantation des sources, c'est-à-dire la direction du champ fossile. S'inspirant des données du paléomagnétisme, nous avons utilisé une valeur d'inclinaison de -52° et une déclinaison de 170°.

Pour le golfe de Gascogne, la carte réduite au pôle décale les anomalies vers le Nord (d'une dizaine de kilomètres environ) et ajuste leur intensité de part et d'autre de l'axe fossile d'accrétion associé à l'anomalie 34 (de la latitude 45°N). Nous considérons que la réduction au pôle est relativement satisfaisante pour le domaine océanique, depuis l'anomalie 34 aux limites océaniques. Pour le domaine transitionnel et le domaine continental, des réductions aux pôles ont été effectuées pour différentes périodes (150Ma, 180Ma, 210Ma, 240Ma) ; elles ne seront pas présentées parce qu'elles n'apportent pas d'information fiable pour notre étude (manque de fiabilité temporelle, hypothèse de l'aimantation rémanente remise en question pour le domaine continental).

Les cartes réduites au pôle seront essentiellement utilisées dans la localisation de la limite océanique septentrionale et méridionale du golfe de Gascogne (*cf.* : *Chap. IV.A.*).

=> Nous avons choisi d'appliquer différents filtres aux anomalies du champ magnétique total : le décalage entre les anomalies magnétiques réduites et non-réduites au pôle est négligeable par rapport à notre échelle d'étude et à la résolution de nos données sismiques. Cette opération permet d'identifier les sources superficielles et les sources profondes. Il faut savoir que l'anomalie du champ magnétique terrestre est la somme d'anomalies dont les sources de formes variées sont à différentes profondeurs : la forme de l'anomalie

dépend donc de la forme (étroite pour une source étroite) et de la profondeur (étroite pour une source superficielle et large pour une source profonde) de la source. La différenciation entre les anomalies profondes et superficielles sera utilisée pour la compréhension de la répartition des anomalies magnétiques (*cf.* : *Chap.* IV.C.).

B.IV. Les travaux cinématiques

Comme le golfe de Gascogne est l'empreinte des mouvements des plaques lithosphériques ibérique, européenne et américaine, la connaissance des mouvements cinématiques est primordiale. Ces reconstructions nous apportent des indications sur la direction et la quantité des mouvements des plaques entre deux phases cinématiques. Les principaux travaux ont été effectués par Jean-Louis Olivet de l'IFREMER (Brest) et sont repris actuellement par Luis Fidalgo-González (UBO, Brest et Université de Bilbao).

Sur la base de ces connaissances cinématiques actuelles, une reconstruction cinématique approximative a été effectuée pour visualiser l'effet de la convergence pyrénéenne sur le domaine océanique et sur les domaines adjacents et afin de quantifier les domaines disparus. Ces observations seront à intégrer dans la discussion des processus d'amincissement, les domaines Nord Ibériques étant conjugués aux domaines nord gascognes.

Chapitre III

**La couverture sédimentaire
(Stratigraphie ssmique)**



CHAPITRE III :

LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DU GOLFE DE GASCOGNE

Avant de présenter la structuration profonde et de discuter la géodynamique de la Marge Nord Gascogne, nous avons choisi d'aborder l'histoire sédimentaire du golfe de Gascogne afin de distinguer les structures antérieures, contemporaines ou postérieures à la structuration de la marge : depuis la phase hercynienne, le golfe de Gascogne a subi de nombreuses phases tectoniques, distensives et compressives. La stratigraphie sismique, en corrélation avec les forages profonds et les événements géologiques reconnus à terre, permet de dater ces phases tectoniques et permet d'établir une évolution spatio-temporelle des unités sédimentaires.

La stratigraphie sismique du golfe est fondée sur quatre types de données : (1) des prélèvements par carottages, dragages et plongées en submersibles (*Fig. I.18.*) ; (2) des forages profonds des programmes DSDP et des forages pétroliers effectués sur le plateau aquitain, dans le bassin Basco-cantabrique, sur la plate-forme des Entrées de la Manche et dans les bassins de la Mer Celtique (*Fig. I.18.*) ; (3) un réseau dense et hétérogène de profils de sismique réflexion (*Fig. II.3.*) ; (4) des observations géologiques à terre (Massif Armoricain, Bassin d'Aquitaine, etc.).

Par souci d'homogénéité avec les travaux antérieurs, nous avons repris la nomenclature des principales unités stratigraphiques (Debyser *et al.*, 1971 ; Laughton *et al.*, 1972 ; Montadert et Roberts, 1979 ; Derégnaucourt, 1981 ; Derégnaucourt *et al.*, 1982). La discordance D1, entre les unités sismiques 1 et 2A, scelle le maximum de la déformation compressive pyrénéenne. L'unité 2A est séparée de l'unité 2B par le marqueur acoustique que nous avons appelé réflecteur D2. Nous avons nommé D3 le toit de l'unité 3. Le réflecteur BU (*Break-up Unconformity*) correspond à la discordance qui sépare les formations *post-rifts* (1, 2A, 2B et 3) des formations *anté-* et *syn-rifts* (5, 4).

Pour une meilleur compréhension de ce chapitre, nous localisons les unités sédimentaires sur une carte structurale simplifiée déduites de nos travaux effectués sur la structure crustale de la Marge Nord Gascogne (*cf.* : *Chap. IV et V*). Cette carte (*Fig. III.1.*) montre la localisation des différents domaines structuraux, comme le domaine continental, le domaine océanique et le domaine transitionnel.

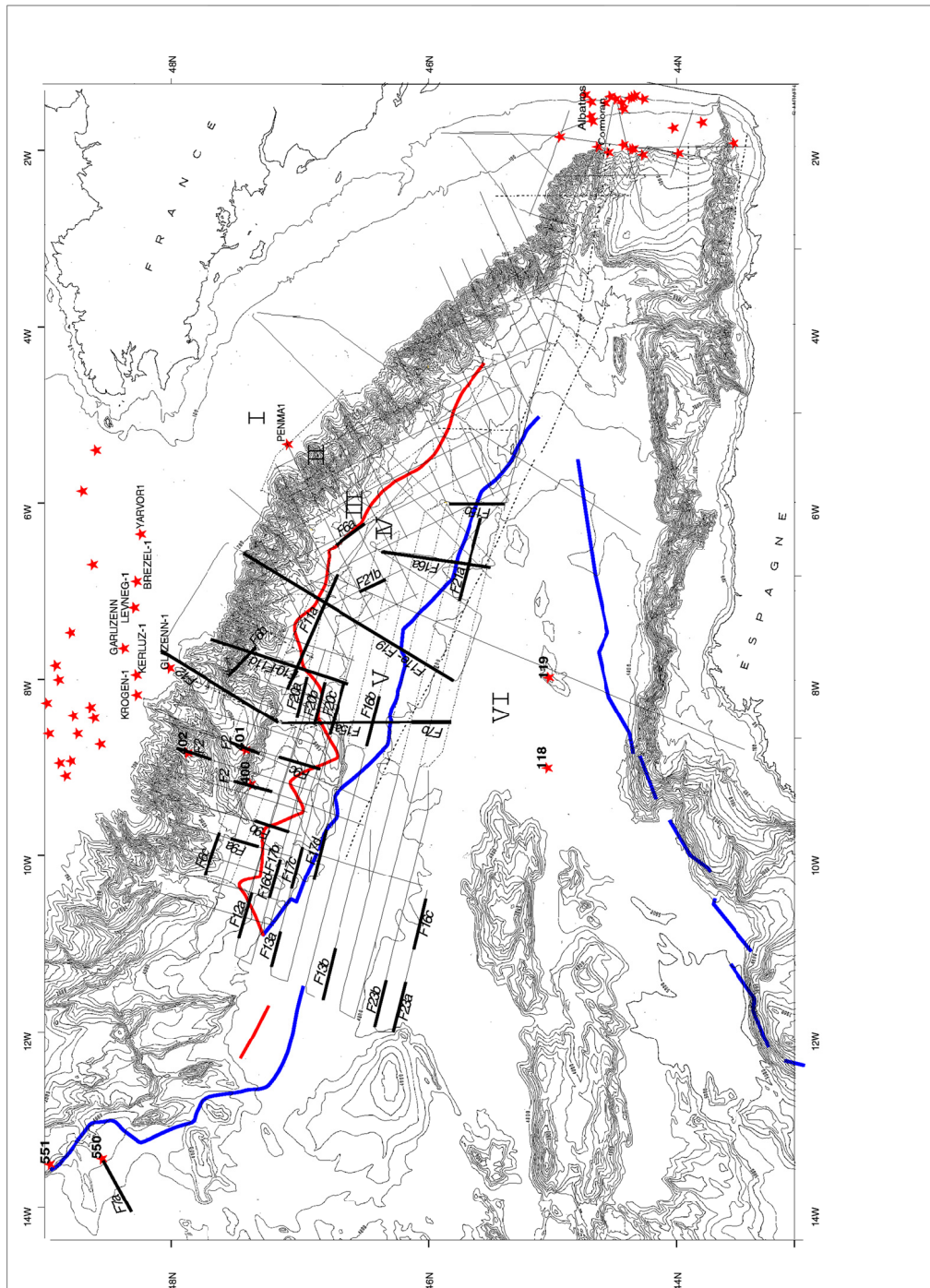


Figure III.1. :

Localisation des illustrations du chapitre III sur la carte bathymétrique de S. Monti (1993). Les domaines structuraux sont reportés sur cette carte :

I: domaine continental non-aminci ; II: Domain continental aminci ; III: domaine contenant des blocs basculés ; IV et V : domain transitionnel ; VI : domaine océanique typique.

A. CORRELATION DES FORAGES AUX REFLECTEURS SISMIQUES

A.I. Apports des forages de la Marge Nord Gascogne

A.I.1. Les principales informations des forages

Les forages DSDP profonds se situent sur la prolongation de l'axe d'accrétion fossile du golfe de Gascogne (*Fig. III.1.*) et sur le domaine des Entrées de la Manche, sur et au pied de la Terrasse de Mériadzek (*Fig. III.1. et III.2.*).

Les deux forages du Leg 12 (site 118 et 119) ont prélevés des sédiments du Quaternaire au Paléocène basal et du basalte altéré sous des sédiments tertiaires (Laughton *et al.*, 1972). Ils montrent l'existence d'un important hiatus au Cénozoïque, de 32 Ma au site 118 et de 8 Ma au site 119 (*cf.* : Annexe 1).

Les trois forages du Leg 48 (Montadert et Roberts, 1979) apporte d'importantes informations sur les unités sédimentaires de la Marge Nord Gascogne :

- 1) Le site 400, au pied de la Terrasse de Mériadzek à plus de 4300 m de profondeur, se situe à l'aplomb d'un demi-graben appartenant au domaine continental aminci constitué par une succession de blocs basculés. Ce forage a traversé 777.5 mètres de formations sédimentaires datées du Quaternaire à l'Aptien supérieur. Il a mis en évidence trois principaux hiatus, datés de l'Éocène supérieur, du Paléocène inférieur et du Crétacé supérieur (Albien/Campanien). Situé à proximité de la plaine abyssale, ce forage est le plus utilisé pour les corrélations hiatus/discordances sismiques (*Fig. III.1., III.2. et III.3.*).
- 2) Le site 401 se situe sur la crête d'un bloc basculé appartenant à l'escarpement de Mériadzek. Ce forage de 341 mètres a confirmé l'existence d'un hiatus éocène et a mis en évidence un hiatus de 34 Ma entre le Campanien et l'Aptien. La succession stratigraphique de l'Aptien au Portlandien est complète (*Fig. III.1., III.2. et III.3.*).
- 3) Le site 402 se situe sur la pente supérieure de la Marge des Entrées de la Manche. Le forage présente une série albo-aptienne en discordance sous des sédiments éocènes, eux-mêmes discordants avec les sédiments pléistocènes (*cf.* : Annexe I).

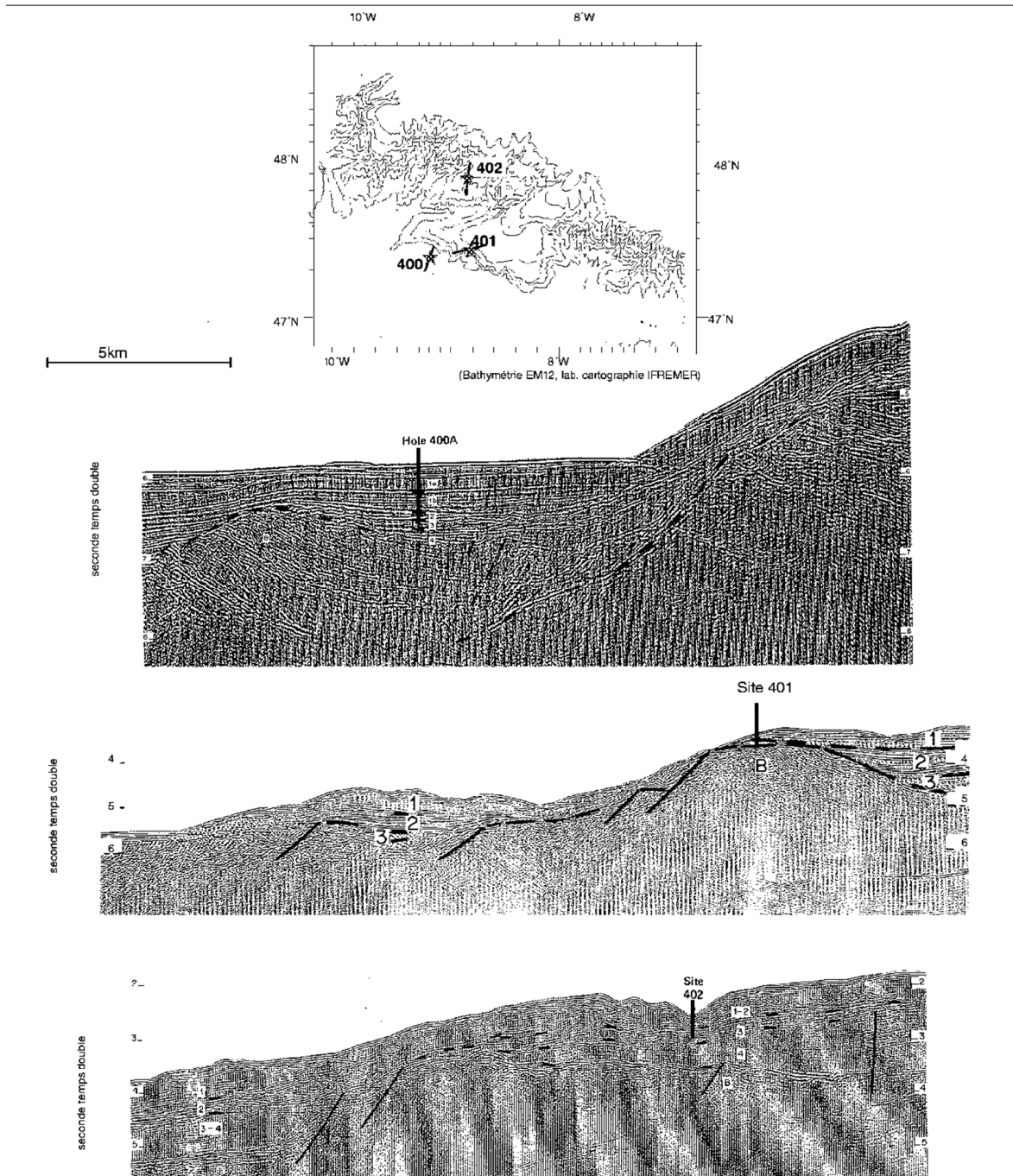


Figure III.2. :

Localisation des forages 400, 401 et 402 du LEG 48 (DSDP, 1979). Ils se situent autour de la Terrasse de Mériadzek.

Les forages sont situés sur des hauts de socle. Seuls les forages 400 et 402 traversent une importante couverture sédimentaire. Ils s'arrêtent dans l'Albien et n'atteignent pas la discordance BU (*Break-up Unconformity*). Ils ne traversent donc pas l'unité sismique 4.

Ces forages sont localisés sur des hauts de socle où la couverture sédimentaire est de très faible épaisseur, incomplète ou inexistante. La couverture sédimentaire observée sur ces forages est peu représentative de la plaine abyssale du golfe de Gascogne. La quantité de nos profils sismiques et les comparaisons effectuées avec les régions voisines nous ont permis toutefois d'établir des corrélations correctes entre les discordances sismiques et les hiatus.

De nombreux forages pétroliers (société Elf Aquitaine) ont été implantés en 1979 sur la plate-forme des Entrées de la Manche (*Fig. III.1.*) (Ruffell, 1995 ; Le Télégramme, 1999). La majorité de ces forages présente un hiatus entre l'Albien et l'Aptien. Certains puits présentent aussi un hiatus à l'Éocène supérieur (Lutétien/Yprésien) et/ou entre le Paléocène et le Sénonien (Ruffell, 1995). Sur la Marge de Goban, les forages DSDP du Leg 80 (*Fig. II.3. et III.1.*) ont atteint du basalte daté à l'Albien et ont traversé trois hiatus majeurs, au Cénomaniens/Campanien, au Paléocène/Sénonien et à l'Éocène (de Graciansky *et al.*, 1985).

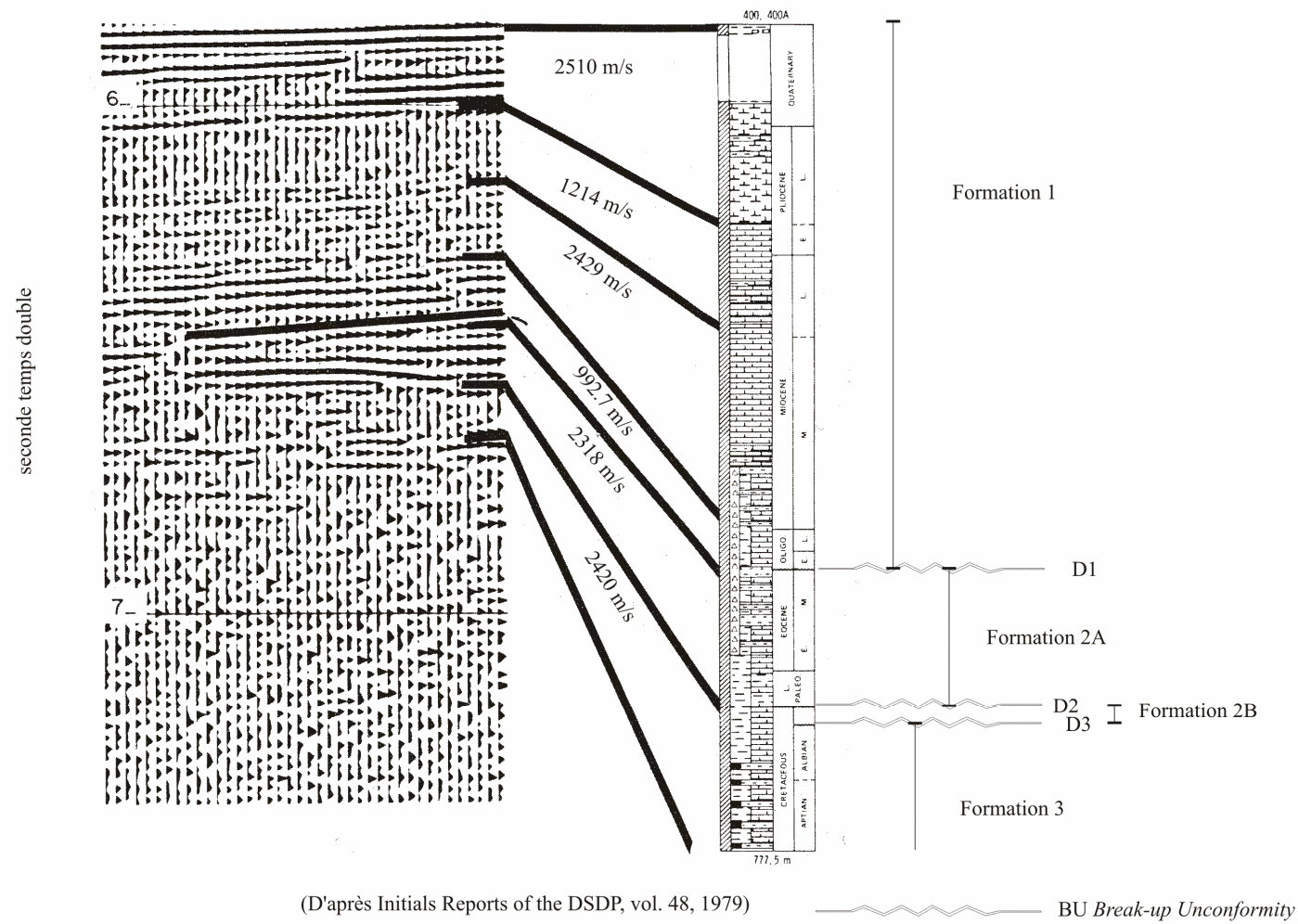
A.I.2. Les corrélations forages/réfecteurs sismiques

Les corrélations entre les hiatus et les discordances sismiques présentées dans le rapport DSDP du Leg 48 posent les problèmes suivants :

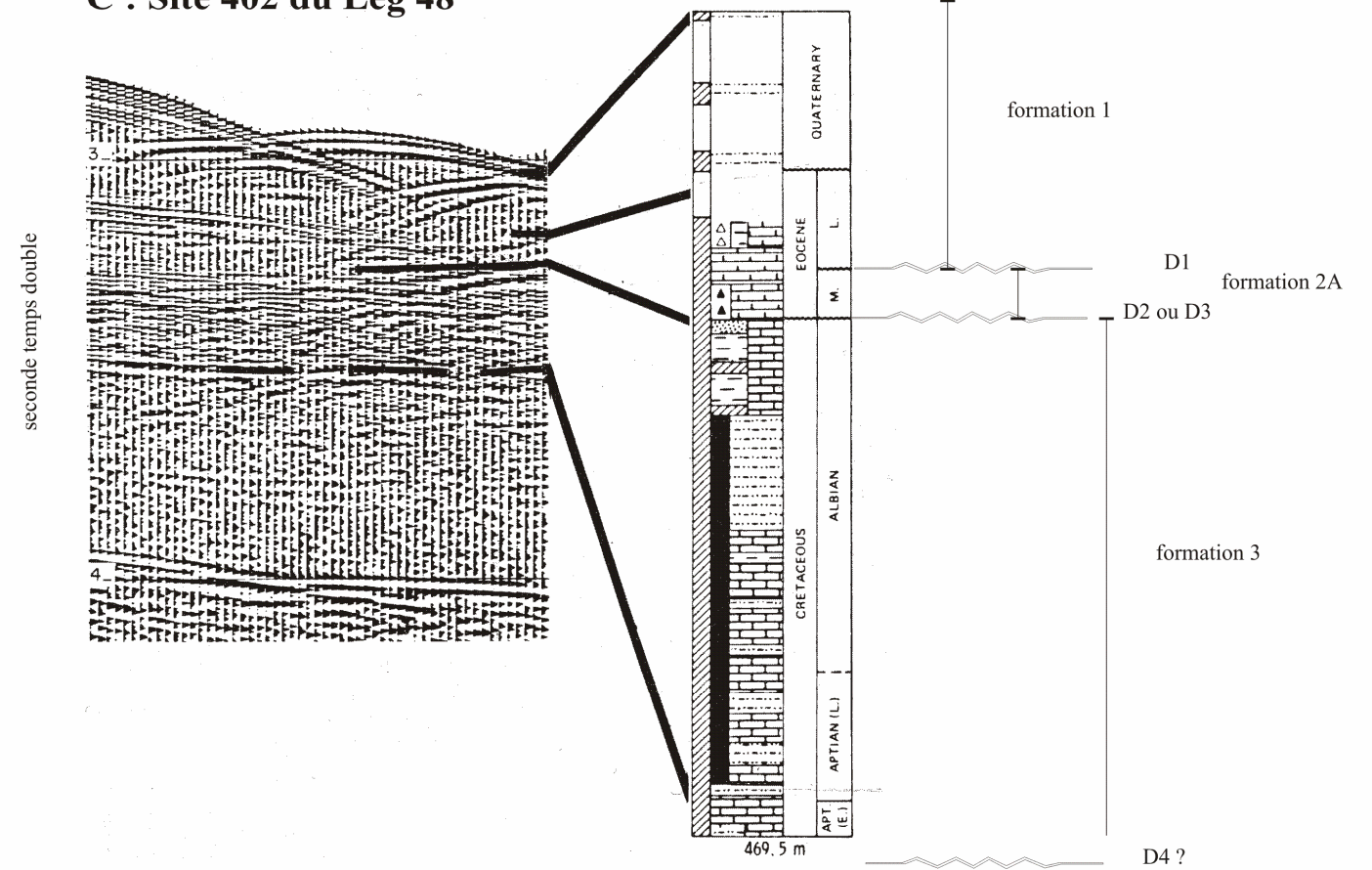
- (1) Elles impliquent des vitesses de propagation extrêmement faibles au sein des unités sismiques post-éocènes (*Fig. III.3.*). Ces vitesses sont inférieures aux vitesses de réfraction et aux vitesses de stack rencontrées dans la couverture sédimentaire de la Marge des Entrées de la Manche (Avedik *et al.*, 1982 ; Ginzburg *et al.*, 1985) et du Bassin Armoricaïn (*cf.* : *Chap. IV.A.*) ;
- (2) Les discordances post-éocènes (unité sismique 1) correspondent à des figures sédimentaires de type *fan* : ces discordances n'ont pas de continuité régionale.

Les hiatus anté- et syn-éocènes des puits du Leg 48 (*Fig. III.2. et III.3.*) sont corrélés à des discordances angulaires régionales. Par exemple, le Site 400 comporte des hiatus éocène, paléocène et crétacés (Montadert et Roberts, 1979) que nous corrélons à des discordances angulaires régionales. La discordance régionale majeure (D1), qui souligne la déformation compressive maximale pyrénéenne, est rapportée au hiatus éocène. La résolution de nos profils sismiques apparaît insuffisante pour individualiser les discordances liées aux hiatus du Paléocène et de l'Albien/Campanien, des puits situés au pied et sur la Terrasse de Mériadzek. Par contre, ces discordances sont particulièrement distinctes dans la plaine abyssale.

A : Site 400 Leg 48



C : Site 402 du Leg 48



B : Site 401 du Leg 48

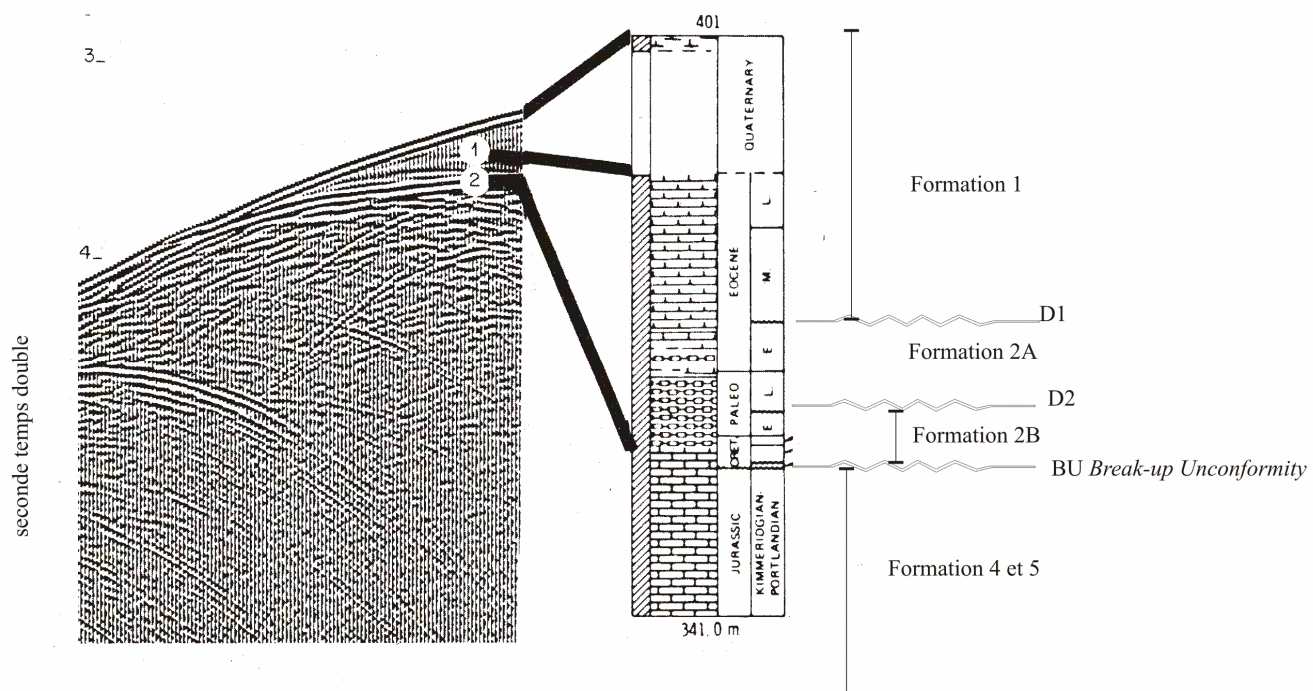


Figure III.3. :

Corrélation hiatus/discordances sismiques (d'après Initial Reports of the DSDP, vol. 48, 1979). Les vitesses de propagation, que nous avons déduites des épaisseurs entre 2 hiatus et du temps de propagation entre 2 discordances sismiques, sont extrêmement faibles (figure A). Les forages mettent en évidence des hiatus à l'Eocène (D1), au Crétacé supérieur/Paléocène (D2) et au Cénomaniens (D3). Ces derniers sont corrélés à des discordances sismiques. Les sous-divisions de la formation 1 n'ont pas d'extension régionale : elles représenteraient uniquement des discordances angulaires appartenant à des figures sédimentaires (levées sédimentaires). Les discordances de l'Eocène, du Crétacé et du Cénomaniens sont toutefois mises en évidence. La discordance BU (Break-up Unconformity) n'a pas été atteinte par les forages 400 et 402.

Le forage 401 montre une série continue de l'Aptien inférieur au Kimméridgien : la discordance BU en est certainement le toit.

La discordance la plus importante de la Marge des Entrées de la Manche est la discordance BU, qui est rapportée à la *Break-up Unconformity* (Montadert *et al.*, 1979b). Elle n'a pas été atteinte par les forages 400 et 402 du Leg 48, qui s'arrêtent dans la série aptienne : cette discordance se situe donc à la base de l'Aptien ou sous l'Aptien. Le forage 401 du Leg 48 la situe dans l'Aptien : ce forage possède un important hiatus entre le Campanien et l'Aptien (34Ma) ainsi qu'une série sédimentaire continue entre l'Aptien et le Portlandien (*Fig. III.2. et III.3.*). Cette datation relative est en accord avec l'existence d'un hiatus important ou d'un changement d'environnement sédimentaire décrit à cette période sur la plate-forme des Entrées de la Manche (Ruffell, 1995), sur la Marge de Goban (*cf.* : Annexe 1), sur la Marge de Galice (Réhault et Mauffret, 1979) et sur le domaine de Terre-Neuve (Grant *et al.*, 1985). La *Break-up Unconformity* apparaît intra-aptienne.

A.II. La subsidence tectonique des bassins voisins du golfe de Gascogne

Brunet (1991) a décrit l'histoire tectonique des bassins adjacents au golfe de Gascogne, à l'aide de diagraphies de subsidence (*Fig. III.4.*). Ces dernières montrent les mouvements verticaux du substratum sur lequel repose la couverture sédimentaire : les brusques accélérations de subsidence coïncident avec des phases tectoniques extensives, tandis que les paliers caractérisent une période tectoniquement calme et une subsidence thermique. D'après ces travaux, deux phases de subsidence tectonique majeures sont observées autour de l'Atlantique Nord et du golfe de Gascogne (*Fig. III.4.*) :

(1) une phase datée au Trias supérieur/Lias inférieur. Cette phase est observée dans le bassin d'Aquitaine, les bassins de la péninsule ibérique, le bassin lusitanien (Brunet, 1991), le bassin de Porto, le bassin intérieur de Galice (Murillas *et al.*, 1990), les bassins celtiques (Petrie *et al.*, 1989) et les bassins de la Manche (Ziegler, 1975). Cette homogénéité est en accord avec l'idée d'une généralisation d'un épisode distensif sur le pourtour de l'Atlantique qui induit la dislocation de la Pangée. Cette phase de distension s'accompagne par des coulées d'Ophites et d'importants dépôts d'évaporites (*cf.* : *Chap. I.B.II.*) ;

(2) une phase de subsidence (de taux élevé) est observée entre le Jurassique supérieur et le Crétacé moyen. La Marge de Galice, les bassins de Terre-Neuve (Bassin de Jeanne d'Arc), les bassins aquitains (Parentis, Adour, Mirande) et le bassin lusitanien ont subi une subsidence tectonique importante respectivement au Valanginien et durant le Malm (Brunet, 1991). Les bassins aquitains et pyrénéens, la Marge Nord Ibérique et la Marge de Goban

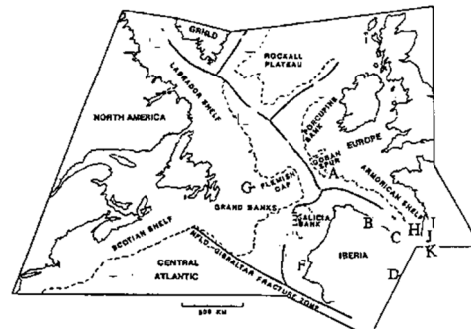
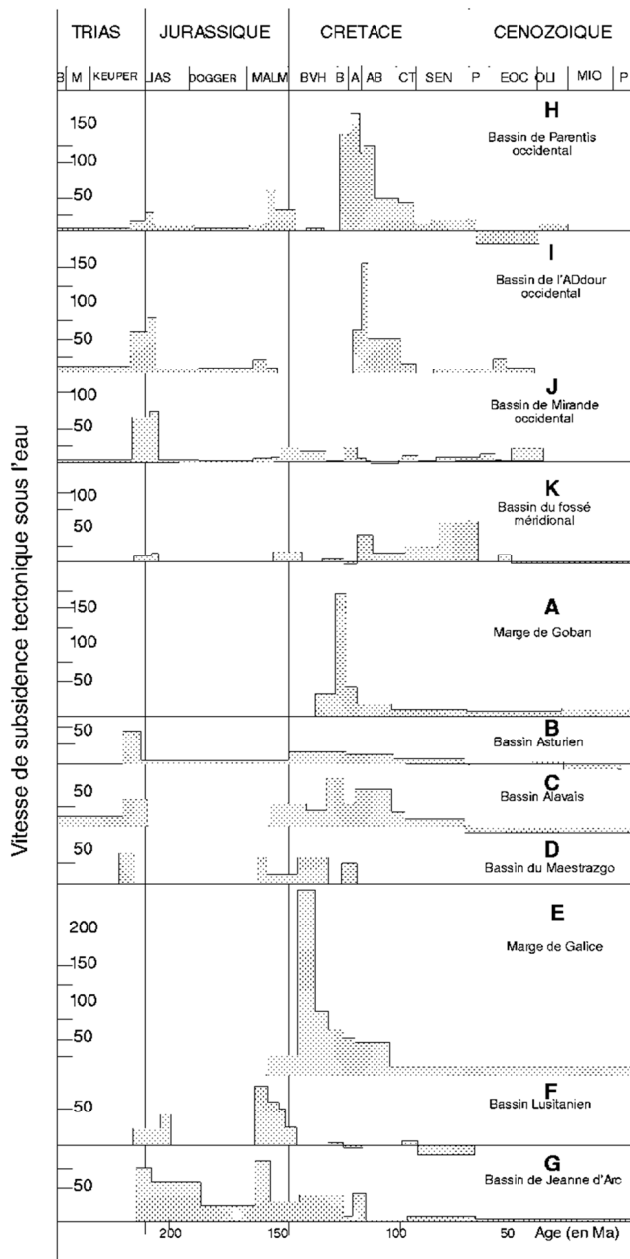


Figure III.4. :

Comparaison des diagrammes de vitesses de subsidence tectonique sous l'eau du Bassin d'Aquitaine, des bassins ibériques et des marges atlantiques, d'après les travaux de Brunet (1991).

Noter l'existence de deux phases de subsidences importantes, l'une au Trias, l'autre au Barrémien.

La position des marges et des bassins est répertoriée sur une reconstruction cinématique représentant la fermeture des domaines océaniques d'après Hiscott *et al.* (1990), modifiée par Brunet (1991).

Remarque : La subsidence tectonique sur l'eau est la subsidence qui se produirait sous la mer s'il ne se déposait aucun sédiment sur le fond et si le niveau marin restait constant (Boillot et Coulon, 1998).

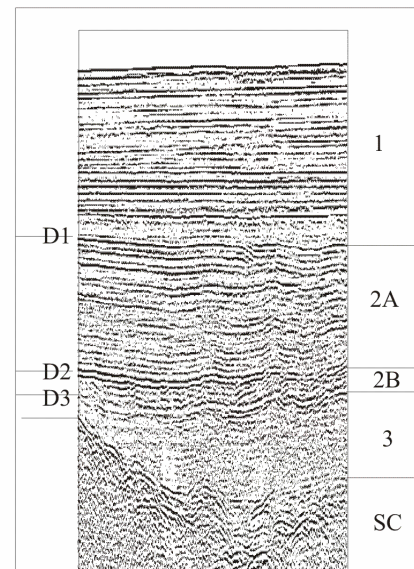
présentent aussi une subsidence tectonique au Barrémien ou au Barrémo-aptien. Cette phase barrémienne coïncide avec :

a) les anomalies M0 et M3. Ces dernières sont associées au large du Portugal à une partie de l'anomalie J (Tucholke et Ludwig, 1982 ; Olivet, 1996) qui souligne la mise en place du point triple Ibérie/Afrique/Amérique et une accélération de l'ouverture océanique de l'Atlantique central ;

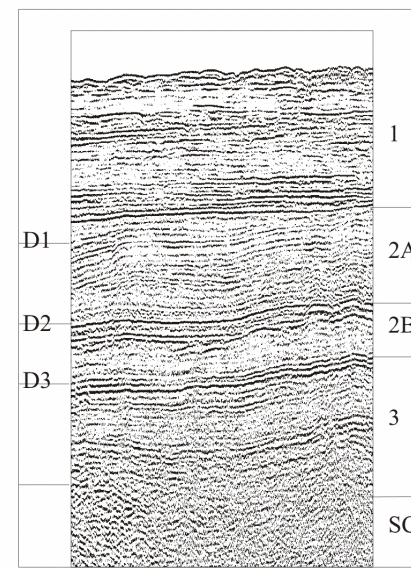
b) l'individualisation des marges continentales passives de l'Atlantique Nord et du golfe de Gascogne. L'arrêt de cette phase distensive est enregistré par la *Break-up Unconformity*, qui sépare les sédiments *syn-rifts* (correspondant à la phase de subsidence tectonique) des sédiments *post-rifts* (correspondant à la phase de subsidence thermique ultérieure).

A

Domaine océanique

**B**

Trévelyan



La formation 1 est une formation homogène dans tout le golfe de Gascogne. Elle présente une succession d'horizons continus et réfléchissants (a, b, c et d).

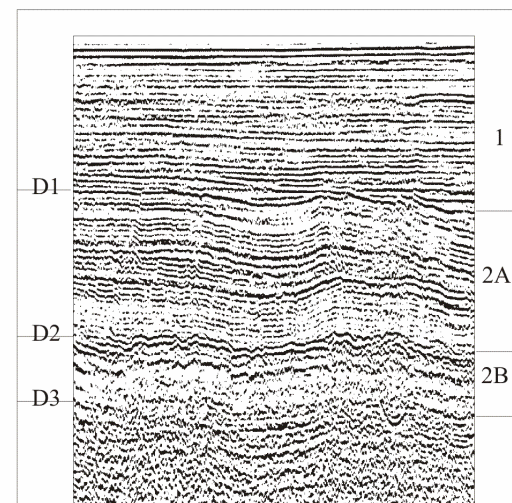
La formation 2A présente une succession d'horizons réfléchissants. Elle est affectée par une déformation compressive : son dépôt est contemporain de la convergence Ibérie/Europe. Son toit est la discordance D1 qui souligne la compression maximale pyrénéenne (a, b, c et d).

La formation 2B est une formation caractérisée par une diversité du faciès sismique. Elle peut être caractérisée par :

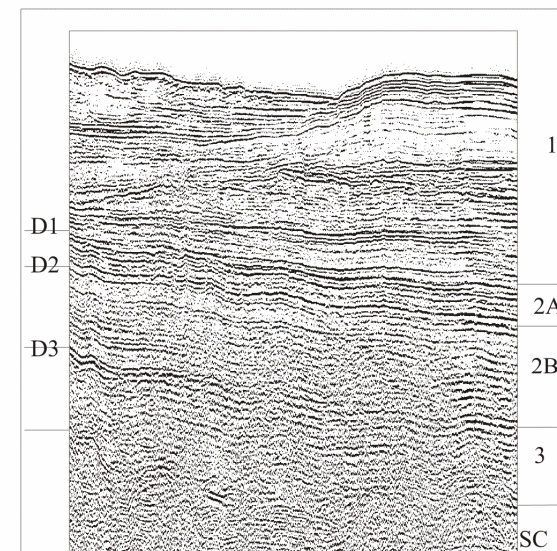
- deux ou trois réflecteurs de basse fréquence et de forte amplitude (a.) ;
- un doublet de réflecteurs de forte amplitude qui repose sur une série transparente de faible épaisseur (b.) ;
- une série transparente dont la surface est très fortement diffractante (c.) ;
- une succession de réflecteurs continus et réfléchissants. L'épaisseur de cette série est importante (d.).

C

Partie externe du Bassin Armoricain

**D**

Bassin Armoricain



La formation 3 se présente sous deux aspects sismiques différents :

- l'un est une série sismique transparente qui comporte à sa base un réflecteur de très forte amplitude et de basse fréquence. Cette série repose directement sur la croûte océanique (a).
- l'autre est une série litée, semblable aux formations 1 et 2A. Elle s'observe au nord du domaine océanique (d).

Figure III.5. :

Présentation des différents faciès sismiques des formations 1, 2A, 2B et 3, en fonction des différents domaines : le Bassin Armoricain, Trévelyan et le domaine océanique du golfe de Gascogne. Ces images sont extraites des profils de sismique réflexion ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN.

B. DESCRIPTION DES UNITES SISMIQUES DU GOLFE DE GASCOGNE

Les récentes campagnes sismiques (NORGASIS, ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN) ont été d'une importance capitale pour l'étude stratigraphique du domaine septentrional du golfe de Gascogne.

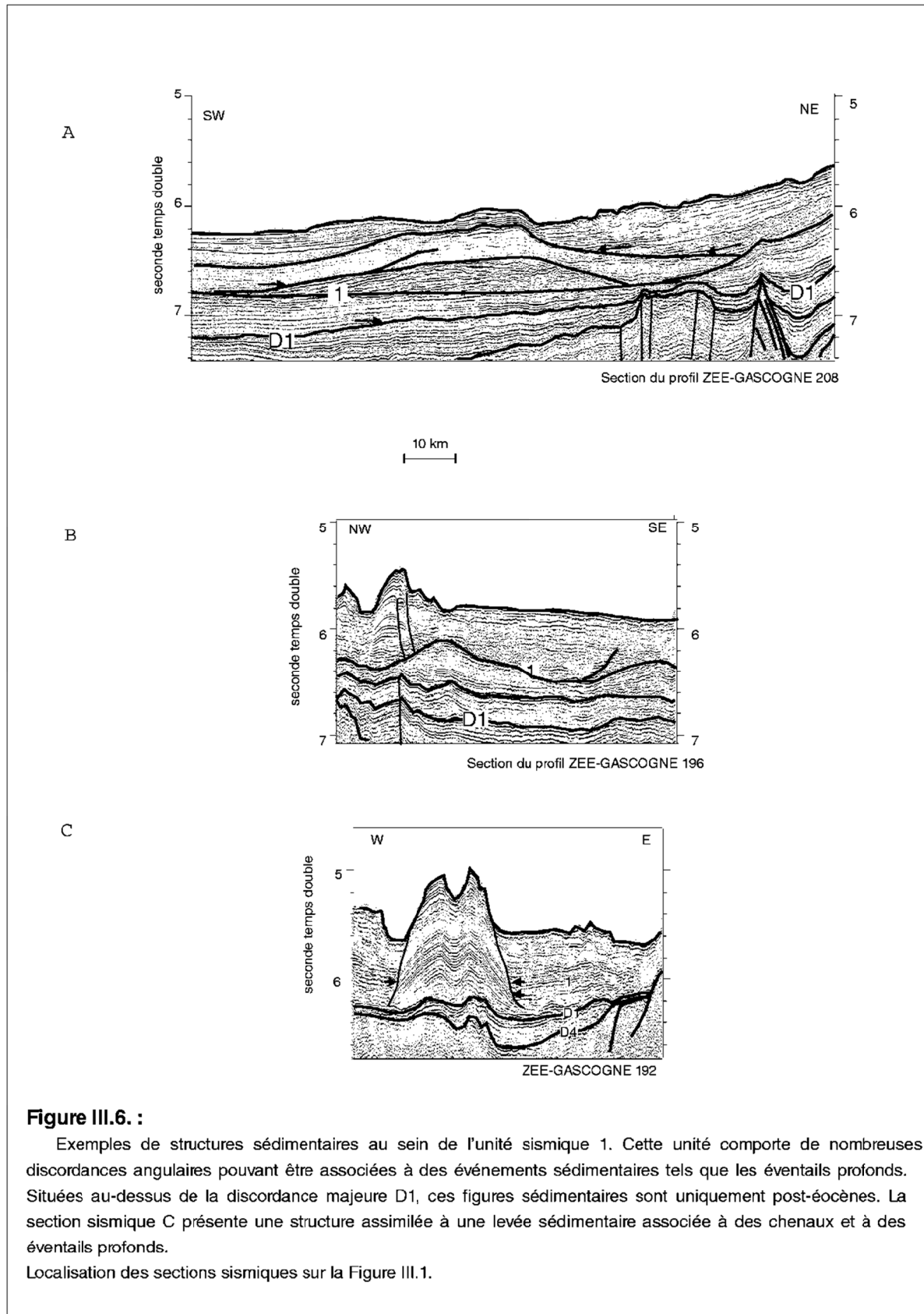
B.I. Unité sismique 1 : formation post-tectonique - Quaternaire/Éocène

Dans le domaine central du golfe de Gascogne, l'unité sismique 1 se caractérise par une succession de réflexions horizontales et relativement continues (*Fig. III.5.*), imageant une série de remplissage de faciès turbiditique à hémipélagique. Cette unité est datée au Quaternaire-Éocène. La base de cette formation est une importante discordance régionale, appelée D1, empreinte de la fin de la phase maximale de compression pyrénéenne (Derégnaucourt, 1981).

Au sein de cette unité sismique, de nombreuses discontinuités angulaires sont observées au pied de la pente continentale Nord Gascogne. Elles s'associent à des figures sédimentaires de type *fan* et aux épaisses accumulations sédimentaires (levées) situées au pied des canyons sous-marins (*Fig. III.6.*). Ces discordances seraient induites par l'activité de canyons sous-marins et/ou par des événements paléo-océanographiques : l'établissement d'une circulation de courant profond actif durant l'Éocène inférieur et le développement d'une importante fluctuation d'un régime de courant profond durant l'Oligocène (Auffret et Pastouret, 1979b) pourraient être synchrones d'une initiation ou d'une intensification de l'activité des canyons sous-marins entaillant la Marge Nord Gascogne. Cette activité est synchrones ou postérieure à la phase de compression pyrénéenne, indice d'une surrection relative de la Marge Nord Gascogne. La récente découverte du *fan* celtique (Droz *et al.*, 1999) et du *fan* armoricain lors des campagnes Sédifan et Zee-Gascogne confirme l'activité récente d'un système complexe de canyons sous-marins.

B.II. Unité sismique 2 : orogénèse pyrénéenne (Éocène-Crétacé moyen)

La plupart des auteurs situent l'unité sismique 2 entre le hiatus de l'Oligocène/Éocène moyen et le hiatus du Crétacé supérieur/Crétacé inférieur (Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1974 ; Montadert et Roberts, 1979). Elle est affectée par une déformation compressive associée à la phase pyrénéenne. Le toit de l'unité 2 est une discordance majeure, appelée D1, qui marque la phase paroxysmale de la déformation pyrénéenne. Sa base est soulignée par la discordance cénomaniennne (réflecteur D3). En accord avec les travaux de Derégnaucourt (1981), cette formation est subdivisée en séries 2A et 2B par un réflecteur sismique (D2), dont les caractéristiques évoluent de la discordance à la concordance. Les discordances D1 et D2 sont discutées dans le Chapitre III.C.



B.II.1. Unité sismique 2A: syn-tectonique pyrénéenne (Éocène-Crétacé sup.)

Cette formation est homogène dans tout le golfe de Gascogne. Son faciès sismique se caractérise par une succession de réflecteurs horizontaux continus et de forte à moyenne amplitude (*Fig. III.5.*).

La corrélation des forages du Leg 48 avec les profils sismiques et l'analogie avec les forages des Leg 80, Leg 12 et Leg 47B (*cf.* : Annexe I) rapportent cette unité acoustique au Paléocène/Éocène inférieur. Sur la base du forage 400 du Leg 48 (*cf.* : Annexe I), l'unité 2A correspond à des craies marneuses et/ou à des sédiments indurés siliceux et calcaires (Montadert et Roberts, 1979). Cette série serait l'homologue de la séquence 2 ou C sur la Marge de Goban, qui est constituée de craies à nannofossiles, de boues calcaires et de boues à nannofossiles (*cf.* : Annexe I). Par analogie à la Marge de Galice, l'unité 2A serait composée de craie marneuse à nannofossiles (*cf.* : Annexe I). Par analogie à la Marge d'Aquitaine, elle se composerait de sédiments indurés terrigènes ou pélagiques et de conglomérats (*cf.* : Annexe I).

Les travaux antérieurs ont décrit l'unité 2A comme pas ou peu déformée dans le domaine septentrional du golfe (Derégnaucourt et Boillot, 1982). Nous montrerons par la suite qu'elle est affectée, au contraire, par de très nombreux accidents compressifs, contemporains de la convergence de l'Ibérie vers l'Europe.

B.II.2. Unité sismique 2B: post-ouverture océanique - Crétacé supérieur

L'unité 2B a quatre faciès sismiques, en relation avec l'épaisseur (*Fig. III.5.*).

- (1) Le premier faciès sismique est le plus fréquemment observé (*Fig. III.5.a.*). De très faible épaisseur (0,2 std), il comporte une série de 2 ou 3 réflecteurs de très forte amplitude et de basse fréquence. Ces réflecteurs diffractants apparaissent discontinus, chahutés ou bien moutonnés.
- (2) Le deuxième faciès sismique comporte un ou deux réflecteurs continus de forte amplitude. Ces réflecteurs reposent sur une série transparente ou faiblement litée. Cette série, d'environ 0,3 std d'épaisseur, s'observe sur le flanc occidental de Trévélyan (*Fig. III.5.b.*).
- (3) Le troisième faciès sismique est transparent avec quelques réflecteurs internes discontinus de forte amplitude. De 0,3 à 0,5 seconde temps double d'épaisseur, il s'observe à l'ouest de Trévélyan et parfois sur Trévélyan lui-même. Dans la partie externe du Bassin Armoricaire, la transparence du faciès sismique pourrait être induite par la présence d'un toit fortement diffractant, atténuant l'énergie du signal acoustique (*Fig. III.5.c.*).
- (4) Le quatrième faciès sismique comporte une succession de réflecteurs continus et réfléchissants (*Fig. III.5.d.*). Son épaisseur est parmi les plus importantes de cette série : elle atteint 0.6 secondes temps double. Ce faciès s'observe essentiellement dans le Bassin Armoricaire.

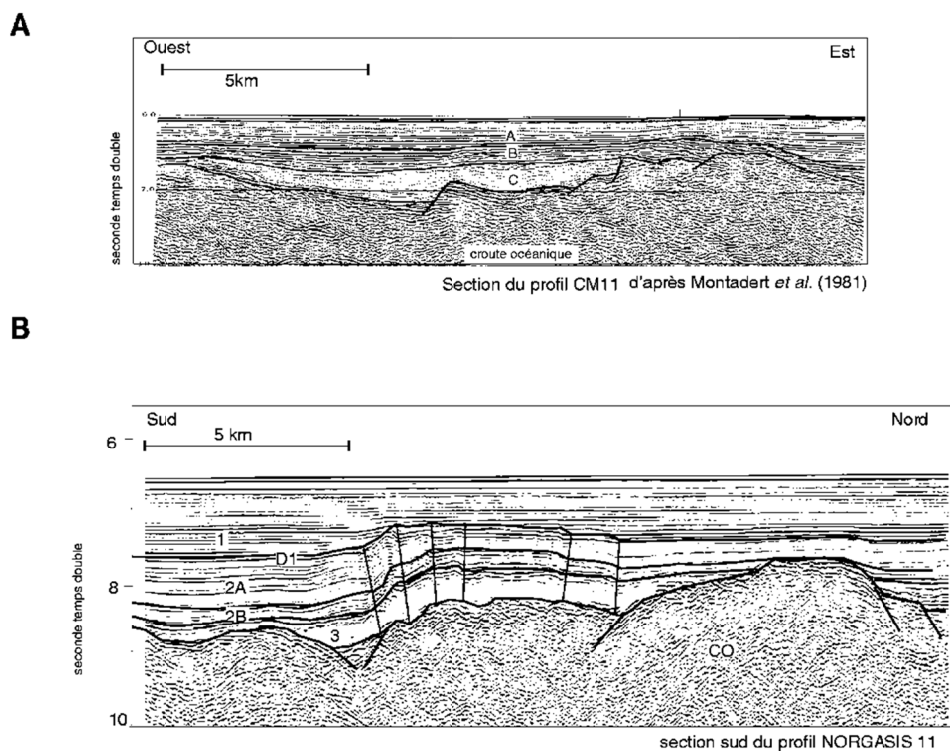


Figure III.7. :

A : Section du profil CM11, situé sous le domaine océanique de l'Atlantique Nord-Est au pied de la Marge de Goban (Montadert *et al.*, 1981). Le profil, situé à proximité du Site 550 Leg 80, met en évidence une série sismique transparente appelée C et assimilée à des dépôts de type *Black Shales* (Cénomaniens-Albien inférieur).

B : Section du profil NORGASIS 11, situé dans le domaine septentrional du golfe de Gascogne. Il met en évidence une série sismique transparente, inversée lors de la phase pyrénéenne. Cette unité sismique transparente, appelée 3 (Montadert *et al.*, 1971 ; Derégnaucourt, 1981), est assimilée, par analogie à la marge de Goban et après corrélation stratigraphique avec les forages DSDP de la Marge des Entrées de la Manche, aux dépôts de type *Black Shales* albo-cénomaniennes.

Localisation sur la figure III.1.

Les forages 400 et 401 du Leg 48 (*cf.* : Annexe I), corrélés aux profils sismiques, datent l'unité 2B au Crétacé supérieur, entre le Maestrichtien et le Campanien. Cette série acoustique serait limitée à son toit par le hiatus du Paléocène inférieur et à sa base par le hiatus du Cénomaniens (Montadert et Roberts, 1979). Ces résultats rejoignent ceux de Derégnaucourt (1981).

L'unité 2B serait constituée de craie, de marnes à nannofossiles fortement condensées (Montadert et Roberts, 1979 ; de Graciansky *et al.*, 1985) ou encore de craies, d'argiles glauconieuses et de niveaux très ferrugineux (PENMA, *Fig. II.18.*). Si l'on se base sur les échantillons du Bassin de Parentis, l'unité 2B serait plutôt représentative d'une plate-forme carbonatée et d'éventails détritiques profonds (Curnelle et Dubois, 1985). Par analogie avec la Marge de Goban, sa limite inférieure serait un contact fortement labouré entre les microgrès calcaires du Cénomaniens et des argilites dures du Coniacien (de Graciansky et Poag, 1985).

B.III. Unité sismique 3 : syn-ouverture océanique - Crétacé moyen

B.III.1. Faciès sismique de l'unité sismique 3

L'unité 3 comporte 2 faciès sismiques majeurs (*Fig. III.5.*) :

(1) Le faciès sismique transparent est le plus répandu (*Fig. III.5.a. et III.7.b.*). D'épaisseur très variable (0 à 0.7 std), il s'observe principalement dans la plaine abyssale, excepté dans la zone axiale où l'unité 3 est absente. Ses caractéristiques sismiques sont semblables à celles de la séquence C ou 3 (*Fig. III.7.a.*), décrite au large de la Marge de Goban par Montadert et Poag (1985) et assimilée aux *Black Shales* du Cénomaniens inférieur à l'Albien inf. (de Graciansky et Poag, 1985). L'unité 3 du golfe de Gascogne correspondrait alors à une série de type *Black Shales* albo-cénomaniennes. Cette série serait constituée de vase et de microgrès calcaires (Masson *et al.*, 1985).

(2) Le second faciès se rencontre dans le Bassin Armoricaen, dans le Bassin Celtique Profond et sur la majeure partie de Trévelyen. Il se caractérise par une succession de réflecteurs continus de faible amplitude, d'épaisseur variant entre 0 et 0,5 std mais pouvant atteindre 1 std (*Fig. III.5.d.*). Les forages du Leg 48 (*cf.* : Annexe I), corrélés aux profils sismiques, assimilent cette formation à une séquence albo-aptienne située entre le hiatus du Cénomaniens et la discordance BU (Montadert *et al.*, 1979a ; Timofeev *et al.*, 1979).

L'unité 3 comble les dépressions, homogénéisant ainsi le relief. Cette séquence serait constituée de turbidites argilo-gréseuses à débris de végétaux (*Black Shales*) dans les zones subsidentes et serait constituée de grès et de carbonates sur le pourtour des bassins (Derégnaucourt, 1981). Quel que soit son faciès sismique, elle est assimilée au dépôt sédimentaire albo-cénomaniens. Dans le Bassin Armoricaen, l'agencement des réflecteurs suggère que le dépôt s'est effectué dans un environnement calme.

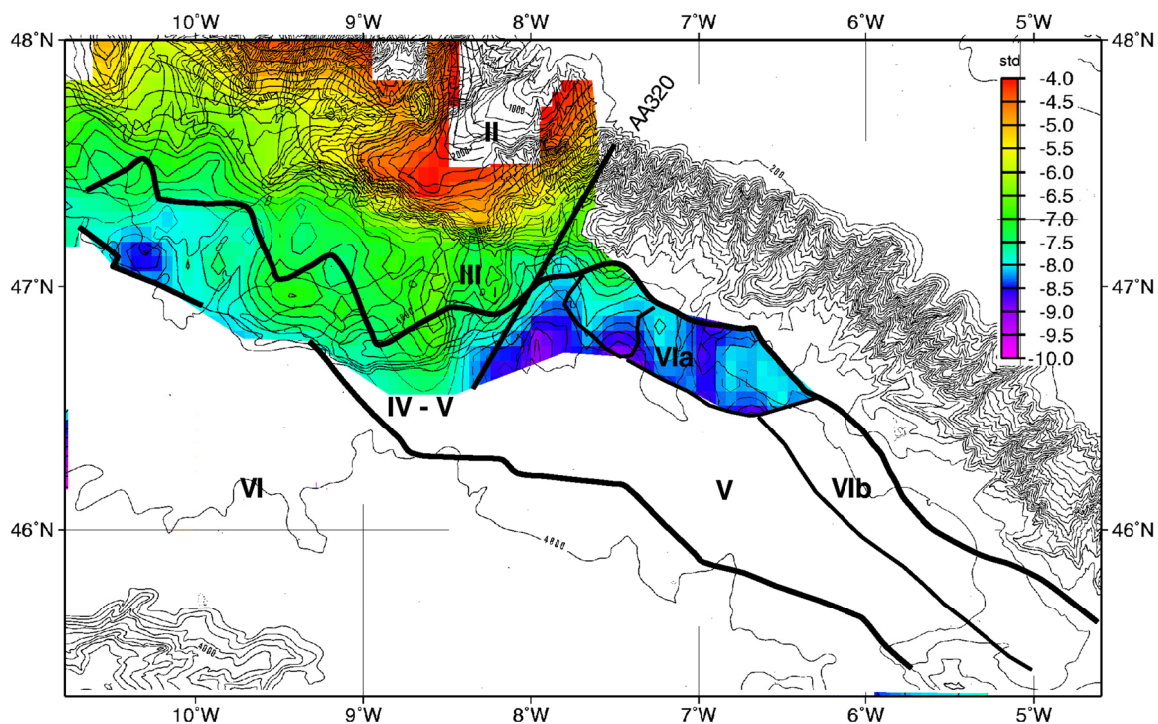


Figure III.8. :

Carte d'isobathes de la discordance BU, toit de l'unité sismique 4. Sur cette discordance, reposent les formations 1, 2A, 2B et 3, formations postérieures ou contemporaines à l'accrétion océanique. La discordance BU, *Break-up Unconformity*, s'approfondit vers le domaine océanique. La phase compressive pyrénéenne a induit un soulèvement de toute la couverture au niveau de Trévelyan, dont la formation sédimentaire 4. La discordance BU marque un important soulèvement de la marge ou approfondissement de son domaine le plus aminci, un peu avant l'accrétion océanique.

B.III.2. Le toit de l'unité sismique 3

Le toit de l'unité 3 (D3) est un réflecteur acoustique de très forte amplitude. Il souligne l'important hiatus du Cénomaniens au Santonien, connu dans la majeure partie de l'Atlantique (*cf.* : Annexe I). Ce hiatus sépare les craies du Crétacé supérieur des *Black Shales* albo-aptiennes (Montadert *et al.*, 1979a). Il peut s'étendre sur 6 à 34 Ma au niveau de la Marge Nord Gascogne et des marges de l'Atlantique NE (*cf.* : Annexe I).

Les profils sismiques de la plaine abyssale ne montrent pas de discordance tectonique importante, excepté dans le Dôme Gascogne. Aucun événement tectonique majeur n'est observé à l'échelle régionale durant cette période. Les quelques indices de discordances angulaires refléteraient plutôt une compaction différentielle des *Black Shales* (Montadert *et al.*, 1979a).

Ce réflecteur D3 reflète un important hiatus de sédimentation induit par une transgression généralisée au Cénomaniens, jointe à un établissement de la circulation générale au fond de l'Atlantique (Auffret et Pastouret, 1979b).

En opposition à l'absence de tectonique dans le golfe de Gascogne, le Bassin de Parentis serait affecté d'une tectonique compressive albo-cénomaniens (Bois *et al.*, 1997c ; Masse, 1997). Des déformations de raccourcissement de courte longueur d'onde, comprenant des failles inverses, des chevauchements et des structures en fleurs positives (Masse, 1997), de même qu'un soulèvement et une légère déformation de la partie centrale du bassin ont été décrits (Bois *et al.*, 1997c). L'existence de cette inversion tectonique est toutefois fortement controversée : la plupart des auteurs suggèrent que cette déformation soit uniquement induite par des processus d'halocinèse. Ces deux hypothèses ne s'opposent pas entièrement ; il n'est pas impossible qu'une phase tectonique compressive affecte des structures salifères antérieures. Quelle que soit la cause de ces inversions dans le domaine pyrénéen, il ne semble y avoir aucune structure compressive albo-cénomaniens dans le golfe de Gascogne.

B.IV. Unité sismique 4 : formation *syn-rift*

Cette formation, absente de la plaine abyssale de Gascogne, est clairement observée sur le domaine continental des Entrées de la Manche. Dans la littérature, elle est assimilée à la formation *syn-rift*, qui **se définit en théorie par la présence de structures sédimentaires en éventail déposées dans les dépressions créées entre deux blocs basculés**. Les structures en éventail sont l'empreinte d'un dépôt synchrone avec le basculement du bloc. Elles se présentent comme des réflecteurs concordants avec le sommet structural du socle dans la partie inférieure du dépôt et devenant de moins en moins inclinés et presque horizontaux au toit de la formation. Ce terme de *syn-rift* fait appel à une géométrie des réflecteurs et à une dynamique particulière que nous n'observons pas ou que très rarement sur la Marge Nord Gascogne.

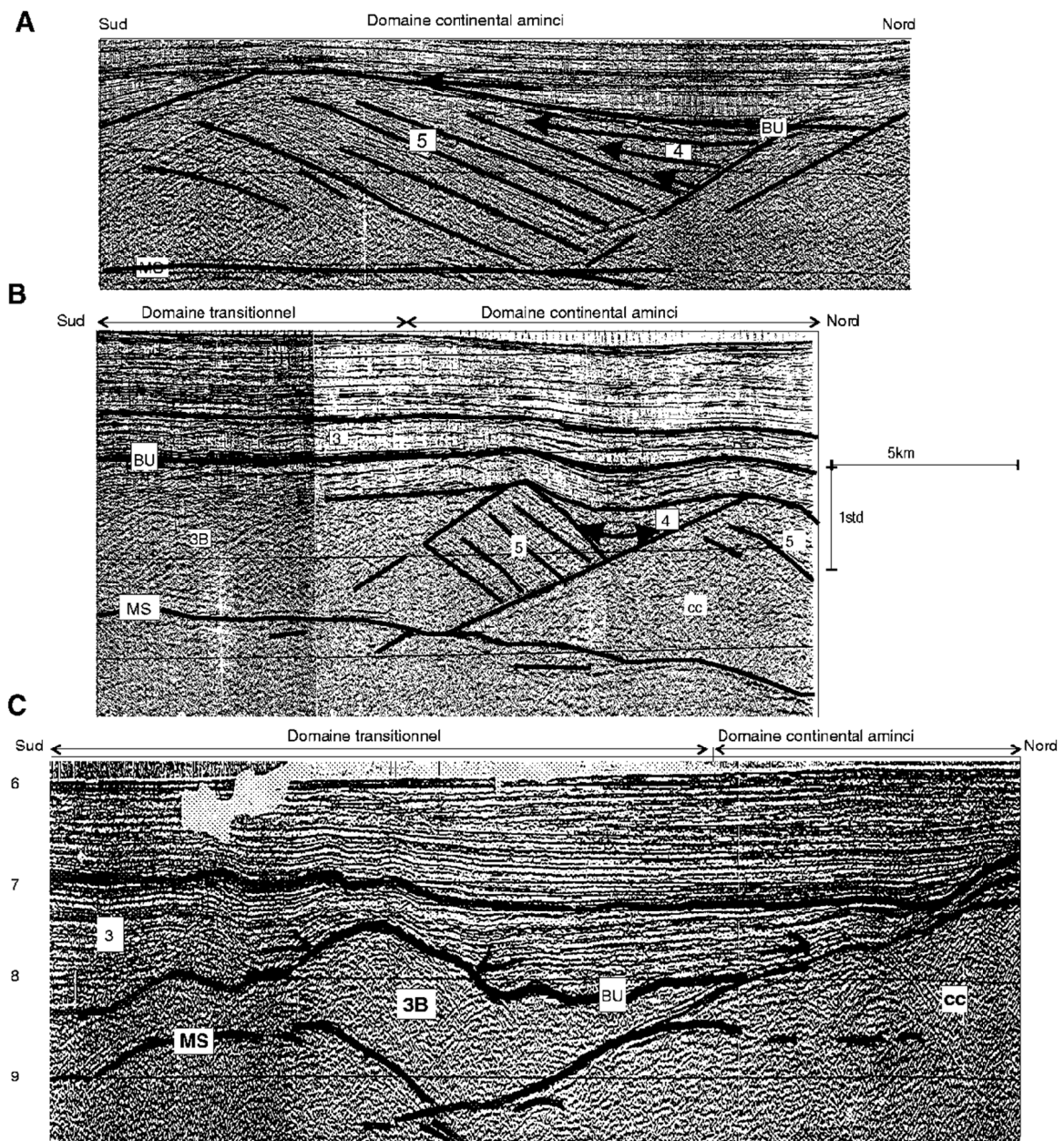


Figure III.9. :

Faciès sismiques de l'unité 4 et de l'unité 3B, observées sur la Marge des Entrées de la Manche.

A : L'unité 4 présente un faciès sismique constitué d'une succession de réflecteurs qui ont une configuration en éventail. Ces réflecteurs reposent en *onlap* sur le socle acoustique constitué par un socle continental et l'unité 5 (*anté-rift*).

B : L'unité 4 se subdivise en une unité inférieure (appelée 4) et en une unité supérieure (appelée 3B). L'unité 4 remplit les dépressions entre les blocs basculés. L'unité 3B recouvre les blocs basculés. Dans le domaine transitionnel, lieu où les blocs basculés n'existent plus, l'unité 4 disparaît au profit de l'unité 3B.

C : L'unité 3B est très peu réfective. Elle s'observe sous la forme de corps lenticulaires et difformes. Au pied du dernier bloc basculé, elle repose directement sur le réflecteur MS.

Localisation des sections sismiques sur la figure III.1.

B.IV.1. Le toit de l'unité sismique 4 et la Break-up Unconformity

Le toit de l'unité 4 (*Fig. III.8.*) est une surface discordante parfaitement continue, de très forte amplitude et de basse fréquence (*Fig. III.9. et III.10.*). Très reconnaissable, elle a toutes les caractéristiques d'une surface d'érosion et/ou de non-dépôt. Cette importante discordance, appelée BU, s'observe essentiellement sur la Marge des Entrées de la Manche au niveau de la Terrasse de Mériadzek, sur Trévelyan et sur le Bassin Celtique Profond (*Fig. III.8.*). Inexistante dans le domaine océanique, elle est la base des formations contemporaines et postérieures à l'accrétion océanique. Elle est aussi le toit des formations synchrones du rifting (Montadert et Roberts, 1979). Cette discordance correspond à la *Break-up Unconformity*, qui désigne la discordance majeure entre les formations *anté* et *syn-rift*, plus ou moins restreintes à la marge, et les séries sédimentaires post-rifts qui s'étendent à la fois largement sur la marge et le domaine océanique. Comme nous l'avons vu précédemment, les forages DSDP du Leg 48 et les forages avoisinants datent indirectement cette discordance à la base de l'Aptien.

B.IV.2. Les faciès sismiques et la terminologie syn-rift

B.IV.2.1. Présentation des faciès

L'unité sismique 4 présente de nombreux faciès sismiques, en fonction de sa localisation géographique et de la géométrie du socle acoustique :

- (1)** Sur la Terrasse de Mériadzek et sur le domaine continental aminci (partie III, *Fig. III.8.*), cette formation remplit les dépressions créées entre les blocs basculés et les horsts (*Fig. III.9.a.*). Elle se caractérise par une série de forts réflecteurs dont l'organisation interne est chaotique ou en éventail, ou par une succession de réflecteurs subparallèles et sub-horizontaux. Les structures en éventail, même si elles sont extrêmement rares et restreintes, confirment son caractère *syn-rift*. Cependant, nous observons généralement une série composée d'une succession de réflecteurs de basse fréquence, parallèles et en *onlap* sur le socle acoustique (*Fig. III.9.b. et III.12.*) : la géométrie de ces réflecteurs suggère un environnement de dépôt calme, postérieur au basculement des blocs. Elle implique donc un mouvement extrêmement rapide des blocs.
- (2)** Sur l'extrémité méridionale du domaine continental aminci des Entrées de la Manche, l'unité sismique 4 se divise en deux sous-unités (*Fig. III.9.b. et III.10.*). La distinction entre ces sous-séries s'estompe dans le domaine transitionnel (parties IV et V, *Fig. III.8.*). La sous-unité inférieure (unité 4) remplit les dépressions créées entre les blocs basculés. Son dépôt apparaît synchrone et/ou postérieur au basculement des blocs de socle. La sous-unité supérieure (unité 3B) recouvre en discordance l'unité 4 ainsi que les blocs basculés (*Fig. III.9.b., III.10. et III.11.*). Elle se compose d'une succession de réflecteurs de très faible amplitude.
- (3)** Dans le domaine transitionnel des Entrées de la Manche (parties IV et V), la sous-unité 4 est absente, seule la sous-unité 3B existe avec une épaisseur variable, mais importante (1 à 2 std). Cette unité 3B se biseaute au pied du domaine océanique. Elle repose directement sur un fort réflecteur sub-horizontale.

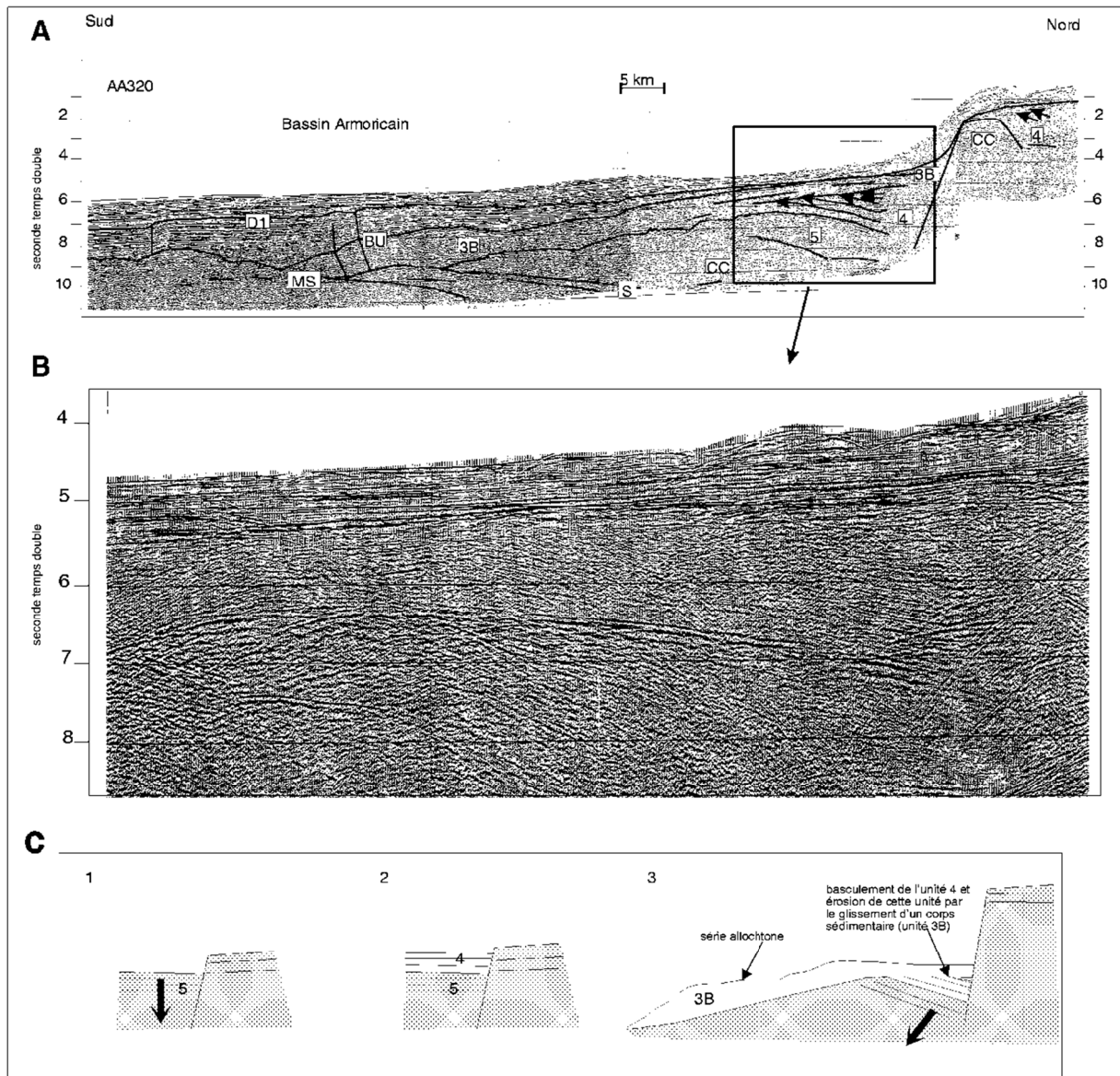


Figure III.10. :

A : Coupe sismique interprétée du profil sismique réflexion multitrace (SNEA AA320), perpendiculaire à la Marge Nord-Armoricaine. Il est situé au pied de l'ensemble Mériadzek-Trévelyan (fig. III.8).

B : Zoom du profil. La formation 4 est située sur un panneau basculé et effondré au pied de la pente continentale. Ce panneau continental, recouvert par la formation 5 (*ante-rift*), s'amincit vers l'océan. Il est recouvert sur le domaine continental par une épaisseur variable de l'unité 4 qui se biseaute vers le domaine océanique. L'image sismique montre une subdivision de la formation 4 sur le panneau de socle basculé, subdivision qui n'est plus observée vers le sud. La formation 4a est basculée et érodée. La formation 4b repose sur les réflecteurs en *toplap* de la formation 4a. Entre les formations 4a et 4b, une série très restreinte présente une géométrie en éventail (*syn-rift*).

La géométrie de ces sous-séries met en évidence un rifting polyphasé.

C : 1) le premier épisode consiste en l'amincissement crustal et le mouvement des blocs de la Marge des Entrées de la Manche. Cet épisode est suivi par une phase subsidente, où la formation 4 remplit les dépressions créées entre les blocs basculés et/ou effondrés.

2) Le second épisode est un effondrement des structures distensives du domaine continental aminci et du Bassin Armoricaïn. Il est accompagné par la mise en place d'un corps allochtone constitué de la formation 4. Ce glissement en masse donne naissance à la couche 3B du Bassin Armoricaïn et aux corps déformés qui recouvrent ce domaine transitionnel des Entrées de la Manche.

Son faciès sismique est très peu réflectif, avec de rares réflecteurs internes discontinus et chaotiques (*Fig. III.9.c.*). Sa morphologie suggère un comportement plastique : aucune structure cassante ou limite abrupte n'a été observée.

B.IV.2.2. Relation génétique entre l'unité 4 et la couche 3B

Le profil sismique SNEA (*Fig. III.10.*) permet de visualiser l'évolution spatio-temporelle de l'unité 4 à l'unité 3B. Il parcourt le Bassin Armoricaire, de la Marge Nord Armoricaire au domaine océanique. Il se situe au pied de l'ensemble Mériadzek-Trévelyen (*Fig. III.8.*). Au pied de la pente continentale, une structure de socle est effondrée, basculée et amincie vers l'océan. L'unité 4 se caractérise par une succession de réflecteurs parallèles au toit d'un socle fortement diffractant, effondré et basculé. Ces réflecteurs évoluent tardivement en éventail. L'unité 4 est tronquée par l'unité 3B. L'unité 3B évolue en direction de l'océan, d'une fine couche finement litée à un corps épais et difforme qui se biseaute. Cette morphologie, antérieure à la déformation compressive éocène, apparaît synchronique de sa mise en place : les sédiments albo-cénomaniens (unité 3) sont horizontaux et reposent en onlap sur l'unité 3B (*Fig. III.9.c.*). Cette paléomorphologie suggère un comportement plastique de la couche 3B : aucune structure cassante ou limite abrupte n'a été observée. Sa géométrie ressemble à celle d'une nappe de sédiments mise en place par un processus de glissement.

B.IV.2.3. La couche 3B: socle acoustique du domaine transitionnel

Dans le Bassin Armoricaire Occidental (*Fig. III.11. a et c*), la couche 3B se présente sous la forme d'une épaisse série transparente, dont le toit est un réflecteur parfaitement continu et fortement réfléchissant. Elle se répartit sous la forme de lentilles à base horizontale (*cf.* : Chap. IV).

Mise en évidence dans les années 70 uniquement dans le Bassin Armoricaire (*cf.* : *Chap. I*), la couche 3B fut interprétée comme étant **(1)** une couche d'évaporite triasique (Montadert *et al.*, 1971b ; Olivet *et al.*, 1976) ; **(2)** des sédiments anté-rifts autochtones structurés lors du rifting (Barbier *et al.*, 1986) ; **(3)** des *Enigmatic Terrane*, décrit sur le Banc de Galice par Boillot *et al.* (1995) ; **(4)** des sédiments *syn-rifts*. (Montadert *et al.*, 1971 ; Boillot *et al.*, 1984b). Grâce au nouveau réseau sismique, les corrélations sismo-stratigraphiques montrent que la discordance BU (*Break-up Unconformity*), observé sur le domaine des Entrées de la Manche, se corrèle au toit de la couche 3B du Bassin Armoricaire (*Fig. III.11.*). La sous-unité supérieure de l'unité 4 des Entrées de la Manche se corrèle aussi à la couche 3B du Bassin Armoricaire. Nous en concluons donc que l'unité sismique 3B est une série sédimentaire dont le dépôt est contemporain au dépôt de l'unité sismique 4.

Si la notion de dépôt *syn-rift* se justifie à la vue des structures acoustiques disposées en éventail entre les blocs basculés du domaine continental des Entrées de la Manche (*Fig. III.9. et III.10.*), la géométrie de la couche 3B est atypique (*Fig. III.10. et III.11.*). En règle générale, un dépôt sédimentaire s'effectue dans une dépression, réceptacle privilégié de sédiments.

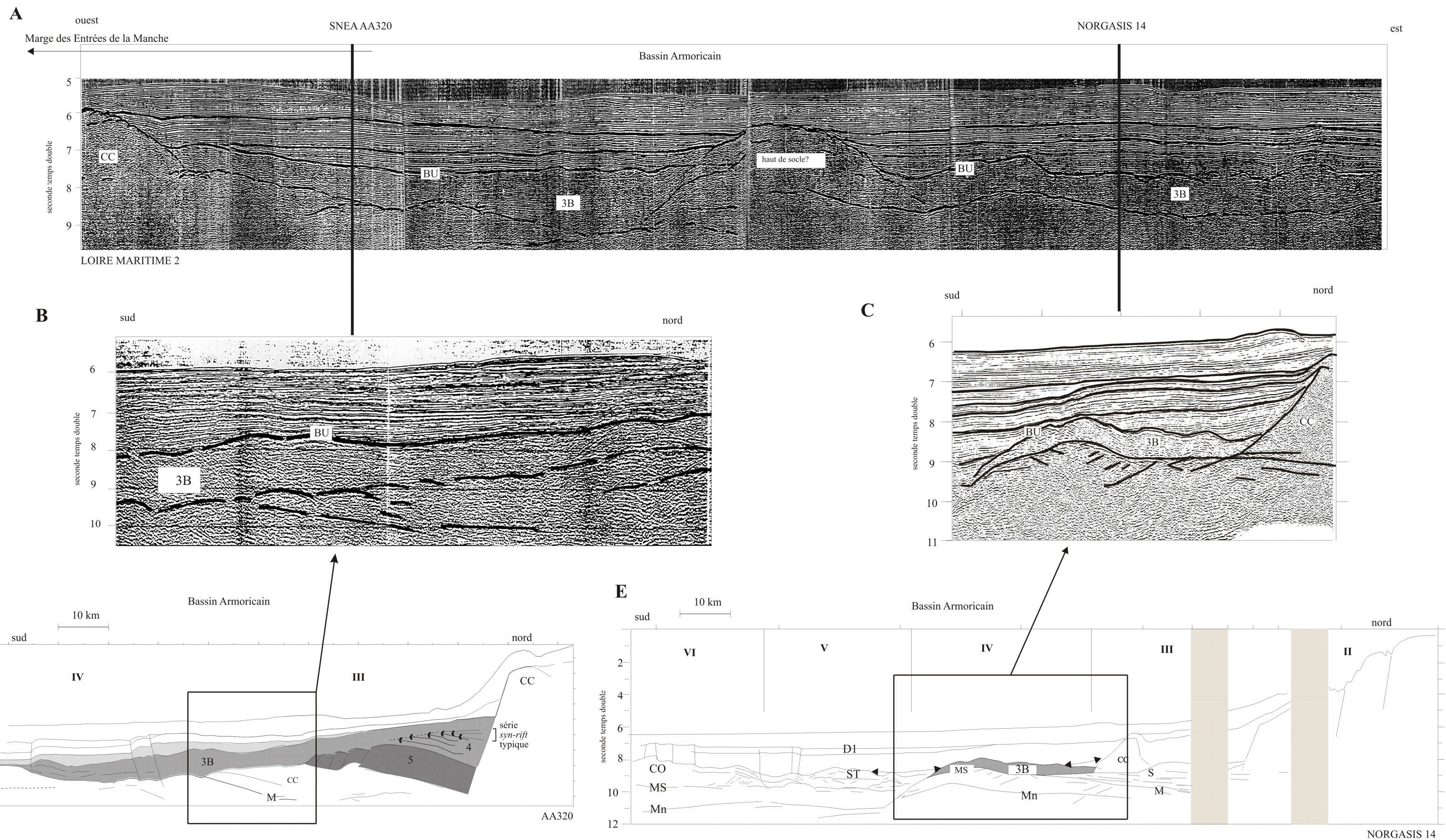


Figure III.11.:

Corrélation stratigraphique entre l'unité 4 (*syn-rift*) du domaine des Entrées de la Manche (SNEAAA320) et la couche 3B du Bassin Armoricain (NORGASIS 14), via le profil Loire Maritime 2.

La discordance BU du domaine des Entrées de la Manche se corrèle avec le toit de la couche 3B du Bassin Armoricain. L'unité 4 remplit les dépressions créées lors de la structuration de la Marge. Elle évolue vers le Sud, pour devenir une formation sans aucune structuration interne, "souple", déposée continuellement sur le socle acoustique caractérisé par l'absence de blocs continentaux basculés. L'unité 4, au pied du domaine continental aminci, a le même faciès sismique et la même forme géométrique que la couche 3B du Bassin Armoricain. La couche 3B correspondrait à l'unité 4, glissée en masse dans le Bassin Armoricain.

A = profil Loire Maritime 2, orienté EW ; B = section du profil SNEA 320, orientée NS ; C = section du profil NORGASIS 14, orientée NS ; D = Coupe interprétative du profil SNEA 320 ; E = Coupe interprétative du profil NORGASIS 14.

La forme lenticulaire de la couche 3B est **semblable à celle d'un corps sédimentaire allochtone**, qui aurait glissé et qui se serait stabilisé sur le substratum subhorizontal du domaine transitionnel. L'absence de structuration interne s'accorde avec l'hypothèse de mise en place par glissement en masse d'une couverture sédimentaire relativement souple et déformable (absence de tectonique cassante).

Les travaux de Brunet (1991) effectués sur la subsidence du Bassin de Parentis montrent qu'un découplage a eu lieu entre la couverture sédimentaire et la croûte continentale lors du rifting, dénudant ainsi la partie sommitale du bassin. Cette hypothèse pourrait s'appliquer aussi à la Marge Nord Gascogne. Si nous devons faire une objection à l'hypothèse d'un glissement en masse, elle résiderait dans la dimension pluri-kilométrique de la couche sédimentaire allochtone. Toutefois, cette dimension n'est pas aberrante si on la compare à celle des déplacements de blocs continentaux dans de nombreux modèles d'amincissement crustal (e.g., Brun *et al.*, 1985; Barbier *et al.*, 1986 ; Froitzheim et Manatschal, 1996), ou à des déplacements lithosphériques dans un modèle de type *simple shear* (Wernicke, 1985).

B.IV.3. L'âge de l'unité sismique 4 et de la couche 3B

Si l'on se base sur les travaux antérieurs, le rifting de la Marge des Entrées de la Manche se situe entre le Jurassique terminal (-140Ma) et l'Aptien supérieur (-110Ma) (Boillot, 1984). Derégnaucourt (1981) a supposé que la base de l'unité 4 est d'âge Berriasien à Hauterivien, par analogie à la Marge de Galice. D'après les forages profonds DSDP et pétroliers de la Marge des Entrées de la Manche, la discordance BU est située dans l'Aptien (*cf.* : *Chap.* III.A.). Un des forages pétroliers d'Elf Aquitaine (forage Glazenn, *Fig. II.18.*), situé sur la plate-forme des Entrées de la manche à proximité du profil NORGASIS 12, met en évidence une épaisse série barrémienne et hauterivienne, qui coïnciderait à une partie de l'unité 4 (*Fig. III.12.*). Si l'on se base sur le forage 402 du Leg 48 (*cf.* : Annexe 1), la base de cette formation serait datée du Portlandien, au minimum. L'importante épaisseur de l'unité 4 reflète la subsidence tectonique observée dans la plupart des bassins de l'Europe et de l'Ibérie (Brunet, 1991). Comme la subsidence tectonique reflète l'amincissement de la croûte, l'âge de la subsidence maximale et l'âge de la discordance BU confirment l'âge du rifting de la Marge Nord Gascogne situé entre l'Aptien et le Portlandien.

L'unité 4 est contemporaine et postérieure aux mouvements des blocs de la Marge Nord Gascogne, mais antérieure à la *Break-up Unconformity* (BU). Les corrélations sismo-stratigraphiques ont montré l'existence d'une relation génétique entre l'unité 4 et l'unité 3B. La couche 3B serait une couche sédimentaire allochtone, dont le dépôt est antérieur à l'accrétion océanique du golfe de Gascogne et synchrone à la structuration de la Marge Nord Gascogne. Sa mise en place est située à la fin du rifting, synchrone ou légèrement antérieur à la *Break-up Unconformity*. Elle se serait effectuée avant l'accrétion océanique du golfe : la couche 3B est recouverte par les premiers dépôts post-rifts, correspondant aux sédiments albo-cénomaniens (Unité sismique 3).

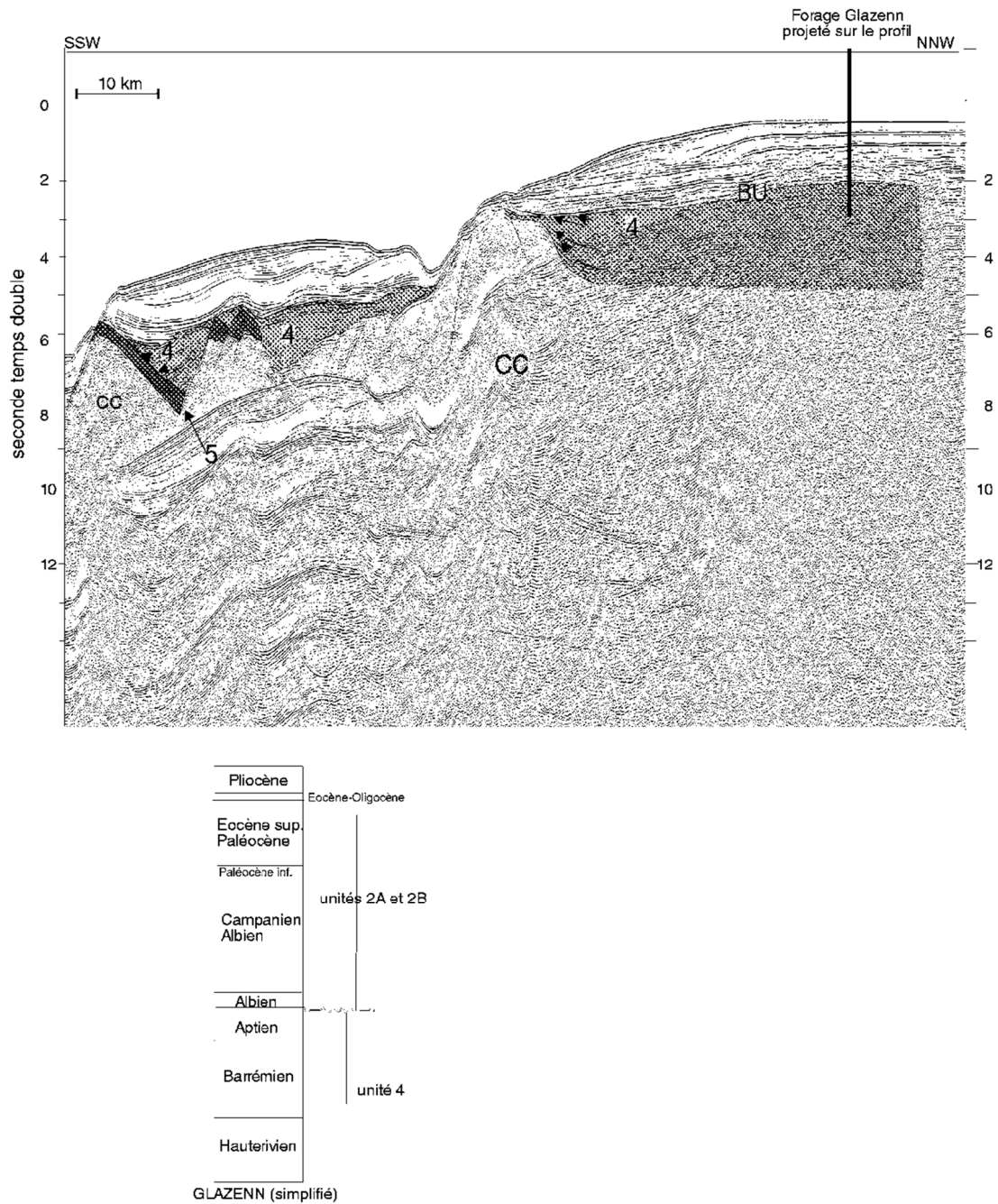


Figure III.12. :

Corrélation du forage pétrolier GLAZEN avec le profil de sismique réflexion multitrace NORGASIS 12. Noter que la discordance BU se corrèle avec le hiatus observé dans l'Aptien. (Localisation figures III.1. et I.18.)

La couche 3B est le premier dépôt sédimentaire du domaine transitionnel armoricain. Attribuer l'origine de la couche 3B à l'unité 4 (Barrémo-aptienne) exclu l'hypothèse d'une origine permo-triasique pour le Bassin Armoricain (sauf lacune de sédimentation pendant plus de 80 Ma). La mise en place de cette couche souligne l'approfondissement du Bassin Armoricain, synchrone ou légèrement antérieur à l'accrétion océanique du golfe de Gascogne. Le Bassin Armoricain serait donc un bassin sédimentaire relativement jeune.

® En résumé, contrairement aux idées reçues, une grande part des sédiments appelés *syn-rifts* de la Marge des entrées de la Manche se sont déposés après le basculement des blocs basculés. Comme ils appartiennent à la phase de rifting, nous avons choisi de conserver l'appellation *syn-rift* afin de les dissocier des sédiments déposés antérieurement ou postérieurement à la phase globale de rifting. La discordance BU (*Break-up Unconformity*) qui souligne la fin du rifting est située dans l'Aptien. L'étude des dépôts sédimentaires de la Marge Armoricaine et de la Marge des Entrées de la Manche a permis de montrer que la phase de rifting n'est pas un processus tectonique continu et progressif. Deux événements tectoniques majeurs ont été reconnus durant la phase de rifting.

(1) Le premier événement est le basculement rapide des blocs basculés et la formation des horsts ou grabens. Entre ces blocs, les figures sédimentaires en éventail sont rares et peu développées.

(2) Cet épisode tectonique est suivi par une subsidence importante, où l'unité 4 continue de se déposer dans les dépressions créées entre les blocs (plus de 1,5 std de sédiments se sont accumulés, *Fig. III.9.a. et III.12.*). **L'unité 4 semble uniquement présente sur la marge des Entrées de la Manche : elle n'a pas été reconnue dans le Bassin Armoricain.** Cette période tectoniquement calme reflète l'amplitude et la rapidité de la subsidence barrémo-aptienne, qui s'observe dans la plupart des bassins de l'Europe et de l'Ibérie ;

(3) L'ensemble "socle-unités 5 et 4" est affecté par une nouvelle phase tectonique. Elle est soulignée par l'érosion de l'unité 4 et le glissement d'une couverture sédimentaire, formant ainsi les corps de la couche 3B confinés au pied du domaine continental (*Fig. III.8., III.9., III.10. et III.11.*). Cette couverture allochtone est le premier dépôt sédimentaire du domaine transitionnel au large de la Marge des Entrées de la Manche et de la Marge Nord Armoricaine. Ce deuxième événement tectonique se matérialise par un effondrement du domaine continental le plus aminci et du domaine transitionnel, qui crée entre autre chose le Bassin Armoricain. Ce scénario se serait effectué un peu avant l'accrétion de la première croûte océanique et aurait été scellé par la *Break-up Unconformity*. Cette chronologie est en accord avec l'observation d'une différence de profondeur de dépôt entre les *Black Shales* de la Terrasse de Mériadzek (1500 m) et de Trévelyan (2000 m) (Montadert et Roberts, 1979).

B.V. Unité sismique 5 : formation *anté-rift*

L'unité sismique 5 se compose de réflexions subparallèles de basse fréquence (*Fig. III.9. et III.10.*). Si sa surface fortement diffractante est visible, sa base est incertaine. Cette unité est basculée accompagnant les blocs de socle qu'elle recouvre. Cette géométrie fait appel à la notion de couverture *anté-rift* qui situe le dépôt de cette formation antérieurement à la structuration du rift. Les niveaux supérieurs de ces blocs ont été datés du Tithonique supérieur (Derégnaucourt, 1981 ; Montadert et Roberts, 1979). Cette série pourrait se comparer aux séries datées de la deuxième phase d'extension des bassins celtiques, située entre l'Oxfordien et le Tithonique (Petrie *et al.*, 1989). Cette formation est un dépôt de type plate-forme, qui constitue actuellement le socle acoustique de la Marge des Entrées de la Manche. L'importante épaisseur de cette série (< 1,5 std) n'est pas sans rappeler celle du Bassin de Parentis, de la Marge Nord Ibérique (Derégnaucourt, 1981) et de la plate-forme des Entrées de la Manche (Krasheninnikov , 1979).

C. LES PRINCIPALES DISCORDANCES PYRENEENNES

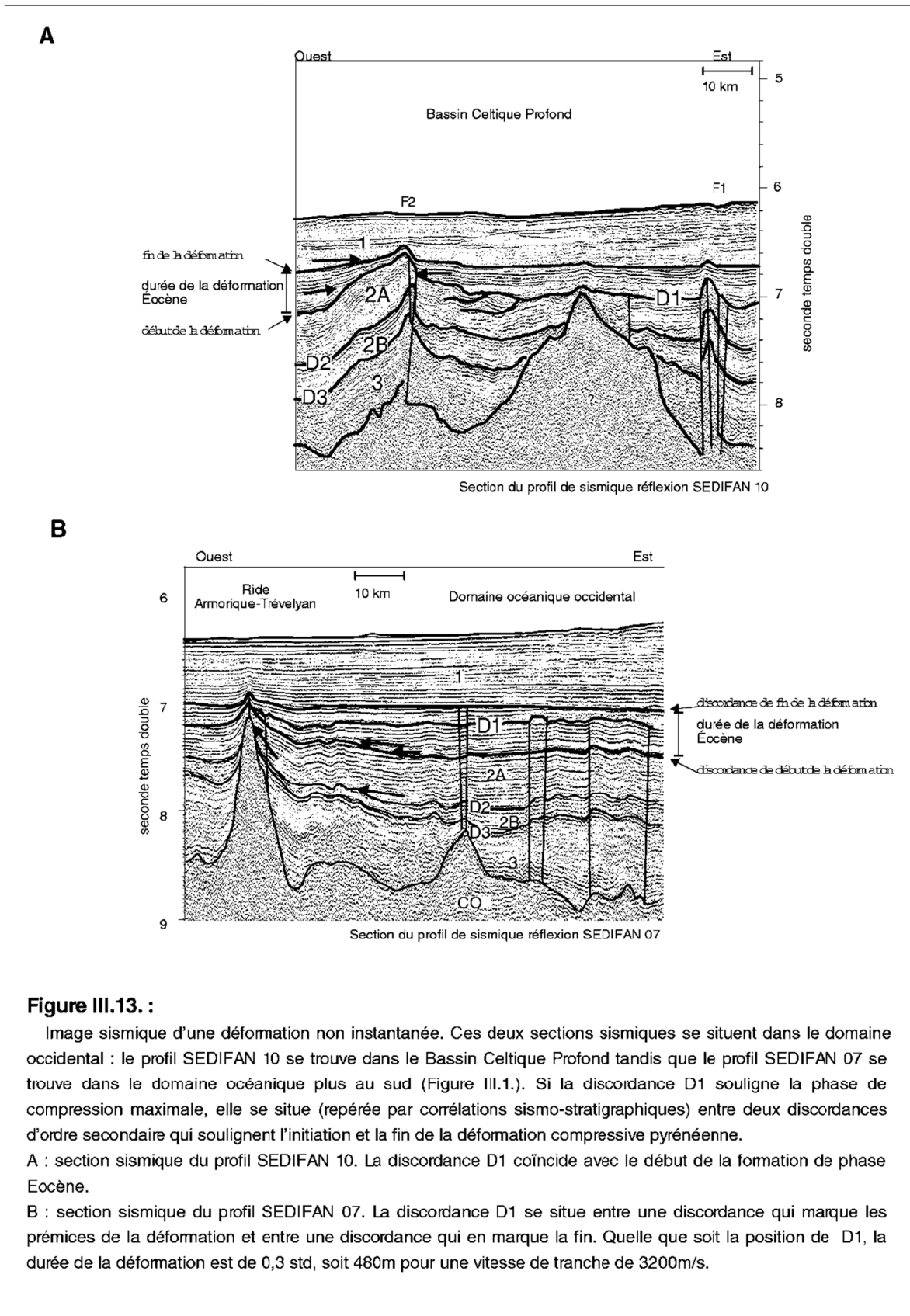
L'étude stratigraphique et structurale montre le style et la répartition de la déformation pyrénéenne. Deux événements compressifs majeurs s'observent dans la couverture sédimentaire et le socle du golfe de Gascogne, à l'Éocène et au Paléocène/Crétacé supérieur.

C.I. Âge des discordances cartographiées et durée des mouvements pyrénéens

L'événement majeur du Cénozoïque est l'orogénèse pyrénéenne. L'épisode paroxysmal est enregistré sous la forme d'une importante discordance (D1) située entre les unités 2A et 1 (Derégnaucourt et Boillot, 1982) et sous la forme d'une déformation des séries sous-jacentes. La discordance D1 s'observe dans tout le golfe de Gascogne. Il s'agit d'un réflecteur continu et de forte amplitude sur lequel repose en discordance l'unité 1. Elle tronque les réflecteurs acoustiques de l'unité 2A et scelle le maximum de déformation pyrénéenne. Si la plupart des auteurs attribuent la compression maximale à la phase pyrénéenne cénozoïque, leurs avis divergent sur son âge précis (*cf.* : tableau ci-dessous).

datation	références	lieu d'étude
entre l'Yprésien et le Lutétien	Site 398 du Leg 47B forage PENMA1	Galice Marge Armoricaine .
Éocène inf. et Éocène moy. La phase pyrénéenne est marquée par une discordance mineure	(Masson <i>et al.</i> , 1981) 548 du Leg 80	Marge de Goban
Éocène moy. et Éocène sup. hiatus de 1.8 à 8 Ma	(Derégnaucourt & Boillot, 1982) ; Site 401 du Leg 48 ; Site 119 du Leg 12	Marge des Entrées de la Manche Plaine abyssale du golfe de Gascogne
Post-Lutétien supérieur	(Mattauer et Proust, 1967)	Pyrénées
Éocène sup. et Oligocène	(Montadert <i>et al.</i> , 1979) Site 400 du Leg 48	Marge des Entrées de la Manche
Éocène moy. au Miocène	(Choukroune <i>et al.</i> , 1973) Site 118 du Leg 12	Plaine abyssale du golfe de Gascogne

Récapitulatif succinct des datations de la phase de compression maximale pyrénéenne.



Ce désaccord peut être, en partie, expliqué par une évolution spatio-temporelle de la phase paroxysmale : la déformation dans les Pyrénées internes est légèrement plus ancienne (Yprésien/Lutétien) que celles des Pyrénées externes datées du Bartonien (Mattauer et Proust, 1967). Dans le golfe de Gascogne, les datations ne dépendent pas uniquement de la situation géographique des mesures, mais aussi de la paléotopographie : l'âge du hiatus éocène varie entre les forages 400 et 401 (*cf.* : Annexe I) bien qu'ils soient très proches l'un de l'autre.

Le marqueur sismique D2 sépare l'unité 2A de l'unité 2B. Si l'on se réfère aux forages de la Marge Nord Gascogne (*cf.* : Annexe I), ce marqueur sismique se rapporte au hiatus, de durée comprise entre 2 et 14 Ma, situé entre le Paléocène inférieur et le Maestrichtien (Snyder *et al.*, 1985). Il possède localement toutes les caractéristiques d'une discordance tectonique (la déformation associée à cette discordance sera présentée ultérieurement dans ce chapitre). Aucun travail antérieur n'a établi l'existence d'une discordance tectonique au Paléocène/Crétacé supérieur dans la plaine abyssale du golfe, excepté au sein et autour du Dôme Gascogne (Fidalgo-González, 1995). Les récentes images sismiques montrent son existence locale. Cette discordance reflète l'état des contraintes dans les premiers stades de la convergence Ibérie/Europe. Durant cette période, seules les Pyrénées orientales sont affectées par une phase tectonique compressive (Le Pichon *et al.*, 1971) : elle se matérialise sous la forme de plissement affectant du matériel sénonien et anté-éocène inférieur et sous la forme d'un métamorphisme au nord de la Faille Nord-Pyrénéenne (Mattauer et Séguret, 1971). Aucune phase tectonique compressive majeure n'a été observée dans les Pyrénées occidentales, le pays basque et le Bassin de Parentis (Mattauer et Séguret, 1971). Cependant, le bassin d'Aquitaine serait, depuis l'Albien, dans un régime compressif orienté NNE (Masse, 1997 ; Rocher, 1998). Le Bassin basco-cantabrique aurait été affecté par des structures transpressives orientées N130 entre le Turonien et l'Éocène supérieur (Camara, 1997) . Seul un système cisailant permettrait d'expliquer cette répartition de contraintes, le long de la frontière entre l'Ibérie et l'Europe. Cette hypothèse est en accord avec les reconstructions cinématiques qui impliquent une phase cisailante dès l'Albien (107 Ma) (Olivet, 1996) .

Les auteurs s'accordent sur le fait que la convergence des plaques Ibérie et Europe a été active durant plus d'une trentaine de millions d'années (*Fig. I.16.*). Ce long mouvement de convergence fait appel à la notion de phase tectonique, notion qui oppose les tenants d'un continuum du régime tectonique dans le temps à ceux qui prônent la subdivision en plusieurs événements tectoniques discrets. Les observations se rejoignent pour dire que la phase de convergence pyrénéenne n'est pas instantanée mais étalée dans le temps et dans l'espace.

L'incertitude dans les datations de ces discordances implique une incertitude sur la durée de la déformation. Sur quelques profils de sismique réflexion, la couverture sédimentaire a enregistré une durée entre l'amorce et la fin du mouvement qui a abouti à la phase de compression maximale (*Fig. III.13.*). Au sein de la série sédimentaire contemporaine à la phase cénozoïque, la discordance D1 évolue entre la fin et l'amorce du mouvement.

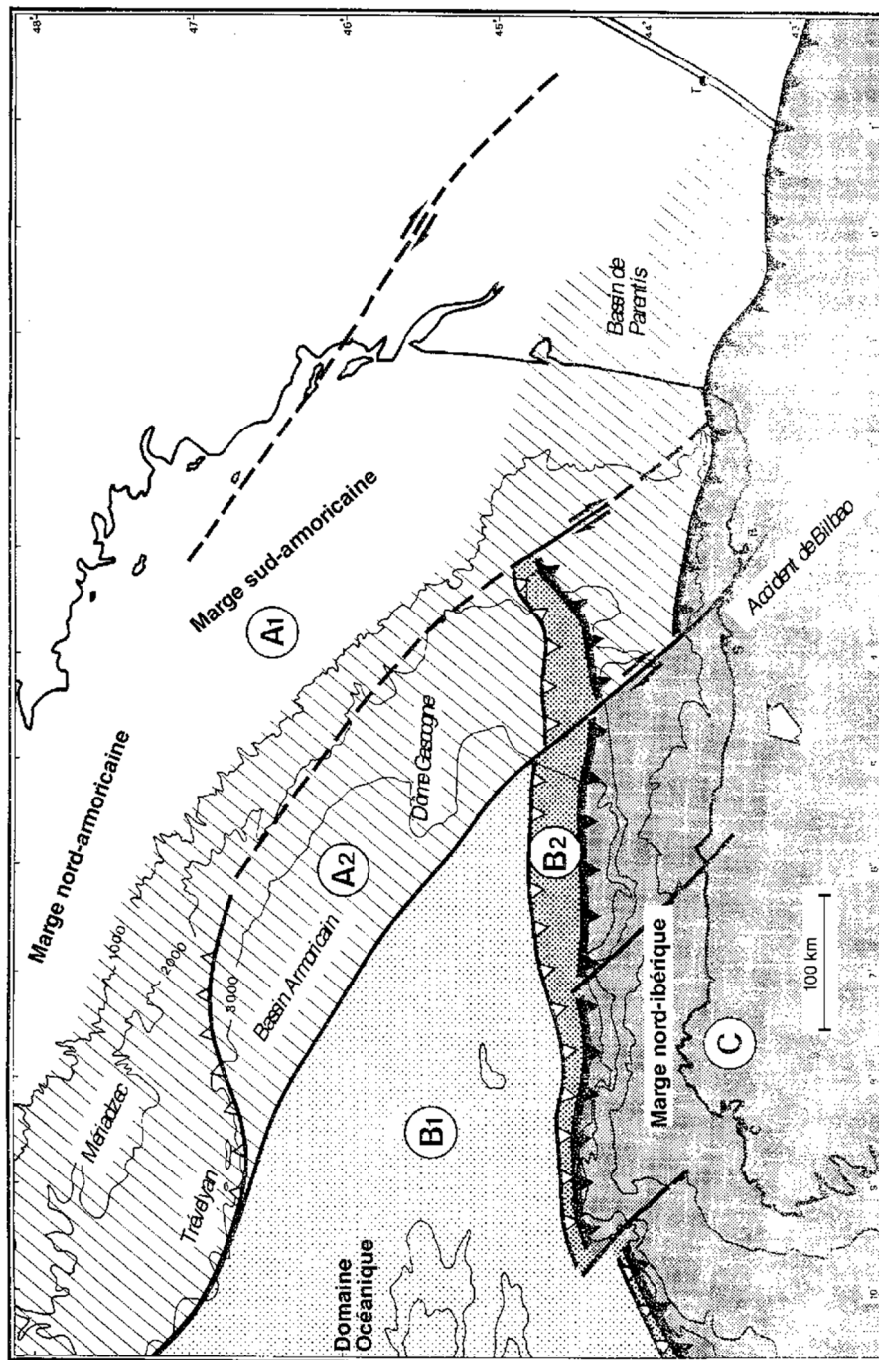


Figure III.14. :

Schéma structural, d'après Derégnaucourt (1981). Les principaux accidents sont des accidents décrochants dextres, compatibles avec les mouvements décrits à terre (pour exemple : la faille de Bilbao).

A1 = crôte continentale d'épaisseur normale; A2 = crôte continental amincie;

B1 = crôte océanique; B2 = prisme d'accrétion tectonique;

C = crôte continentale de la plaque ibérique chevauchante. Bathymétrie d'après Laughton et al. (1975).

La phase tectonique fini-crétacée serait plus courte que celle du Cénozoïque : la couverture sédimentaire n'a pas enregistré de déformation progressive autour du marqueur sismique D2 (*Fig. III.13.*).

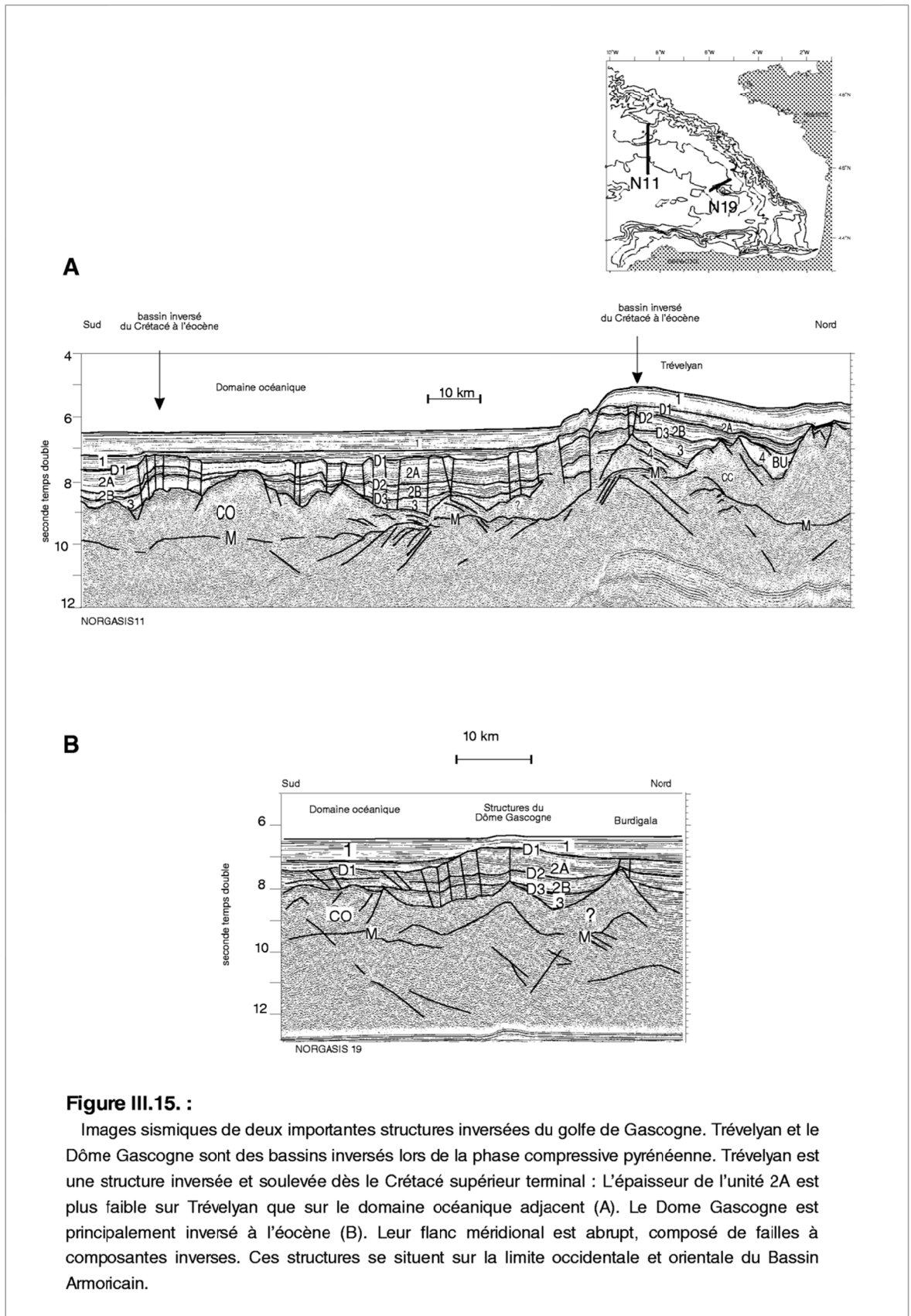
En ce qui concerne la phase éocène, l'épaisseur du dépôt est de 0,3 std au maximum, quelle que soit la position de la discordance D1, soit 480 m pour une vitesse de tranche de 3200 m/s. Les durées de la phase tectonique éocène ont été calculées en fonction d'un taux d'accumulation tiré de la bibliographie (*cf.* : Tableau ci-après). Malgré l'existence des forages, les valeurs du taux d'accumulation ne semblent pas refléter les taux de sédimentation de la plaine abyssale. Outre l'incertitude sur l'âge de la discordance D1, l'incertitude sur le taux de sédimentation ne nous permet pas de dater la durée de la phase tectonique pyrénéenne terminale.

Références	taux de sédimentation	durée en Ma pour 480 m de dépôt	si D1= Lutétien (45Ma)
Site 400 Leg 48 (série 2A)	13 m	37 Ma	Si D1 reflète l'amorce du mouvement, la fin est datée du Miocène
Site 119 Leg 12 (série 2A)	4,6 m	104 Ma	cette durée est improbable
Site 400 Leg 48 taux actuel	54 m	8 Ma	Si D1 correspond à l'amorce du mouvement, sa fin est oligocène

® La phase de convergence pyrénéenne n'est pas instantanée : elle est étalée dans le temps et dans l'espace. La convergence des plaques Ibérie et Europe est active sur une trentaine de millions d'années. Elle comporterait deux phases tectoniques principales : la phase de l'Éocène et la phase du Paléocène/Crétacé supérieur. Quelles que soient les incertitudes qui existent sur les datations, la phase paroxysmale de la compression pyrénéenne se situe dans le Tertiaire autour de l'Éocène. La durée de cette dernière phase est visualisée sur quelques profils sismiques, mais n'est actuellement pas quantifiable.

C.II. La déformation de phase pyrénéenne terminale

La déformation éocène est en grande partie à l'origine de la morphologie actuelle du golfe de Gascogne, déformation qui comprend la fermeture partielle du golfe par subduction et la collision continentale pyrénéenne (Montadert et Winnock, 1971c ; Derégnaucourt et Boillot, 1982). D'après les études antérieures, la déformation se concentre principalement sur la Marge Nord Ibérique (*Fig. III.14.*) sous forme d'un prisme d'accrétion, d'une fosse sédimentaire marginale, d'une intense déformation compressive et de mouvements verticaux tels que le soulèvement du Banc de Galice et des monts sous-marins régionaux (Debyser *et al.*, 1971 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982).



Pour le domaine septentrional du golfe de Gascogne, les auteurs favorisent l'existence de quelques inversions de reliefs (Trévelyan-Cantabria-Dôme Gascogne), de soulèvements de reliefs préexistants et de longs décrochements dextres (Montadert *et al.*, 1979b ; Derégnaucourt, 1981). Ces derniers sont similaires à ceux observés à terre dans les domaines armoricain, aquitain et ibérique (Cogné, 1971 ; Julivert, 1971 ; Lefort *et al.*, 1997). D'après le schéma structural de Derégnaucourt (1981), deux principaux décrochements parcourent la plaine abyssale (*Fig. III.14.*) : l'un longe la limite septentrionale du domaine océanique jusqu'au décrochement tardi-hercynien de Bilbao ; l'autre longe la pente continentale armoricaine.

C.II.1. Le style de la déformation dans le domaine septentrional de Gascogne

Les nouveaux profils de sismique réflexion confirment l'existence d'importants mouvements verticaux. Ces derniers accentuent le relief des principaux monts sous-marins, comme pour la Montagne Armorique, la montagne de Biscaye et les monts Charcot (Olivet *et al.*, 1984 ; Sibuet *et al.*, 1993). Dans un cas extrême, ces derniers aboutissent à une inversion tectonique, donnant naissance au Dôme Gascogne, à Trévelyan et au Mont Cantabria. Les images sismiques nous confirment que ces reliefs sont des bassins inversés (Sibuet *et al.*, 1971b ; Montadert *et al.*, 1971b, 1974 et 1979b ; Fidalgo-Gonzalez, 1995), mais nous montrent surtout que l'inversion tectonique a débuté dès l'initiation de la convergence Ibérie/Europe au Crétacé supérieur/Paléocène, et s'est poursuivi par la suite avec une phase paroxysmale à l'Éocène (*Fig. III.15.*). Leur flanc méridional est surélevé et abrupt et est constitué de très nombreuses failles à composante inverse ; la couverture sédimentaire y est intensément déformée.

D'autres mouvements verticaux, de moindre ampleur, sont observés dans la plaine abyssale : des failles inverses et des plis asymétriques de faible amplitude, mais aussi des soulèvements ou des approfondissements, affectent le socle acoustique et la couverture sédimentaire anté et syn-éocène. Certaines failles ont un rejet inverse de 0,3-0,5 std (*Fig. III.16.a.*). Les plis asymétriques à vergence NW ont une amplitude relativement importante (de 175 m à 525 m) et une longueur d'onde de 25 km environ (*Fig. III.16.b.*). Certaines structures éocènes n'ont aucune composante verticale apparente. Toutefois, les sédiments sous-jacents à la discordance D1 sont plissés ou présentent une structuration interne entièrement détruite (*Fig. III.16.c.*). Ces structures pourraient refléter des zones de décrochements. L'existence de mouvements transtensifs est soulignée par une structure en fleur négative dans le Bassin Celtique Profond (*Fig. III.16.d.*). Cette structure se situe dans le prolongement d'un important accident orienté NW-SE qui appartient au système tectonique de l'escarpement de Trévelyan. Cette évolution de la déformation suggère un changement de régime le long de cet accident décrochant (F1 sur les *Fig. III.17.* et *III.18.*).

® Le style de la déformation éocène dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne est plutôt décrochant avec une légère composante compressive. Cette déformation est une réponse à la convergence Ibérie/Europe, qui aurait pour direction principale la direction NW-SE. Cette déformation affecte la couverture sédimentaire anté et syn-éocène ainsi que le socle acoustique.

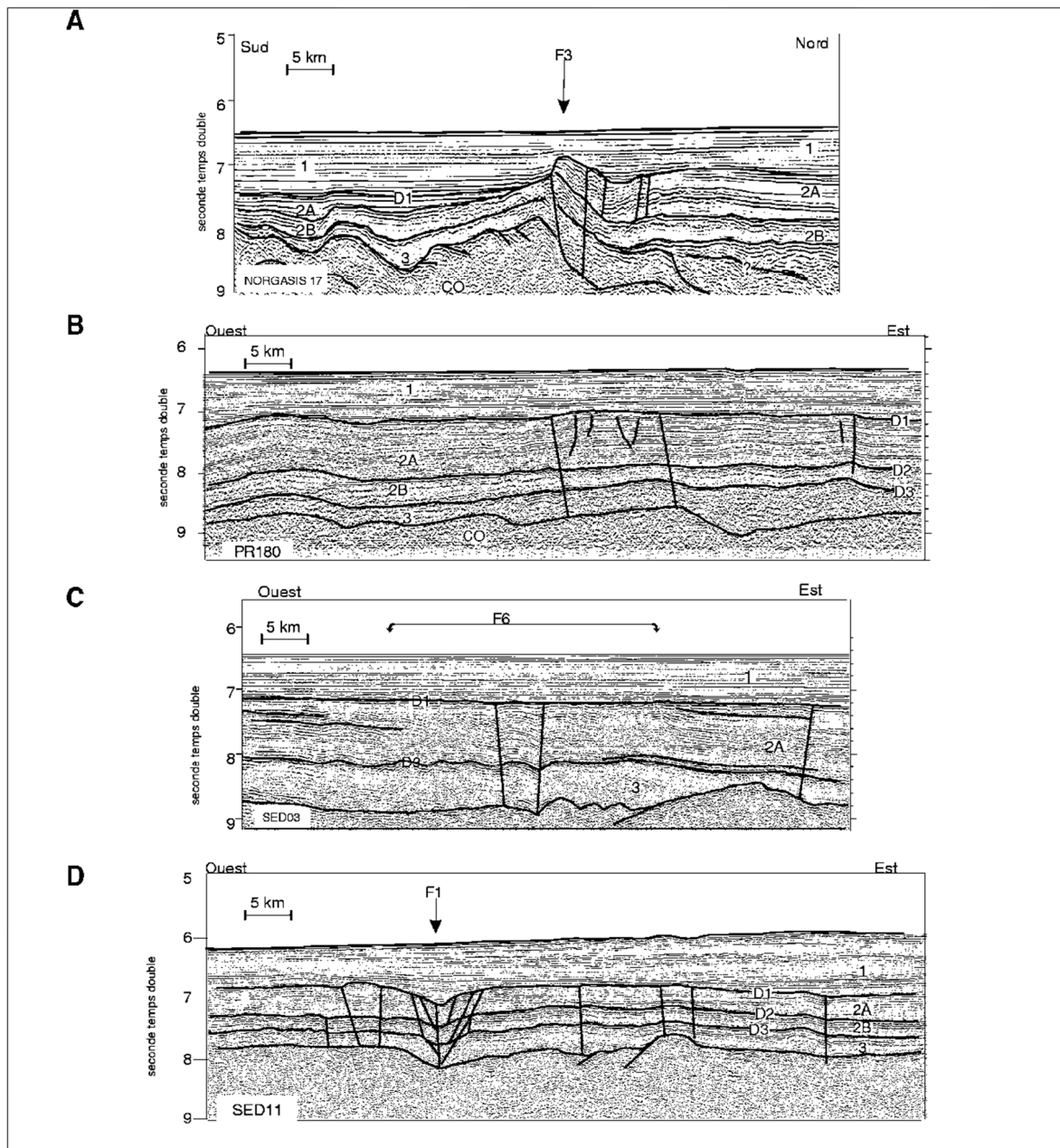


Figure III.16. :

Les différentes déformations induites lors de la convergence Ibérie/Europe à son stade terminal (Éocène). Les déformations sont scellées par la discordance D1 qui souligne la phase de compression maximale (exagération verticale de 4 pour 3000m/s).

A : Sur la section du profil NORGASIS 17, une structure décrochante à composante compressive importante affecte la couverture sédimentaire anté-éocène et le socle acoustique. Cette structure se situe sur la bordure septentrionale du domaine océanique oriental.

B : Sur la section du profil ZEE-GASCOGNE 180, des plis asymétriques de large amplitude affectent le domaine océanique occidental.

C : Sur la section du profil SEDIFAN 03, la déformation se caractérise par une absence de rejet vertical et une destruction de la structuration interne des séries sédimentaires anté-éocènes. Cette image caractérise le domaine océanique occidental.

D : Sur la section du profil SEDIFAN 11, la déformation se présente, dans le Bassin Celtique Profond, sous la forme d'une structure en fleur négative (représentative d'un régime extensif).

Localisation des sections sismiques et des structures tectoniques sur les figures III.1. et III.18.

C.II.2. Répartition spatiale de la déformation

Selon le schéma structural de Derégnaucourt (1981) (*Fig. III.14.*), la déformation se concentre principalement au niveau du prisme d'accrétion tectonique le long de la Marge Nord Ibérique et se matérialise sous la forme des Pyrénées à l'Est. La répartition de la déformation du domaine septentrional du golfe de Gascogne est visualisée sur le schéma structural éocène établi sur le réseau sismique actuel (*Fig. III.18.*). Comme pour la Marge Nord Ibérique, la déformation du nord de Gascogne est organisée. Le schéma structural éocène (*Fig. III.18.*) montre une décroissance de l'intensité de la déformation de l'Est vers l'Ouest, en rapport avec l'éloignement géographique des Pyrénées et du pôle de rotation (*Fig. I.22.d.*) : la région orientale, intensément déformée, se distingue de la région du Bassin Celtique Profond et de la plaine abyssale occidentale qui n'est affectée que par une déformation diffuse et de faible intensité.

C.II.2.1. La déformation au sein du domaine oriental

Cette région, située au sud du Dôme Gascogne, comprend le prisme d'accrétion Nord Ibérique et le Dôme Gascogne lui-même (*Fig. III.15.b.*). Elle se limite au nord par un seuil orienté ENE-WSW à EW, entre le Dôme Gascogne et la Marge Sud Armoricaire (R5, *Fig. III.18.*). Ce seuil est un bombement du socle et de la couverture sédimentaire anté et syn-éocène. Entre les deux plus importantes structures compressives que sont l'escarpement de Trévelyen et le Dôme Gascogne (*Fig. III.15.*) la déformation se répartit autour du Bassin Armoricaire : il est ainsi isolé du Bassin de Parentis, du domaine océanique et de la marge continentale. Le Bassin Armoricaire n'est pas intensément déformé. La déformation pyrénéenne se matérialise uniquement par une flexure de la couverture sédimentaire associée à un important accident dans le substratum du Bassin Armoricaire occidental (*Fig. III.19.*).

Le Bassin Armoricaire apparaît réfractaire à la déformation compressive pyrénéenne. De part et d'autre du Bassin Armoricaire, la déformation se répartit en deux couloirs, (1) au pied de la pente continentale et (2) sur l'extrémité septentrionale du domaine océanique (*Fig. III.18.*).

(1) La zone de déformation R4, située le long de la pente continentale de la Marge Sud Armoricaire (*Fig. III.18.*), est constituée par de nombreuses failles dont la composante apparente est inverse avec un rejet vertical plus important au sud (1 std) qu'au nord. Cette déformation compressive s'atténue vers le NW. En effet, au pied de la Marge Nord Armoricaire, la zone de déformation R4 est un système de failles simple, orienté N110 et purement décrochant. La déformation qui lui est associée est une simple flexure à vergence sud ; elle se poursuit jusqu'à la Terrasse de Mériadzek.

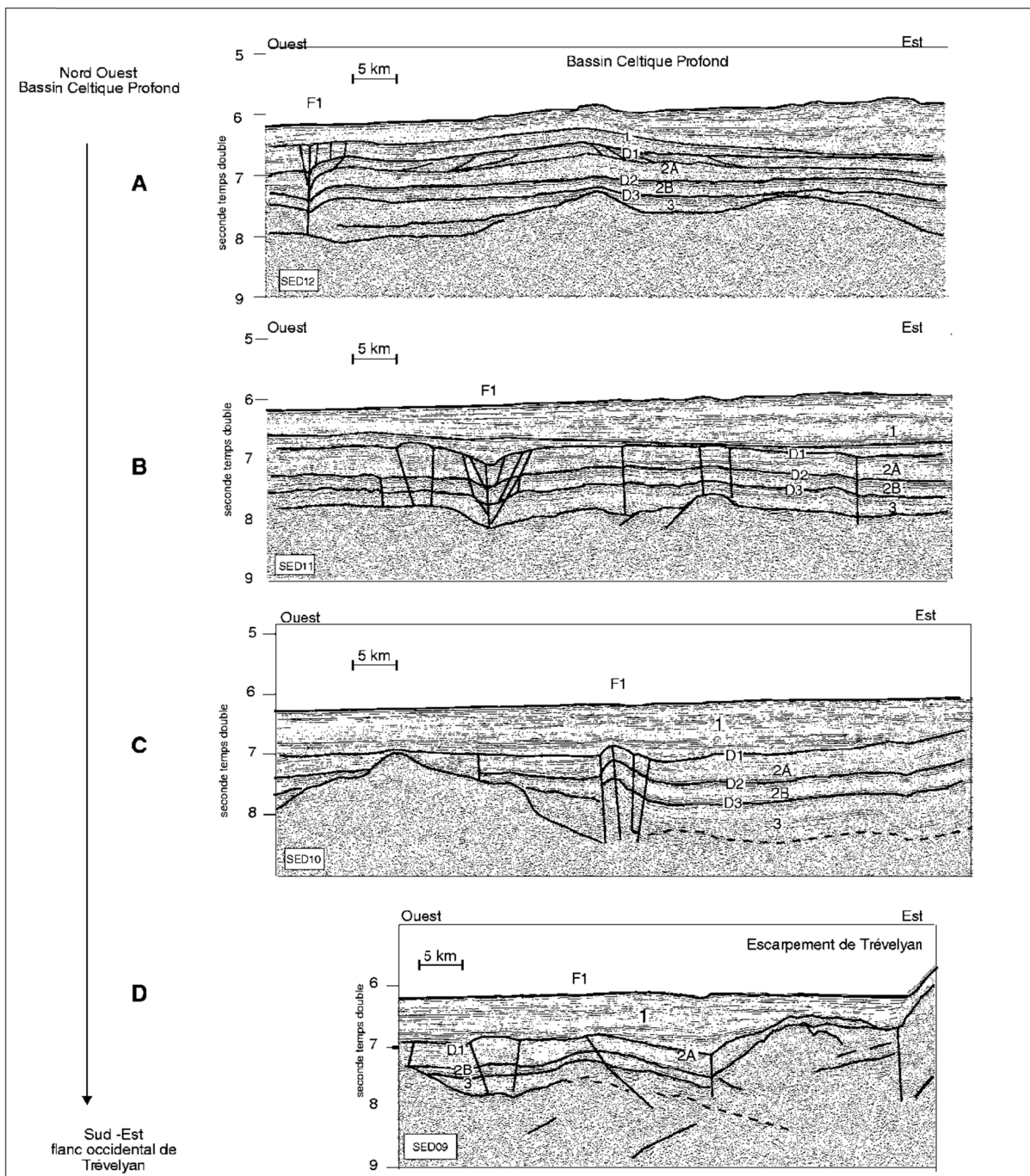


Figure III.17. :

Évolution d'un accident majeur (F1, Figure III.18.) du Bassin Celtique Profond à Trévelyan. Les profils SEDIFAN montrent que cet accident de composante apparente inverse vers Trévelyan (SED 09 et SED 10), évolue vers une composante apparente distensive (SED 11) dans le Bassin Celtique Profond. F1 apparaît donc être un accident décrochant d'orientation variable, le long duquel des contraintes transtensives et transpressives ont été observées.

(Localisation des sections sismiques sur la figure III.1.)

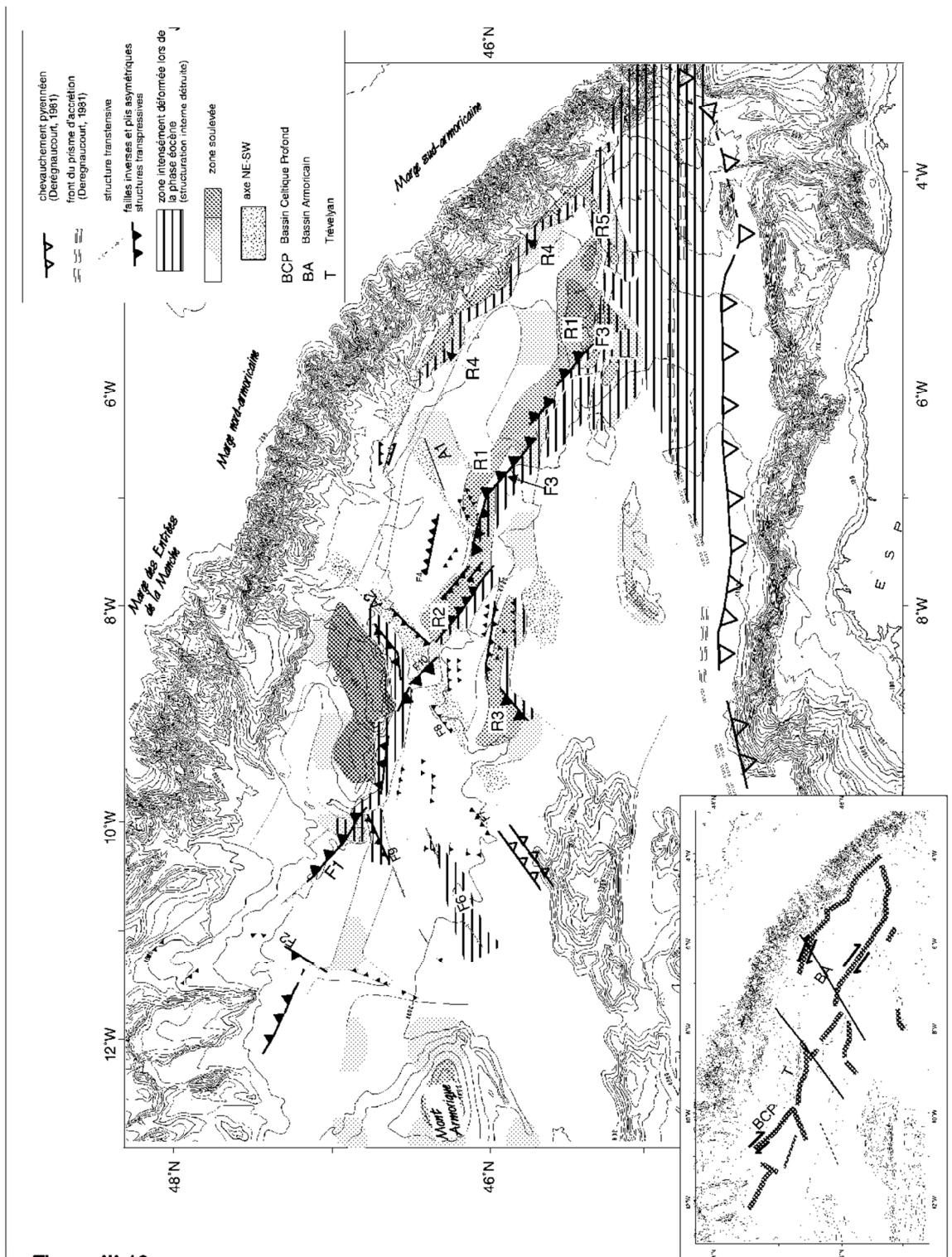


Figure III.18. :

Répartition de la discordance éocène (D1) dans le Golfe de Gascogne. La déformation se répartit selon des segments orientés NW-SE et EW, recoupés et décalés par des couloirs orientés NE-SW. Elle se concentre le long de la limite septentrionale du domaine océanique, du Dôme Gascogne à Trévélyan. Les directions NE-SW s'observent dans le domaine océanique occidental. Le Bassin Armoricain est réfractaire à la déformation compressive cassante. Il est bordé par deux bassins anté-éocène inversés, Trévélyan et le Dôme Gascogne.

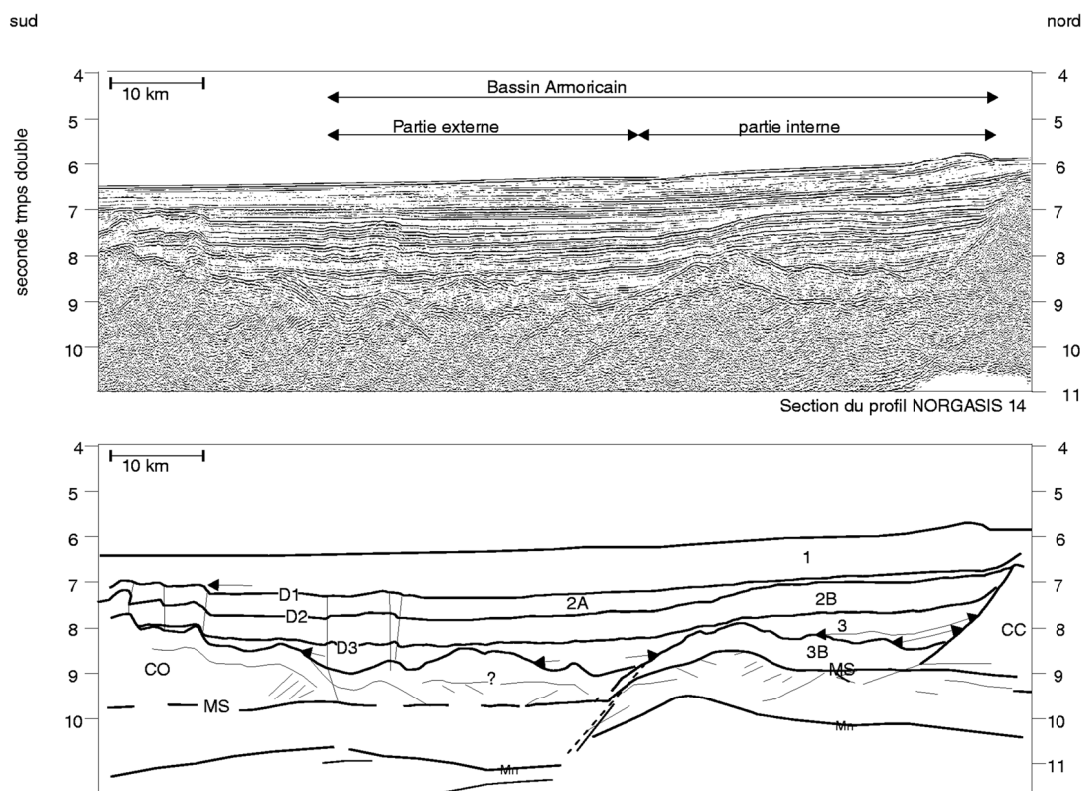


Figure III.19. :

Coupes sismique et interprétative d'une section du profil NORAGSIS 14 migré, au travers du Bassin Américain. Elles mettent en évidence une différence d'épaisseur de l'unité sismique 2A entre la partie interne et externe du Bassin Américain. Les unités antérieures (2B et 3) sont isopaques. La géométrie des couches sédimentaires suggèrent un approfondissement de la partie externe ou un soulèvement de la partie interne, partie située à proximité de la marge continentale. Nous pouvons faire intervenir soit un découplage entre la partie interne et la partie externe, associé à un accident important NW-SE, soit un point d'inflexion situé entre ces deux parties, le soulèvement de la marge étant compensé par un approfondissement du domaine externe.

(2) La zone de déformation, le long de la limite septentrionale du domaine océanique, est une association de segments orientés NW-SE et EW (*Fig. III.18.*) :

- Le premier segment (R1) est parallèle à la Marge Sud Armoricaire (orientation N130-N140). Ils comportent de nombreuses failles à composante inverse à vergence sud. Le rejet vertical est le plus important sur le flanc S-SW du Dôme Gascogne (1-1,5 std). La déformation compressive le long de ce segment s'atténue en direction du NW, ne devenant qu'un système de faille simple. Au niveau d'un axe orienté NE-SW (A1), frontière entre le Bassin Armoricaire occidental et le Bassin Armoricaire oriental, l'orientation du segment change.

- Le deuxième segment (R2) est situé sur l'extrémité septentrionale du domaine océanique. Orienté NW-SE, il est constitué par une succession de failles à composante inverse. Le rejet vertical maximal (0.4 std) est observé sur des failles inverses sur le flanc méridional du segment R2.

- Le troisième segment (R3) est situé dans le domaine océanique entre l'axe A1 et l'axe A2. Orienté EW, cette ceinture de déformation se constitue de quelques failles inverses dont les rejets verticaux (0,5 std) les plus importants sont observés sur le flanc méridional avec une vergence nord. Ce segment comporte aussi quelques bassins océaniques inversés (*Fig. III.15.a.*).

Ces trois segments de déformation (R1, R2, R3) sont situés sur la bordure du domaine océanique oriental. Ils sont décalés et délimités par deux linéaments orientés NE-SW qui s'étendent du domaine océanique au pied de la pente continentale (A1 et A2) : l'axe A1 est associé à une plus faible épaisseur de l'unité 1 et à un changement de direction des zones de déformation R4 et R1 ; l'axe A2 est associé au flanc oriental de l'ensemble Trévélyan-Mériadzék. Ces axes sont associés aux traits structuraux majeurs des marges continentales : l'un au canyon d'Audierne ; l'autre à la frontière entre le domaine armoricaire et le domaine des Entrées de la Manche.

Trévélyan est une structure semblable au Dôme Gascogne (*Fig. III.18.*). L'escarpement méridional de Trévélyan est composé de failles inverses à vergence nord. Ces structures compressives se poursuivent sur le flanc oriental de Trévélyan. Cependant, elles disparaissent en direction du nord : la succession de failles inverses et de chevauchements se transforme en un simple soulèvement et basculement vers l'est de la couverture sédimentaire anté et syn-éocène (*Fig. III.20.*).

C.II.2.2. La déformation au sein du domaine occidental

Dans le domaine occidental, la déformation est diffuse. À l'ouest de l'escarpement de Trévélyan, la déformation éocène se répartit de trois manières différentes (*Fig. III.18.*) :

- (1) une zone de déformation est orientée NE-SW, parallèle aux axes A1 et A2 du domaine oriental. Elle s'estompe très rapidement vers le domaine central du golfe de Gascogne (F9).
- (2) une flexure vers le sud, de direction N120, évolue en une simple faille inverse à vergence sud vers la Marge de Goban (F11);

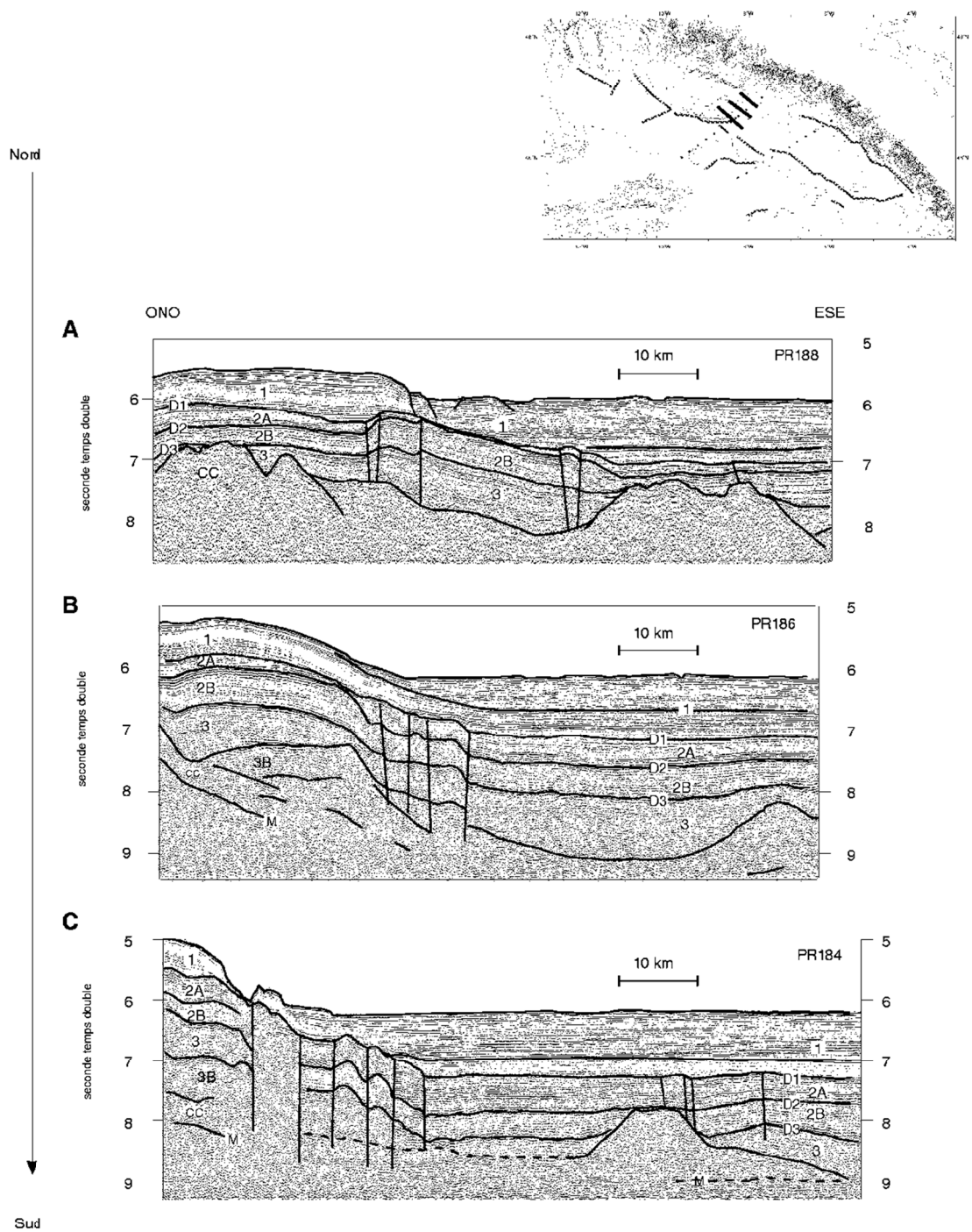


Figure III.20. :

Evolution de la déformation sur le flanc oriental de Trévelyan. L'escarpement de Trévelyan est constitué de failles à composante apparente inverse. Le flanc oriental, de fort dénivelé, s'atténue vers le nord où il se compose d'un soulèvement et d'un basculement des unités sismiques 2B et 3. La série sismique 2A a une épaisseur plus faible sur Trévelyan.

(3) un système de failles simple est orienté N130 (F1). Ce linéament fut assigné d'un mouvement décrochant dextre sur la base d'une absence de rejet vertical et de déformation intra-sédimentaire observées sur le profil CM14 non migré (Guennoc, 1978 ; Montadert *et al.*, 1979a) et par analogie aux grands décrochements dextres visibles à terre (Derégnaucourt, 1981). Recoupé par un nouveau profil de sismique réflexion (SED10, *Fig. III.17.*), cet accident (F1) présente en fait une forte composante inverse au SE et une composante décrochante au NW. Ce changement de déformation peut être expliqué par des variations dans les relations géométriques entre la courbure de l'accident et l'orientation des contraintes compressives régionales.

Le domaine océanique occidental (à l'ouest de 8°5W) se caractérise par une déformation diffuse, principalement orientée EW et NE-SW (*Fig. III.18.*). Cette déformation se matérialise par des plis asymétriques et de petits chevauchements vers le nord. Quelques zones de déformation sont caractérisées par un léger soulèvement et par une totale désorganisation des réflecteurs sismiques antérieurs à la discordance D1 (*Fig. III.16.c.*). La direction NE-SW de ces structures est confirmée par la linéation des anomalies magnétiques de la plaine abyssale occidentale (*cf. : Chap. IV.C.*).

À l'extrémité du domaine océanique occidental du golfe, la Montagne Armorique est soulevée lors de la phase compressive éocène : son flanc SE comporte un non-dépôt et/ou une érosion des formations 2A, 2B et peut-être 3. La couverture sédimentaire syn- et anté-éocène sur la Ride Armorique-Trévélyan (RAT) est affectée de petites failles inverses.

® Le schéma structural éocène, établi à partir du nouveau jeu de données (*Fig. III.18.*), montre que la déformation pyrénéenne ne se produit pas de façon anarchique. Elle s'observe préférentiellement le long de la limite septentrionale du domaine océanique, mais aussi le long de la limite du domaine continental sud-armoricain. Situé entre les domaines continental et océanique, **le Bassin Armoricain est réfractaire à la déformation pyrénéenne**. Il devient isolé du Bassin de Parentis, du bassin de Trévélyan et du Bassin Celtique Profond par le développement de la déformation compressive éocène alentour. Le domaine océanique occidental se caractérise par une déformation de moindre intensité, plus diffuse et orientée NE-SW. Les ceintures de déformations éocènes soulignent les différents domaines continental, océanique et transitionnel du golfe de Gascogne (*Fig. III.1. et III.18.*), elles mêmes similaires aux directions tardi-hercyniennes. La déformation éocène dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne se répartit principalement le long de grand linéament, où la tectonique de convergence est décrochante avec une composante compressive non négligeable. Comme la déformation éocène ne se concentre pas exclusivement sur la frontière des plaques lithosphériques, le golfe de Gascogne est un exemple de déformation intraplaque. Néanmoins le raccourcissement est sans aucune mesure avec celui existant à la frontière des plaques lithosphériques, au niveau de la Marge Nord Ibérique et des Pyrénées (Boillot *et al.*, 1971 ; Derégnaucourt, 1981 ; Grimaud *et al.*, 1982 ; Olivet, 1996).

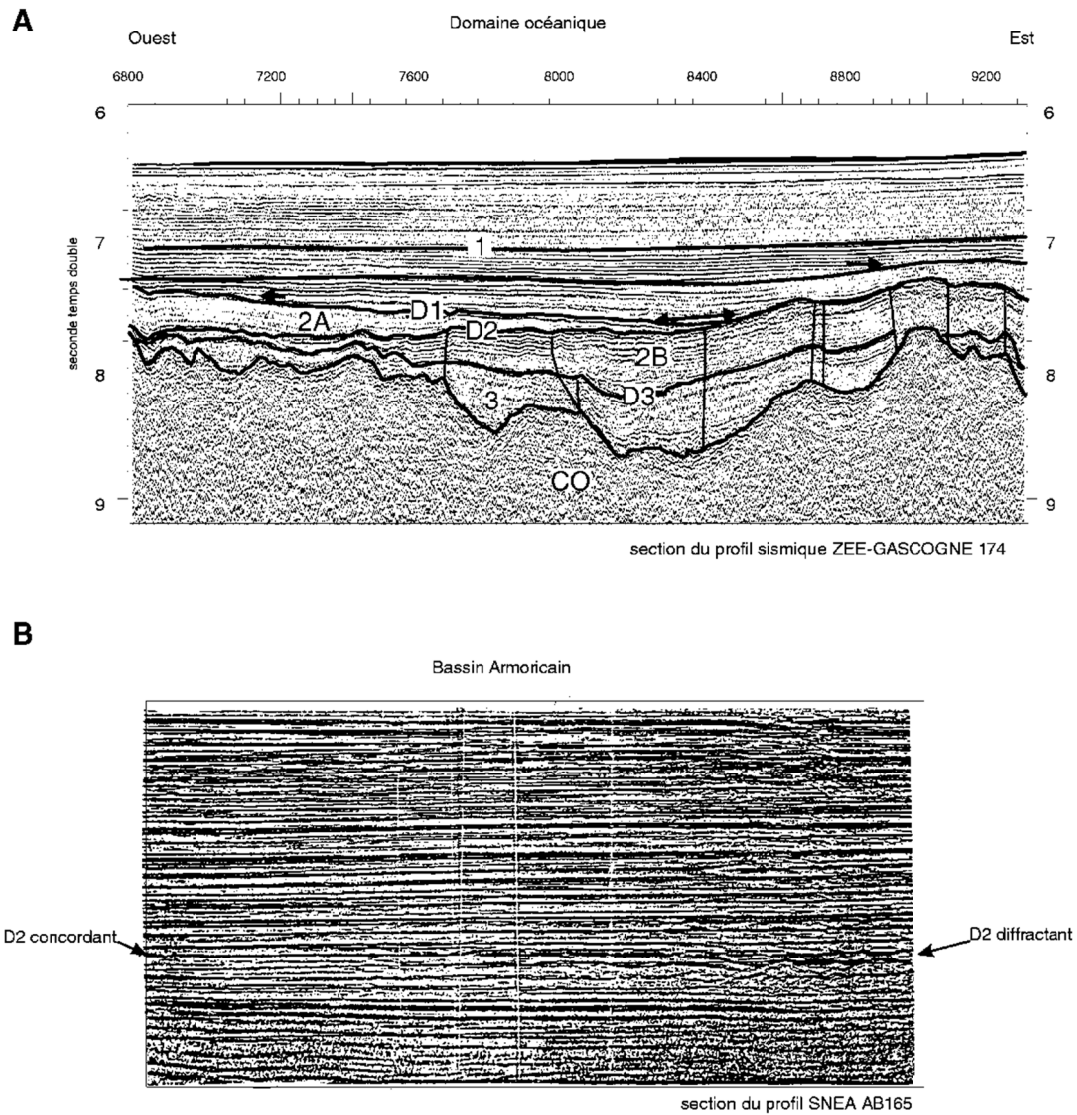


Figure III.21. :

A : Le réflecteur sismique D2 est une discordance sur laquelle reposent les unités sismiques 2A et 1. Sous cette discordance, la couverture sismique est basculée vers le sud-ouest. L'absence de l'unité sismique 2A est significative d'un non-dépôt ou d'une érosion. Cette géométrie est l'image d'une phase tectonique d'âge Crétacé supérieur-Paléocène.

B : La section du profil pétrolier SNEA AB165 montre les deux autres faciès sismiques du réflecteur D2, ainsi que leurs relations spatiales. Ce réflecteur D2 est concordant et de moyenne amplitude ou bien très fortement diffractant.

C.III. Phase tectonique au Crétacé supérieur-Paléocène inférieur

Le marqueur D2 différencie l'unité 2A de l'unité 2B. Il présente trois faciès sismiques différents (*Fig. III.21. et III.22.*) : (1) concordant, (2) discordant ou (3) fortement diffractant :

(1) Sur la Marge des Entrées de la Manche, sur la Marge Armoricaire et dans le Bassin Armoricaire, la limite entre l'unité 2A et 2B n'existe pas en terme de discordance : le réflecteur D2 est continu et concordant (*Fig. III.21.b.*).

(2) Le deuxième faciès de ce marqueur sismique a toutes les caractéristiques d'une réelle discordance (*Fig. III.21.a.*) et est observé dans des zones très localisées (*Fig. III.22.*) :

- cette discordance est associée à un olistostrome au pied du flanc sud-est de la Montagne Armorique (*Fig. III.22. et III.23.*) et à une inversion tectonique des séries antérieures sur le flanc septentrional de la Montagne Armorique (Frappa *et al.*, 1974)

- dans le domaine océanique oriental, au pied de l'actuel Dôme Gascogne, cette discordance est inclinée dans la direction WSW et s'accompagne d'un soulèvement et d'un basculement vers le SW des formations 2B et 3 (*Fig. III.21.a.*).

- au sein du Dôme Gascogne, cette discordance est inclinée vers le NE (*Fig. I.15.*).

Ces observations s'accordent sur l'existence d'une phase tectonique datée entre le Crétacé terminal et le Paléocène. Cette déformation compressive est locale et de faible intensité.

(3) Le dernier faciès sismique du marqueur D2 est très particulier (*Fig. III.21.b.*). Ce réflecteur de basse fréquence est continu et présente un caractère très diffractant. Montadert *et al.* (1971b) avaient interprété ce réflecteur comme une surface d'érosion de l'unité 3 induite par l'influence d'un ancien chenal en mer profonde : ce réflecteur n'avait été observé que sur le profil OC17 et sur la ligne B de Bacon *et al.* (1969). Grâce au maillage sismique actuel, ce faciès diffractant est observé tout le long de la limite septentrionale du domaine océanique.

Il s'étend sur environ 80 km de large et 500 km de long (*Fig. III.22.*). Ce couloir correspond approximativement à la zone d'accumulation privilégiée de la formation sédimentaire 2A, qui a pour base le réflecteur acoustique D2 (*Fig. III.28.*). Le réflecteur D2 pourrait représenter, dans ce cas, une surface consolidée par un processus diagénétique ou encore par un processus d'érosion et/ou de non-dépôt. Plusieurs hypothèses peuvent être émises :

(a) Cette surface serait induite par l'influence de courants profonds (Montadert *et al.*, 1971b). Pour Auffret et Pastouret (1979b), les courants profonds n'ont pas existé avant l'Éocène. Pour Debrabant *et al.* (1979), leurs influences sont observées dès le Crétacé supérieur ;

(b) Cette surface serait assimilée à une surface d'érosion tectonique. Dans ce cas, la zone étroite, située au pied du domaine océanique, aurait été une zone soulevée et érodée, donnant naissance au réflecteur D2. Cette structure tectonisée subsiderait, devenant le lieu de dépôt privilégié de la série 2A.

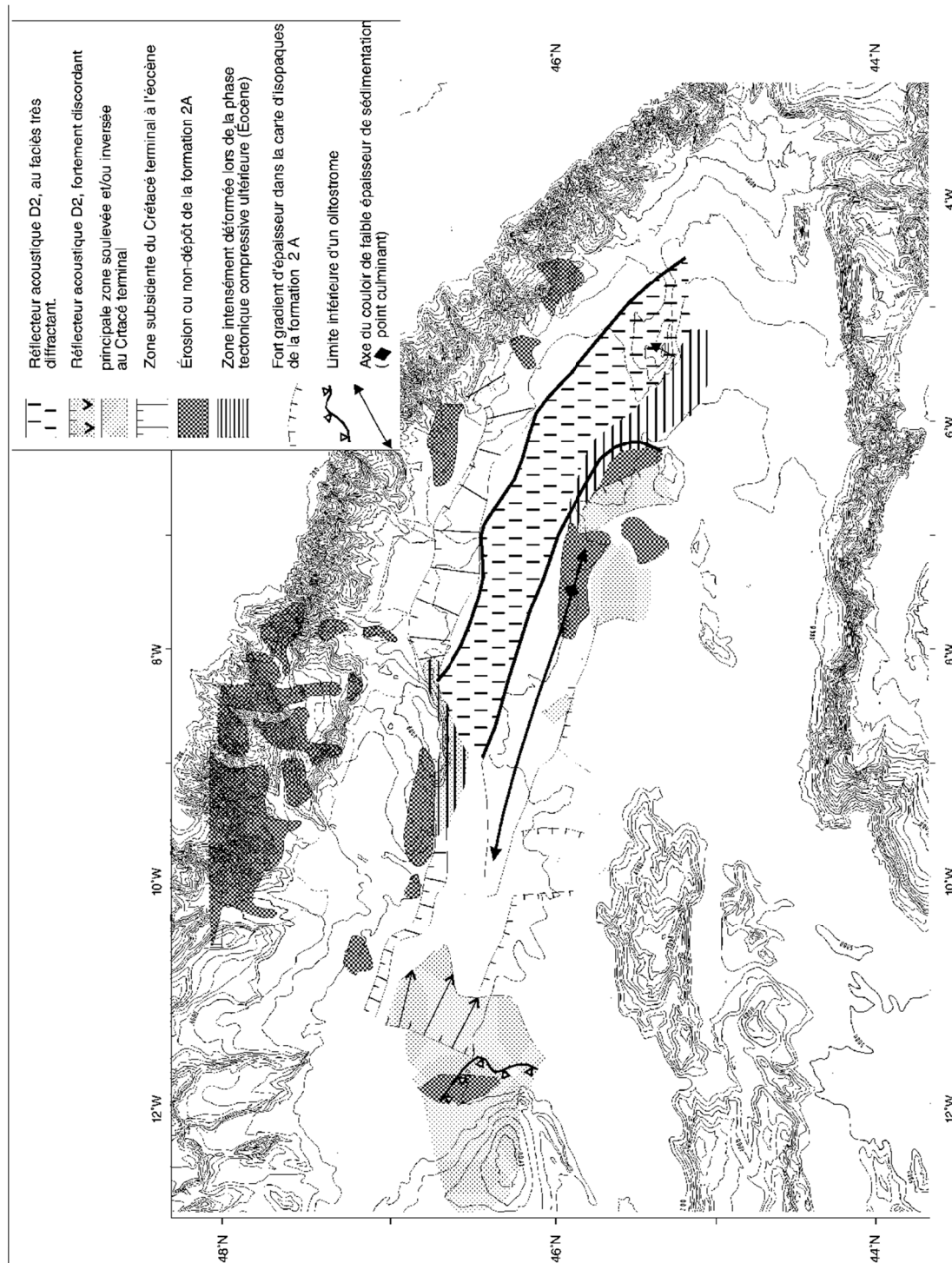


Figure III.22. :

Répartition des différents faciès du réflecteur acoustique D2 corrélé au hiatus du Crétacé/Paléocène. Le réflecteur D2 évolue d'un faciès sismique concordant vers un faciès diffractant. Ce dernier est observé dans la partie externe du Bassin Armoricaïn, le long du domaine océanique. Le faciès discordant est observé localement dans le domaine océanique. Un petit olistostrome repose sur le réflecteur D2 au pied du Mont Armorique.

La partie externe du Bassin Armoricaïn se caractérise par un faciès fortement diffractant du réflecteur acoustique D2. Au sud, une ride de faible profondeur est observée.

© Cette surface serait induite par l'influence d'un courant initialisé par la topographie. À cette période, un soulèvement tectonique affecte l'extrémité septentrionale du domaine océanique et un approfondissement de la partie externe du Bassin Armoricain se produit. Cette paléotopographie pourrait être à l'origine d'une mise en place d'un courant. Ce dernier influencerait sur la surface des sédiments et induirait le faciès diffractant de D2.

® Le réflecteur D2 est localement une discordance angulaire datée entre le Paléocène et le Crétacé supérieur. Le faciès fortement diffractant se localise au pied des zones surélevées ou déformées, c'est-à-dire le long de la limite septentrionale du domaine océanique, dans la partie externe du Bassin Armoricain (Fig. III.22.). Ce faciès fortement diffractant pourrait être induit par l'influence d'un courant initialisé par la paléotopographie de la plaine abyssale du Crétacé terminal. Le réflecteur D2 est le marqueur des prémices de la phase pyrénéenne.

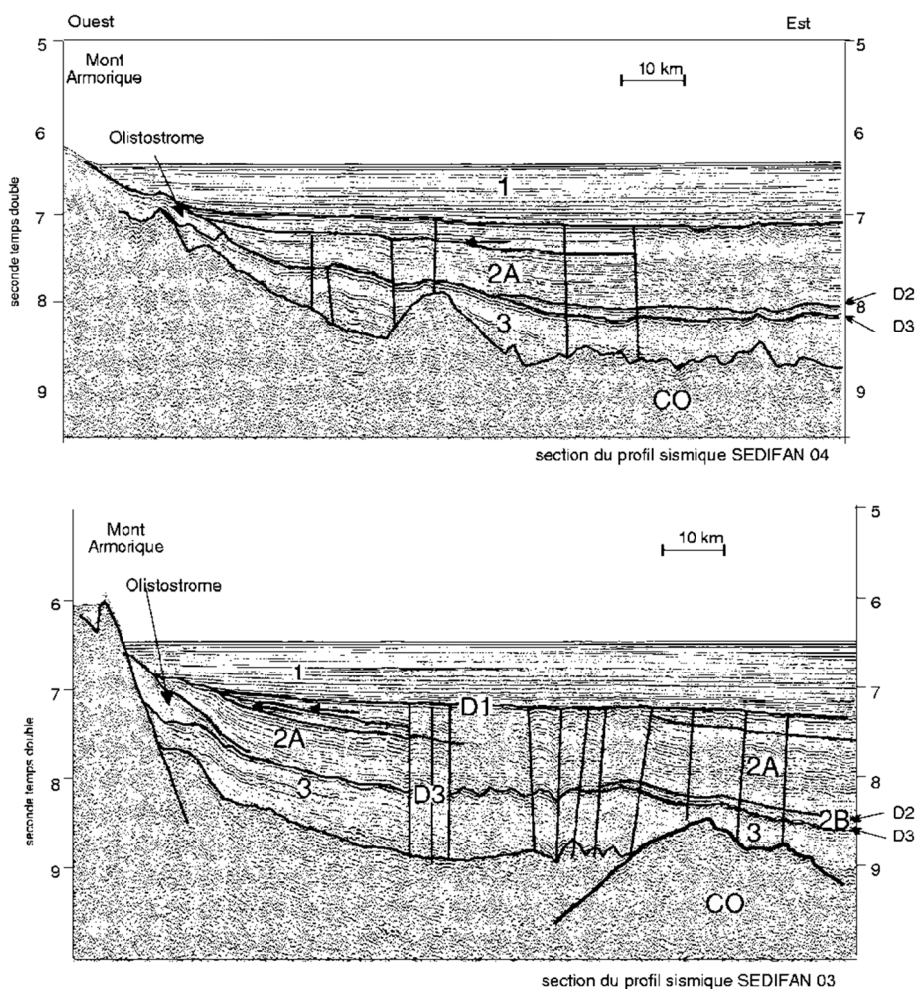


Figure III.23. :

Images sismiques d'un corps chaotique (olistostrome) au pied du Mont Armorique. Ce corps chaotique repose sur la formation 3. Il souligne un mouvement tectonique daté au Crétacé supérieur-Paléocène. (localisation figure III.1.)

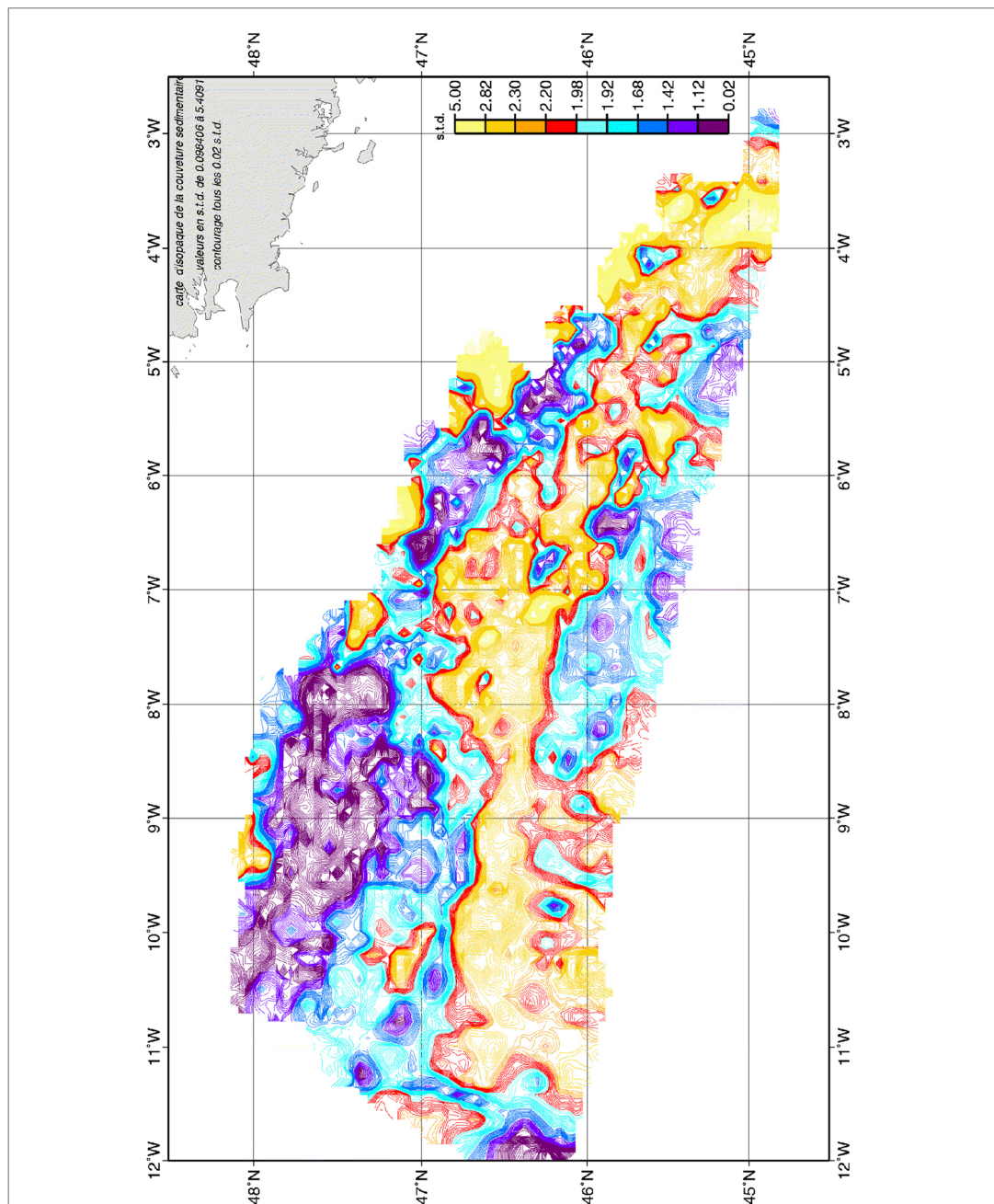


Figure III.24. :

Carte d'isopaques de la couverture sédimentaire *post-rift*, correspondant aux formations 1, 2A, 2B et 3. Cette couverture repose directement sur la croûte océanique du golfe de Gascogne et sur la discordance (BU), dans le domaine continental. Les zones d'accumulation sont le Bassin Armoricaïn et le domaine océanique occidental. Le domaine continental, en particulier le domaine des Entrées de la Manche, a une couverture sédimentaire de faible épaisseur, en opposition avec l'épaisse couverture *syn* et *ante-rift*. Le domaine océanique oriental se caractérise aussi par une faible couverture sédimentaire.

D. ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES UNITES SEDIMENTAIRES

Nous avons étudié la répartition spatiale des différentes formations sédimentaires, ainsi que leurs évolutions dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne. Pour cela, une carte d'isopaques a été réalisée pour chacune des unités stratigraphiques (1, 2A, 2B, 3 et 4 ou 3B) (Fig. III.24. à III.29.). Ces cartes (en temps double) sont basées sur les interprétations sismiques numérisées des profils de sismique réflexion (cf. : Chap. II).

D.I. Répartition de la couverture sédimentaire *post-rift* (Fig. III.24)

La figure III.24. représente la répartition de la couverture sédimentaire *post-rift* (unités sismiques 1, 2 et 3) qui correspond à la couverture globale du Bassin Armoricaire et du domaine océanique vrai. Cette couverture se concentre principalement dans le Bassin Armoricaire (BA), dans la partie méridionale du Bassin Celtique Profond (BCP), au pied de l'escarpement de Trévelyen et dans le domaine océanique situé à l'ouest de 8°5W de longitude (OW). Ces zones subsidentes soulignent des directions structurales majeures, orientées NW-SE ou EW et semblables aux directions tardi-hercyniennes de la Marge Nord Gascogne.

L'épaisseur de la couverture sédimentaire différencie le domaine océanique occidental du domaine océanique oriental. Le domaine situé en bordure du Bassin Armoricaire (OE) se caractérise par une couverture sédimentaire de très faible épaisseur. Cette dernière souligne la faible profondeur du socle acoustique : un plateau océanique à 8 std de profondeur borde le Bassin Armoricaire (cf. : Chap. IV.A.). Le domaine océanique occidentale (OW, ouest de 8.5°W) possède une importante couverture sédimentaire qui souligne un socle acoustique profond, structuré par des hauts de socle étroits. La couverture sédimentaire du domaine océanique de Gascogne est limitée à l'ouest par la Ride Armorique-Trévelyen (RAT).

La faible épaisseur de la couverture sédimentaire *post-rift* sur la Terrasse de Mériadzek et sur Trévelyen suggère que ces structures étaient en position haute par rapport aux bassins et au domaine océanique depuis au moins la fin du rifting. La Terrasse de Mériadzek, lieu d'accumulation sédimentaire au Trias, Jurassique et Crétacé inférieur, apparaît coupler à la plate-forme de la Marge Nord Gascogne depuis la fin du rifting.

® La répartition de la couverture sédimentaire *post-rift* montre les principales zones subsidentes post-rifting : il s'agit du Bassin Armoricaire et du domaine océanique occidental.

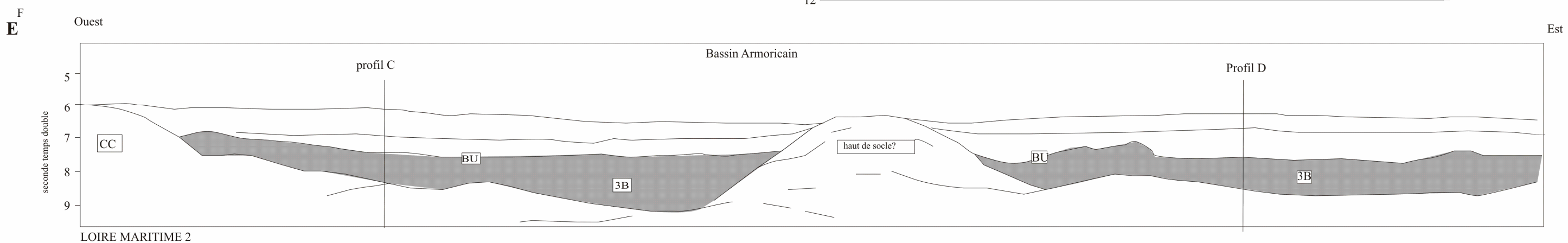
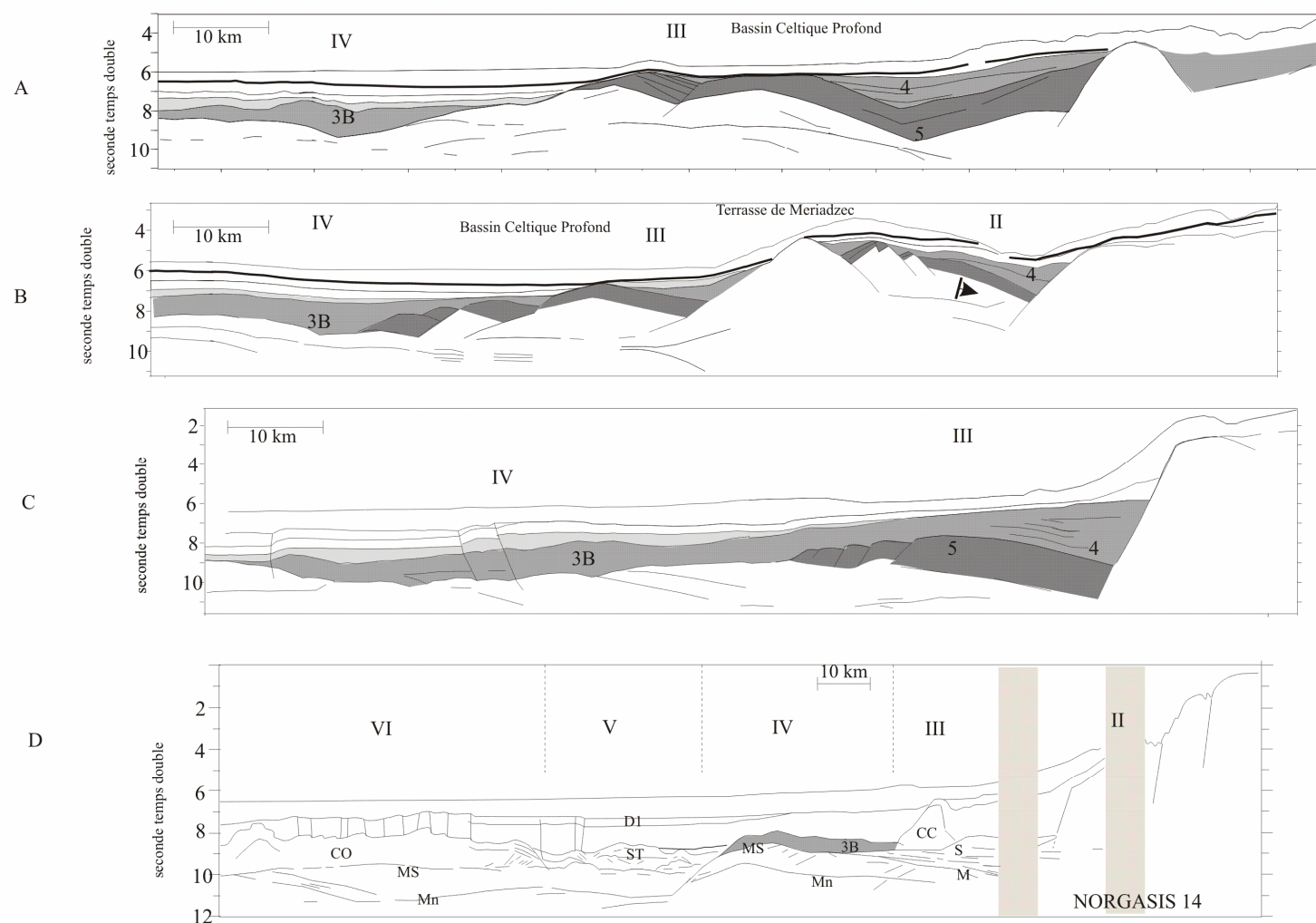
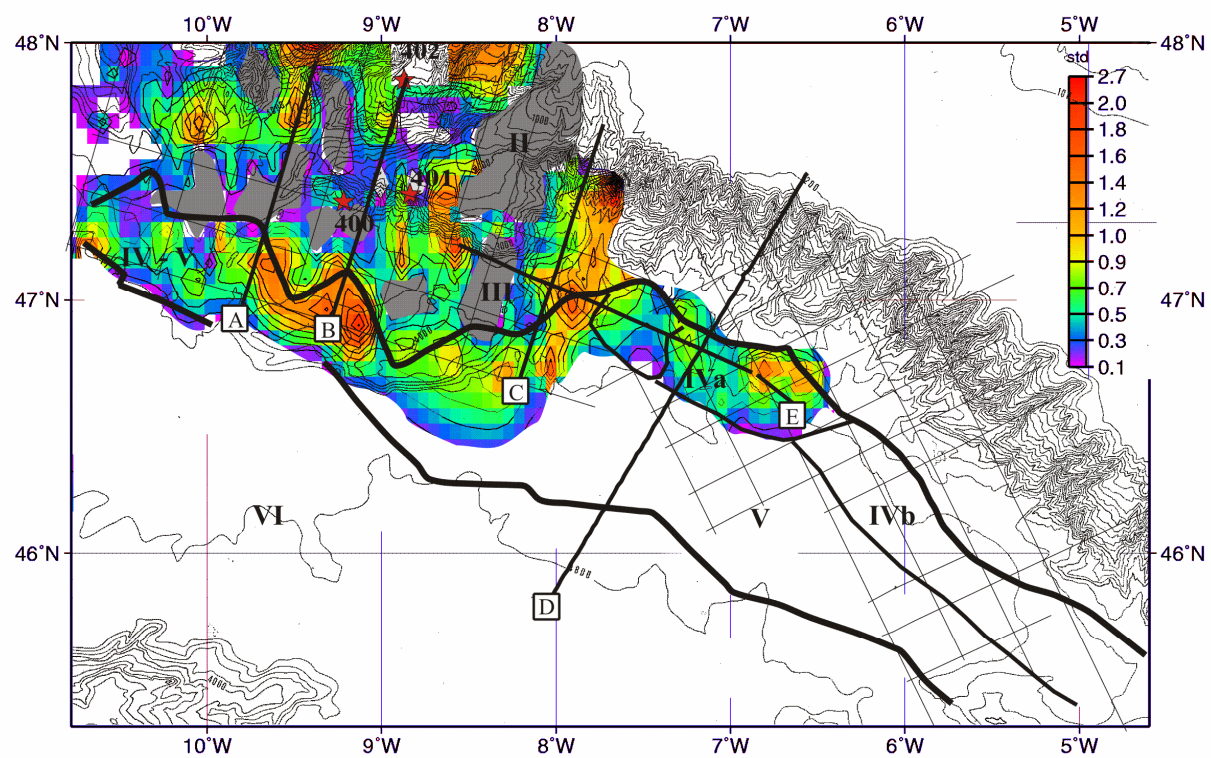


Figure III.25. :
 Carte d'isopaques de l'unité sismique 4 et coupes sismiques le long de la Marge Nord-Gasconne. Le dépôt de cette série est contemporain ou légèrement postérieur au basculement des blocs. Elle remplit les dépressions dans le domaine continental aminci des Entrées de la Manche (III et II). En direction du domaine appelé transitionnel (IV et V), l'unité 4 remplit les dépressions et l'unité 3B recouvre les blocs basculés par une épaisseur de 0.2 à 0.5 std. Dans le domaine transitionnel, l'unité 3B est très épaisse et repose sur le réflecteur MS. Sa géométrie est celle d'un corps plastique glissé. Elle se biseaute au pied du domaine océanique, où elle n'existe pas. Elle recouvre le substratum du Bassin Armoricain occidental (IVa). Les domaines grisés sont les zones où l'unité 4 et l'unité 3B sont absentes. La structuration des blocs est peu visible sur la carte d'épaisseur : l'interpolation entre les profils sismiques est grossière.
 BU = Break-up Unconformity

D.II. Répartition des unités 4 et 3B: formation *syn-rift* (Fig. III.25.)

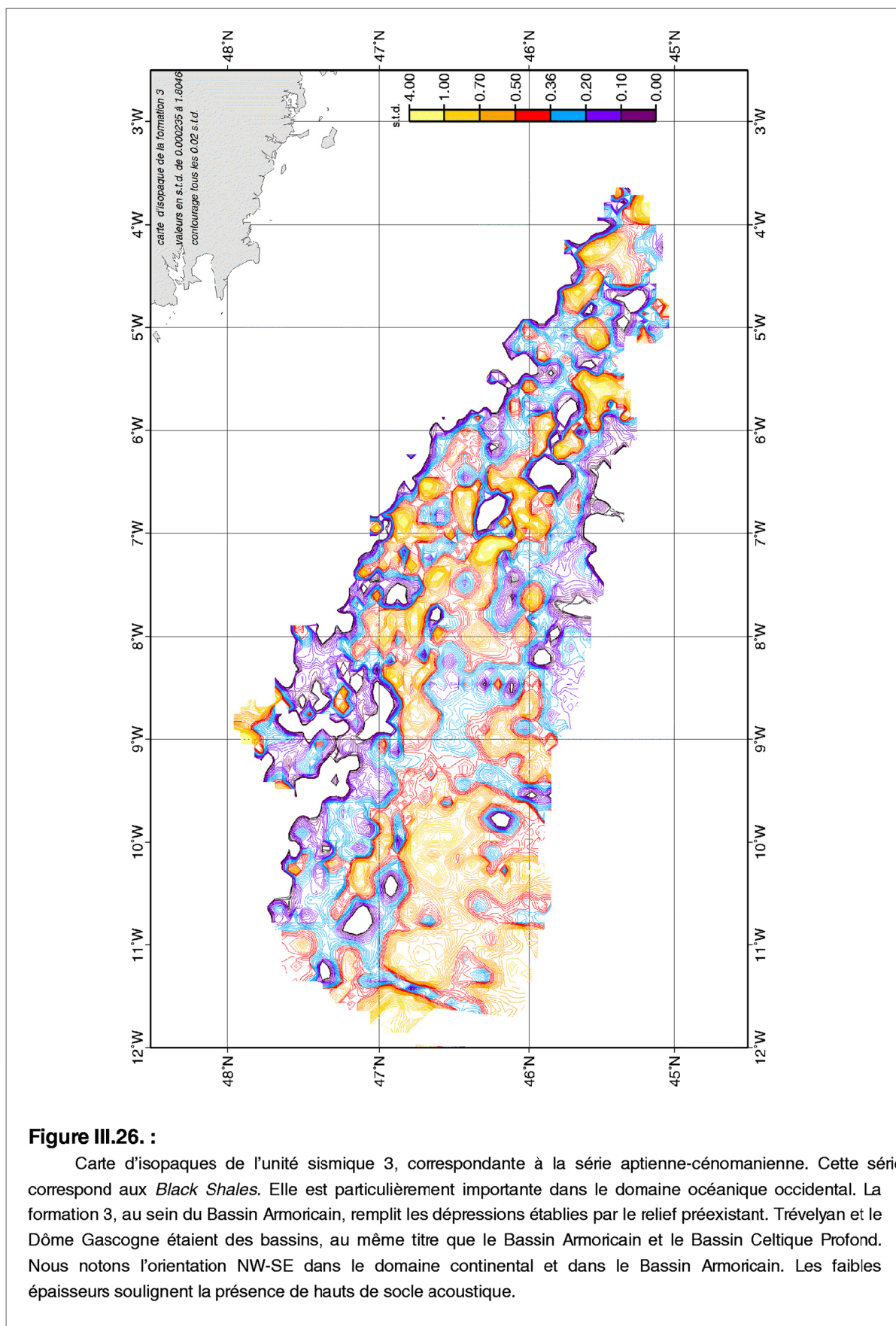
Nous avons vu précédemment que la caractéristique première de cette formation était l'évolution de son faciès et de sa géométrie, de la Marge des Entrées de la Manche au domaine océanique.

La carte d'isopaques (Fig. III.25.) montre que les unités 4 et 3B sont absentes du domaine océanique. De plus, elles n'ont été reconnues ni sur le domaine continental armoricain, ni sur la majeure partie du Bassin Armoricain, excepté dans sa partie interne occidentale (IVa, Fig. III.25.). Dans le domaine continental aminci des Entrées de la Manche (III, Fig. III.25.), l'unité 4 a une épaisseur très variable et se répartit en petit bassins : elle remplit les dépressions créées entre les blocs basculés. Son maximum d'épaisseur s'observe au pied du domaine continental extrêmement aminci, où elle constitue l'unité 3B (IV, Fig. III.25.). L'unité sismique 3B est la première série sédimentaire du domaine transitionnel. La paléomorphologie de cette unité suggère que le matériel est relativement souple et déformable (coupes interprétatives de la Fig. III.25.), semblable à des corps sédimentaires allochtones, qui auraient glissé et qui se seraient stabilisés sur le substratum subhorizontal du domaine transitionnel (IV, Fig. III.25.). L'absence de structuration interne et l'aspect d'un comportement plastique s'accordent avec l'hypothèse d'un matériel allochtone. Cette série 3B recouvre le domaine transitionnel des Entrées de la Manche mais aussi le domaine transitionnel interne et occidental du Bassin Armoricain, dans l'hypothèse d'une corrélation entre l'unité 4 des Entrées de la Manche et la célèbre couche 3B du Bassin Armoricain.

D.III. Répartition de l'unité 3 : *syn-ouverture* océanique (Fig. III.26.)

L'unité 3 est la première série sédimentaire qui repose sur le socle acoustique du Bassin Armoricain, du Bassin Celtique Profond et sur la croûte océanique du domaine central. Elle est extrêmement réduite sur le domaine océanique oriental (OE) et absente sur la Marge Nord Gascogne et sur la Terrasse de Mériadzek. Elle comble une topographie préexistante (Fig. III.26.). Son épaisseur varie donc considérablement, comme l'avaient déjà observé Montadert *et al.* (1971b).

Malgré la multitude des dépôt-centres, nous distinguons 2 zones d'accumulation préférentielle, le Bassin Armoricain (BA) et le domaine océanique occidental (OW) (Fig. III.26.). Le domaine océanique occidental (OW) a une importante sédimentation de type *Black Shales* sur la croûte océanique profonde et homogène. Même si la limite méridionale des *Black Shales* n'a pas été observée, elle semble toutefois s'atténuer vers l'axe d'accrétion fossile (M^t Biscaye). Cette série transparente a aussi été observée au pied de la Montagne de Biscaye (Grimaud, 1981) et sur le flanc septentrional de la Montagne Armorique inversée et soulevée (Frappa *et al.*, 1974) lors de la phase compressive au Crétacé terminal. Le domaine océanique occidental du golfe de Gascogne est séparé de l'Atlantique NE par la ride océanique orientée N-S, appelée Ride Armorique-Trévélyan (RAT). Cette ride paraît contemporaine de la croûte océanique avoisinante : l'unité sismique 3 est présente de part et d'autre de cette ride, sans présenter de structure de remobilisation.



A l'emplacement de Trévelyan (BT), nous distinguons une forte accumulation de l'unité 3 (supérieur à 0,5 std), qui se caractérise par un faciès sismique lité semblable à celui du Bassin Armoricaïn. Cette accumulation suggère que Trévelyan était au Crétacé moyen un bassin. Cette observation s'applique aussi pour le Dôme Gascogne (DG). Le Bassin Celtique Profond est un bassin étroit dont le dépôt-centre se situe au pied d'une ride de socle acoustique allongée NW-SE. Cette orientation se retrouve dans les directions des axes de dépôt-centre et de non-dépôt.

® La croûte océanique du domaine océanique occidental est recouverte par une importante série transparente de type *Black Shales*. De l'Albien (ou Aptien terminal ?) au Cénomaniën, Trévelyan est un bassin sédimentaire, au même titre que le Dôme Gascogne et le Bassin Celtique Profond. La Terrasse de Mériadzek et le domaine océanique oriental sont des domaines de non-dépôt (pas de surface d'érosion observée), telles des zones hautes par rapport aux domaines avoisinants.

D.IV. Répartition de l'unité 2B : post-ouverture océanique (Fig. III.27.)

Jusqu'à présent la formation du Crétacé supérieur était considérée comme représentative d'une période de faible taux de sédimentation (0,2 à 0,5 cm/1000 ans au site 401) (de Graciansky et Poag, 1985 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982) : les échantillons des forages de la Marge Nord Gascogne associent à cette période un faible taux de sédimentation. De plus, les profils sismiques montraient une formation 2B de très faible épaisseur (< 0,2 std) et une érosion complète de cette série a été observée sur la Terrasse de Mériadzek, ainsi qu'une série condensée dans le canyon de Shamrock (Vaillant, 1988). En opposition avec l'hypothèse d'une période à faible taux de sédimentation, nos profils sismiques montrent que l'unité 2B peut avoir une épaisseur supérieure à 0,4 std (Fig. III.27.).

Les sédiments s'accumulent préférentiellement dans un large couloir allongé NW-SE puis WNW-ESE. Il se situe sur le Bassin Celtique Profond (BCP), sur Trévelyan (BT), dans le Bassin Armoricaïn (BA) et sur le Dôme Gascogne (DG). Ce couloir coïncide avec le domaine transitionnel, considéré représentatif d'une zone de Transition Océan-Continent (*cf.* : Chap. IV.). La bordure septentrionale, parallèle à la Marge Nord Gascogne, et la bordure méridionale, constituée de segments disposés en échelon et orientés globalement EW, dessine relativement bien les frontières du domaine transitionnel (Fig. III.1.).

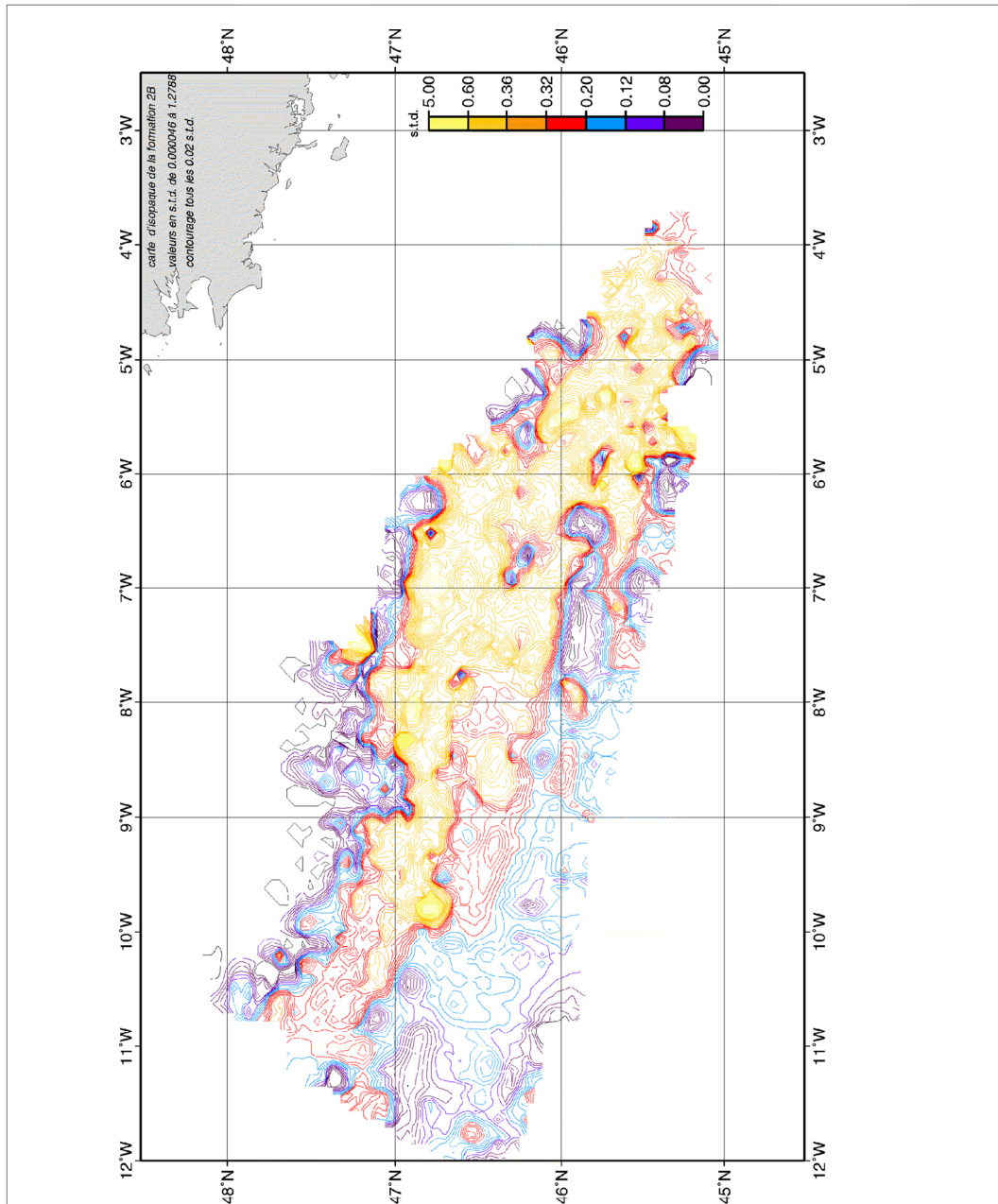


Figure III.27. :

Carte d'isopaques de l'unité 2B, datée du Cénomaniens au Crétacé terminal/Paléocène. Le dépôt de cette série est postérieur à l'accrétion océanique du golfe de Gascogne. La répartition sédimentaire est homogène et structurée selon une orientation NW-SE à WNW-ESE. Cette période se caractérise par un taux de sédimentation faible, observé sur la Marge Nord-Gascogne et le domaine océanique. Toutefois, nous notons l'existence d'une zone d'accumulation sédimentaire importante le long de la Marge Gascogne, de la Marge de Goban au Bassin de Parentis. Ce couloir subsident coïncide avec le domaine dit transitionnel (fig. III.1. et III.25.). A cette période, Trévélyan est encore un bassin, situé dans le prolongement du Bassin Américain.

® La répartition des sédiments du Crétacé supérieur est simple et homogène. La sédimentation est structurée selon des directions WNW-ESE. Si la majeure partie du golfe de Gascogne se caractérise par une série condensée, l'épaisseur de l'unité 2B du domaine transitionnel suggère un taux de sédimentation plus élevé et/ou une subsidence plus importante. Appartenant à cette large zone d'accumulation, Trévelyen est encore un bassin sédimentaire au Crétacé supérieur. La Terrasse de Mériadzek est toujours un lieu de non-dépôt.

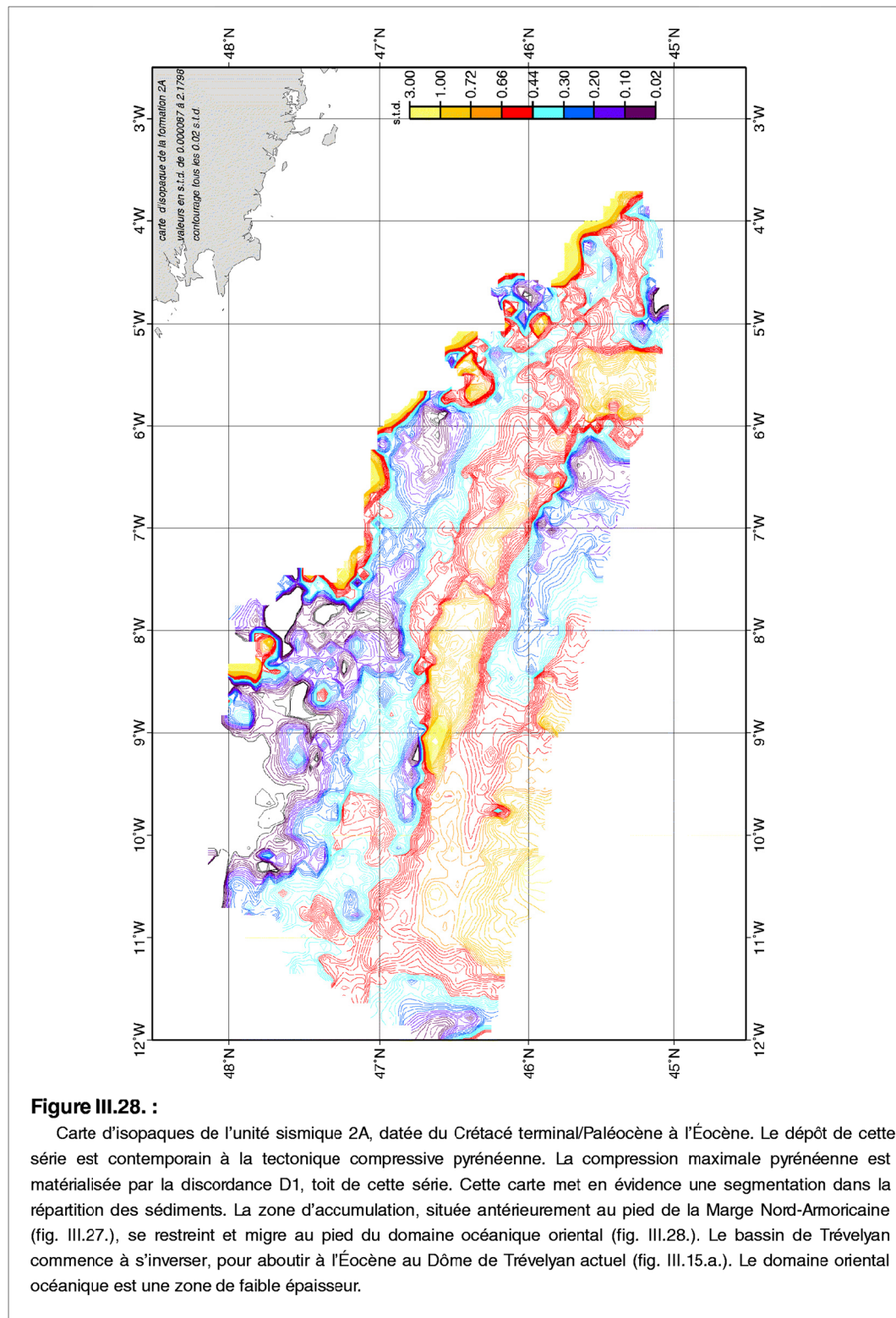
D.V. Répartition de l'unité 2A: syn-tectonisme pyrénéen (Fig. III.28.)

Comme pour l'unité stratigraphique précédente, la répartition de l'unité 2A (Fig. III.28.) est structurée globalement selon les directions WNW-ESE. Cependant, la sédimentation de l'unité 2A se répartit en deux zones d'accumulation préférentielles :

(1) La première se situe sur l'extrémité SE de Trévelyen, dans le Bassin Armoricaïn et le Dôme Gascogne (BT, BAW, BAE, DG). La zone d'accumulation de l'unité 2A est plus étroite et plus éloignée de la pente continentale Nord Armoricaïne que celle de l'unité 2B. De plus, la direction d'accumulation change sur l'extrémité SE de Trévelyen. Le profil NORGASIS 14 montre l'absence de l'unité 2A dans la partie interne du Bassin Armoricaïn (Fig. III.19.). Cette répartition spatiale peut s'expliquer par un affaissement de la partie externe du Bassin Armoricaïn, comblé par le dépôt de la couche 2A, ou encore par un soulèvement de la partie interne du Bassin Armoricaïn et de la Marge Nord Armoricaïne aboutissant à un non-dépôt de la couche 2A. Ce découplage ou ce point d'inflexion entre la partie interne et externe du Bassin Armoricaïn est contemporain des prémices de la convergence Ibérie/Europe. La restriction de la zone d'accumulation vers l'ouest au niveau de Trévelyen souligne l'initiation du soulèvement de Trévelyen (Fig. III.15.a.) : c'est à cette période que nous situons la naissance de Trévelyen en tant que relief topographique ; l'inversion est à son maximum à l'Éocène (discordance D1).

(2) La seconde zone d'accumulation (Fig. III.28.) se situe à proximité de la zone axiale du domaine occidental océanique.

Entre ces deux zones d'accumulation, une bande de faible épaisseur (A3) est allongée selon une direction WNW-ESE. L'épaisseur diminue le long de cet axe en direction du SE pour atteindre une valeur nulle au pied du Dôme Gascogne. Cette répartition est expliquée par une érosion de la couche 2A qui s'intensifie vers l'Est (Fig. III.21.a.). Cette érosion est une des conséquences de la phase compressive pyrénéenne. Sur la Montagne Armoricaïne, l'absence des formations 2A et 2B est associée au faciès discordant du toit de l'unité 3 (Fig. III.23.). Elle serait aussi une des conséquences de la phase pyrénéenne.



Les directions principales, orientées WNW-ESE, sont celles des couloirs de fortes et faibles accumulations sédimentaires (*Fig. III.28.*). Les directions secondaires NS, EW et NNE-SSW sont associées à des zones soulevées du Crétacé supérieur (*Fig. III.22.*). C'est durant cette période que le Bassin Armoricaïn se segmente en un bassin occidental et en un bassin oriental et s'isole du Bassin de Parentis, du bassin de Trévelyen et des domaines continental et océanique.

® La carte d'isopaques permet de visualiser la restriction, la migration et la division du dépôt-centre de l'unité 2A par rapport à la formation antérieure (unité 2B). La répartition des sédiments de l'unité 2A est induite par la convergence de l'Ibérie vers l'Europe (soulèvement, zones érodées). C'est à la fin de cette période que le golfe de Gascogne septentrional acquiert sa structuration sédimentaire qui prévaut encore actuellement.

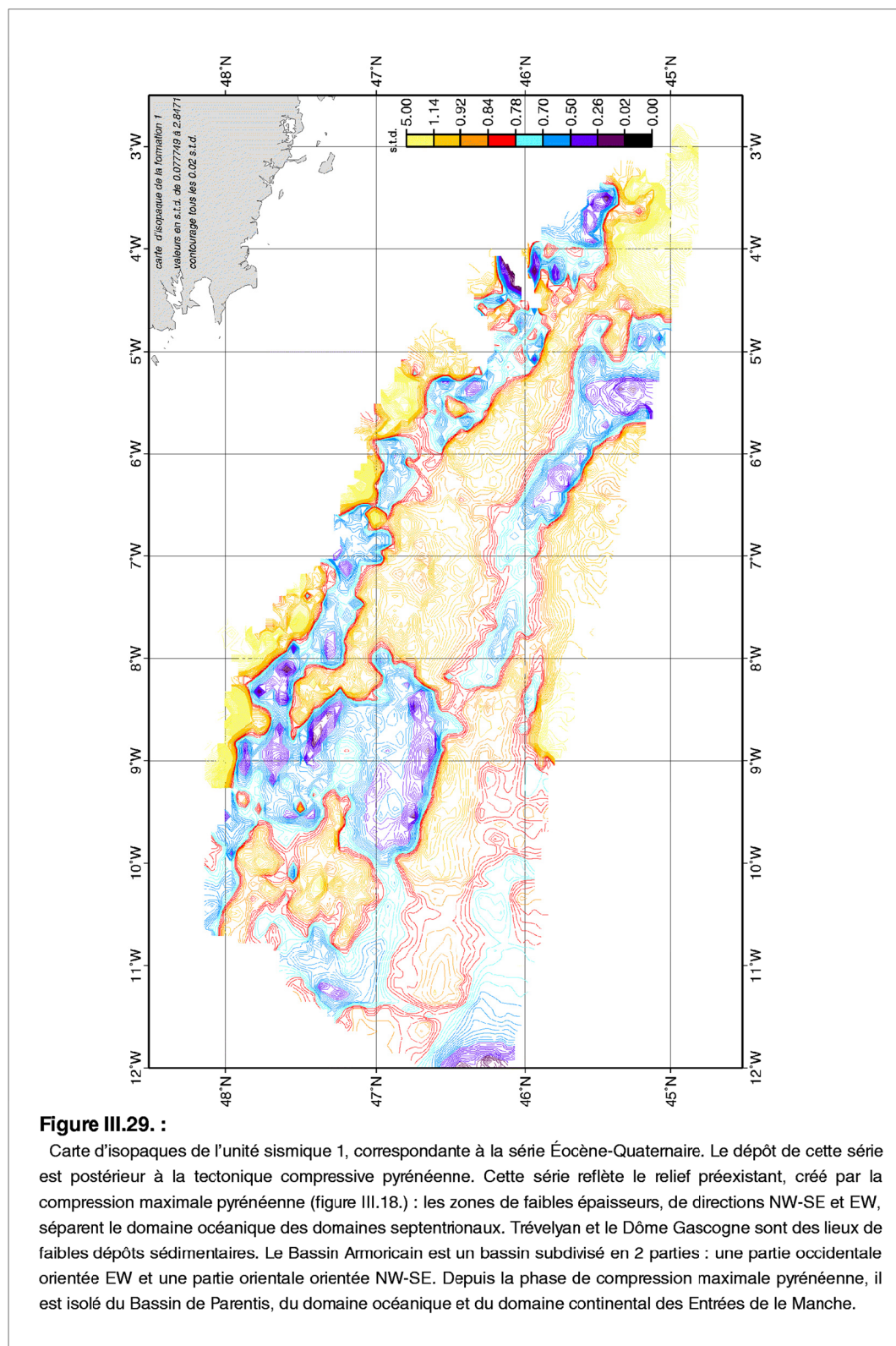
D.VI. Répartition de l'unité 1: post-tectonisme (*Fig. III.29.*)

Cette carte (*Fig. III.29.*) montre la répartition de la série sédimentaire la plus récente du golfe de Gascogne, déposée postérieurement à l'orogénèse pyrénéenne. L'unité 1 est une série de remplissage, dont l'épaisseur varie entre 0 et 1 std dans la plaine abyssale (soit de 0 à 1000 m avec une vitesse sismique de 2000 m/s). Son épaisseur est fonction des reliefs préexistants et des formations sédimentaires sous-jacentes.

Les reliefs topographiques (Terrasse de Mériadzek, l'escarpement de Trévelyen, le Dôme Gascogne et la Montagne Armorique) sont soulignés par une couverture sédimentaire de faible épaisseur. La plaine abyssale orientale comprend trois zones étroites où la couverture sédimentaire est de faible épaisseur (R1, R2 et R3) : Leurs localisations et leurs orientations sont superposables aux bandes de déformation éocène (*Fig. III.18.*).

Les zones de forte accumulation se concentrent dans le Bassin Armoricaïn (BA) et dans le Bassin Celtique Profond (BCP), mais aussi dans le domaine océanique occidental (OW). Les dépôt-centres sont situés au pied de la pente continentale dans l'axe des canyons et sont associés à des levées sédimentaires. Les dépôt-centres sont aussi situés au pied des zones soulevées et déformées à l'Éocène.

® Cette unité sismique 1 est la formation post-tectonique qui homogénéise le relief de la plaine abyssale. Son épaisseur évoque parfaitement la topographie de la discordance éocène (*Fig. III.18.*). La géométrie des bassins actuels aurait donc été acquise lors de la phase compressive éocène, effaçant ainsi le squelette du bassin antérieur unique (*Fig. III.27.*), homogène et orienté WNW-ESE. L'apparition des linéaments, orientés EW, NW-SE et NE-SW, serait la trace d'une réactivation des structures tardi-hercyniennes.



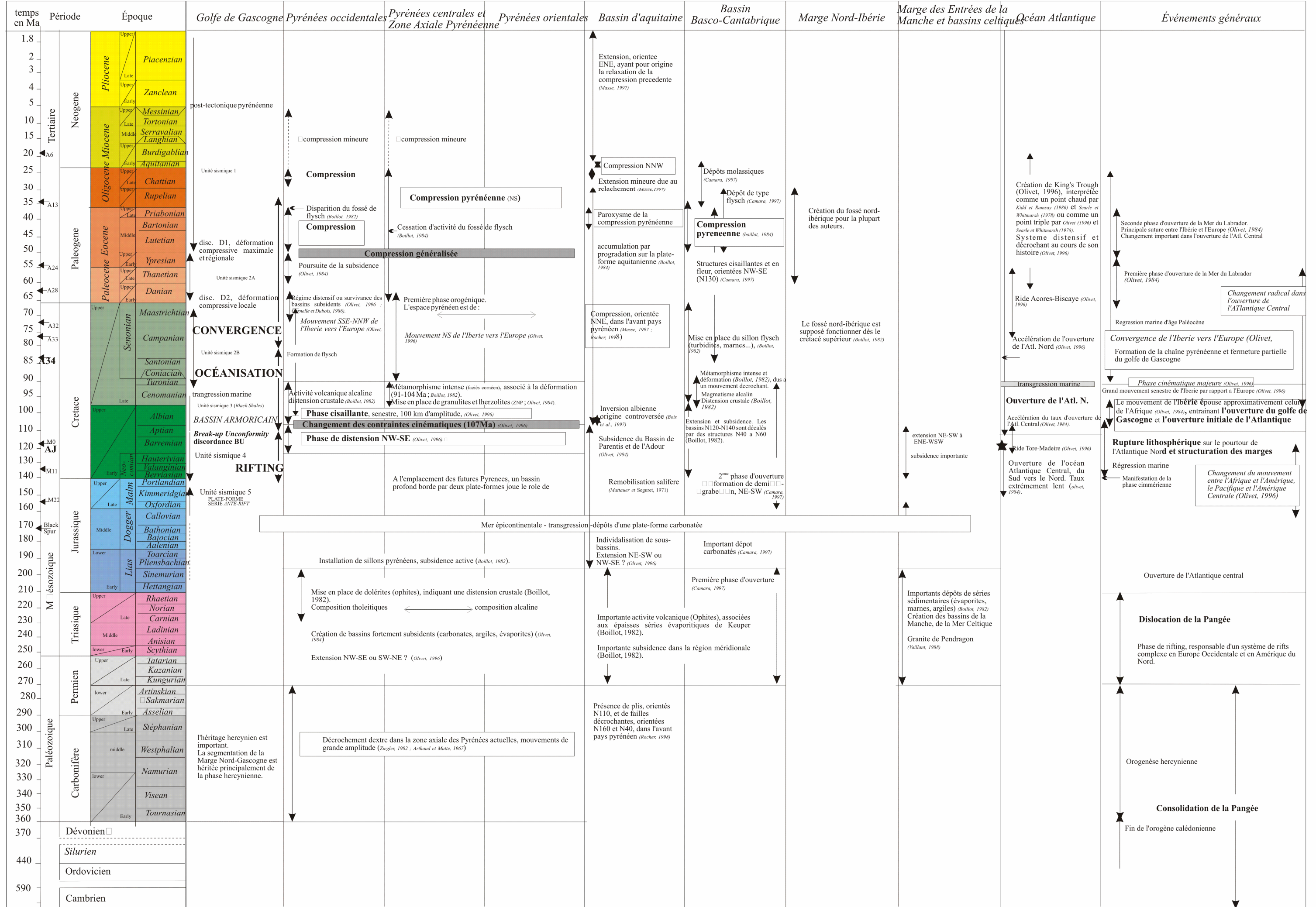


Figure III.30. : Récapitulatif des hypothèses controversées ou non de la bibliographie. Ce tableau, qui dérive de la Figure II.16., est complété en fonction des résultats de notre étude effectuée sur la partie septentrionale du golfe de Gascogne.

E. SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE

L'étude stratigraphique du golfe de Gascogne a mis en évidence une évolution spatio-temporelle pour chacune des unités (1, 2A, 2B et 3) et a démontré la pérennité ou le caractère temporaire de certaines structures et domaines au cours de l'histoire du golfe de Gascogne.

E.I. La structuration de la Marge Nord Gascogne

Les événements subsidents majeurs se sont produits au Mésozoïque, comme nous le montre l'importante épaisseur de la série *anté-rift* (formation 5) et de la série dite *syn-rift* (unité 4) que nous observons dans l'axe des bassins de la Manche, sur la Terrasse de Mériadzek, dans le Bassin Celtique Profond et sur Trévelyan. Si nous comparons le domaine des Entrées de la Manche aux bassins celtiques, la plate-forme carbonatée du Tithonique se serait structurée lors d'une phase d'extension NE-SW, entre le Berriasien et l'Aptien (Petrie *et al.*, 1989). Durant cette période, les images sismiques nous montrent l'existence de deux événements tectoniques majeurs :

(1) Le premier événement est une structuration rapide de la marge en blocs basculés ou horsts du domaine continental aminci : les figures sédimentaires *syn-rifts* sont rares et peu développées. Cet épisode tectonique est suivi par une subsidence, où l'unité 4a continue de se déposer et comble les dépressions créées entre les blocs (*Fig. III.9., III.10. et III.25.*). La durée de cette subsidence est difficilement quantifiable du fait de l'absence de datation directe.

(2) Le deuxième événement comprend un basculement régional de la marge. Il se matérialise par un effondrement du domaine continental aminci, qui crée en outre le Bassin Armoricaïn (*Fig. III.31*). Cet événement est visible par les importants escarpements et l'effondrement brutal des structures distensives de la pente continentale armoricaine où l'unité 4a n'a pas été observée. Cet effondrement provoque le glissement de la couverture sédimentaire dans le domaine transitionnel (*Fig. III.11. et III.25.*). Cette couverture allochtone, assimilée à l'unité 4b, a un comportement plastique. Elle est le premier dépôt sédimentaire du domaine transitionnel des Entrées de la Manche et du domaine occidental transitionnel armoricaïn.

Ce dernier événement est scellé par une importante discordance, la *Break-up Unconformity*, datée dans l'Aptien (*Fig. III.8. et III.12.*). Elle marque le passage entre la structuration tectonique globale de la marge et l'accrétion océanique du golfe de Gascogne.

Contrairement aux idées reçues, la majeure partie des sédiments appelés *syn-rifts* de la Marge des entrées de la Manche est déposée après le mouvement des blocs. La discordance BU (*Break-up Unconformity*) souligne la fin du rifting et le début de l'accrétion océanique. Elle est située dans l'Aptien. La phase de rifting n'est pas un processus tectonique continu et progressif : elle se compose de deux événements tectoniques d'intensités différentes séparés par une période calme.

E.II. Historique *post-rifting* succincte du golfe de Gascogne

Après le rifting, Trévelyan, le Bassin Celtique Profond et le Bassin Armoricaïn sont des zones d'accumulation sédimentaire. Le domaine dit transitionnel est recouvert par l'unité sismique 3 correspondante aux dépôts synchrones avec l'ouverture océanique du golfe de Gascogne. Cette unité transparente, de type *Black Shales* (Albien-Cénomaniën), homogénéise la topographie du socle acoustique. La période albo-cénomaniënne se termine par une grande transgression à l'échelle de l'Atlantique (*Fig. III.30.*).

La période du Cénomaniën au Crétacé terminal/Paléocène inférieur (*Fig. III.30.*) se caractérise par un faible taux de sédimentation (Auffret et Pastouret, 1979b). Elle se distingue surtout par une structuration sédimentaire homogène selon une direction WNW-ESE : une unique zone subsidente s'étend de la Marge de Goban au Bassin de Parentis (*Fig. III.27. et III.30.*). À la fin de cette période, l'initialisation de la convergence Ibérie/Europe et l'arrêt de l'accrétion océanique induit une déformation compressive (*Fig. III.30.*). L'expression de cette déformation est de faible intensité et locale dans le golfe de Gascogne (*Fig. III.21. et III.22.*). Entre cet événement tectonique mineur et l'ultime phase de compression pyrénéenne, la déformation se régionalise et s'intensifie (*Fig. III.16. et III.18.*). Outre la fermeture partielle du golfe et la formation des Pyrénées, la phase de compression maximale à l'Éocène occasionne de nombreuses inversions de reliefs (Trévelyan et le Dôme Gascogne) et d'intenses déformations localisées, mais aussi des réductions et des segmentations des zones subsidentes. La structuration WNW-ESE s'efface devant une structuration complexe NE-SW, NW-SE, NS et EW. La phase compressive pyrénéenne aurait débuté au Crétacé supérieur pour se poursuivre jusqu'à l'Oligocène, avec une phase paroxysmale à l'Éocène (*Fig. III.30.*).

La période post-pyrénéenne est une période de sédimentation qui homogénéise le relief de la plaine abyssale. Tectoniquement calme (*Fig. III.30.*), cette période se caractérise par une importante activité des canyons sous-marins : l'action d'éventails profonds remplit le Bassin Armoricaïn et le Bassin Celtique Profond (*Fig. III.6.*). La phase paroxysmale pyrénéenne aurait induit un soulèvement de la Marge Nord Gascogne.

E.III. Remarques

Outre l'aspect historique, l'étude stratigraphique a mis en évidence plusieurs points importants :

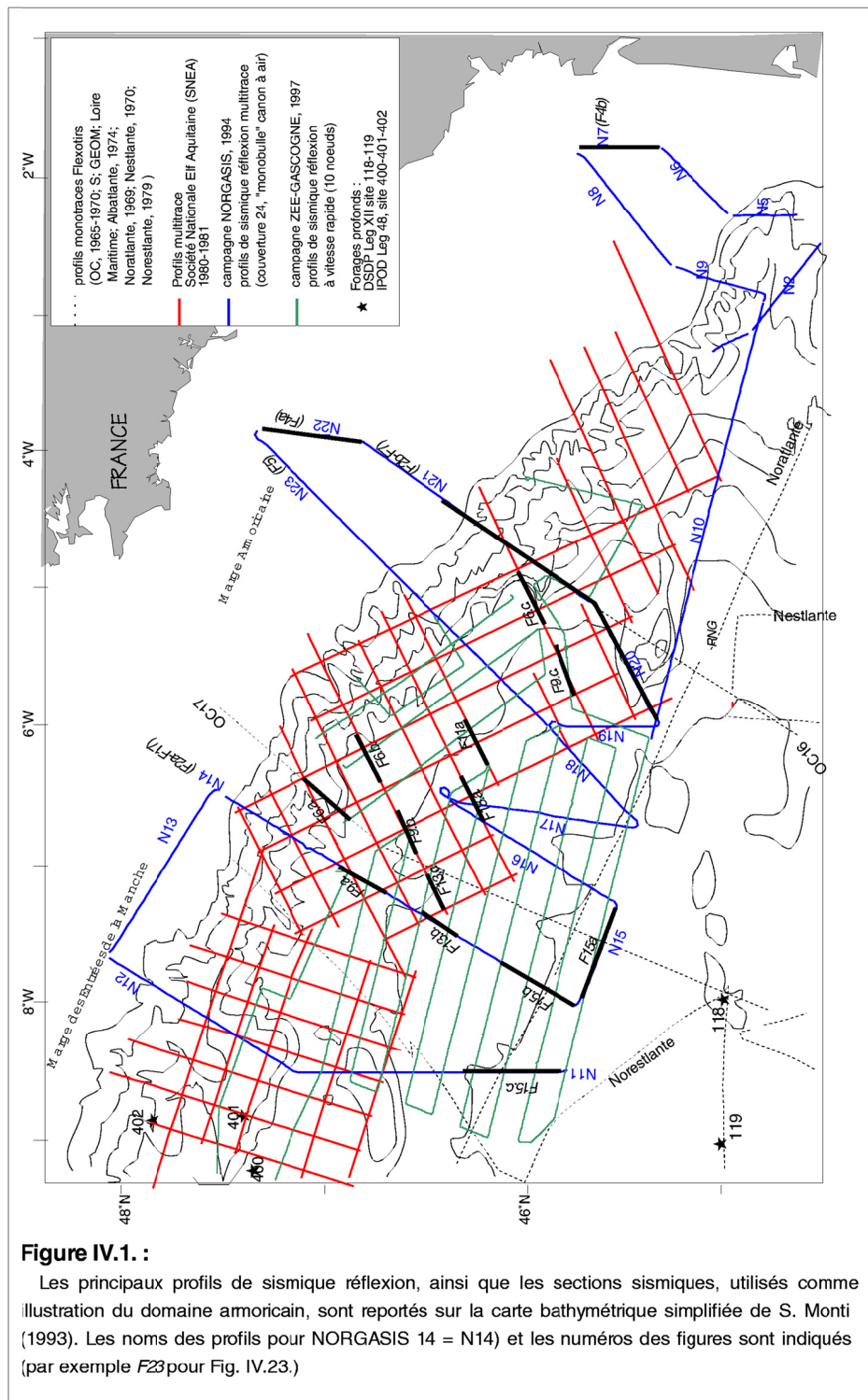
(1) Le Dôme Gascogne et Trévelyan sont d'anciens bassins sédimentaires datés du Crétacé (Albien) et inversés lors de la phase compressive pyrénéenne.

(2) La déformation compressive pyrénéenne se répartit tout d'abord le long de la frontière des plaques lithosphériques Ibérie et Europe : elle se matérialise par le prisme d'accrétion au pied de la Marge Nord Ibérique et par la chaîne des Pyrénées. De moindre importance, elle se concentre sur la plaque européenne le long des frontières du domaine continental et océanique. Elle souligne aussi les frontières intra-marges comme celles entre la Marge des Entrées de la Manche, la Marge Nord Armoricaïne et la Marge Sud Armoricaïne (*Fig. III.18.*). Cette segmentation reflète la structuration profonde du golfe de Gascogne, héritée des phases tectoniques hercyniennes et antérieures (*cf. : Chap. IV.*).

(3) Le Bassin Armoricaïn est un bassin sédimentaire à partir de l'Aptien : sa couverture sédimentaire anté-éocène est synchrone avec l'accrétion océanique. Il est subsident entre le Cénomaniën et le Crétacé terminal (*Fig. III.27.*). Depuis la phase pyrénéenne, le Bassin Armoricaïn est isolé du Bassin de Parentis, du bassin de Trévélyan et des domaines continental et océanique (*Fig. III.18.*). L'unique déformation observée dans le Bassin Armoricaïn est une flexure ou un découplage entre le domaine interne et le domaine externe du domaine transitionnel (*Fig. III.19.*). Il apparaît donc réfractaire à la déformation compressive cassante pyrénéenne : ce comportement pourrait être relié à la composition transitionnel de son substratum (*cf. : Chap. IV.*).

Chapitre IV

Structure profonde



CHAPITRE IV :
LES STRUCTURES PROFONDES DU GOLFE
DE GASCOGNE

D'après la littérature, la Marge Nord Gascogne est supposée présenter la structuration homogène et typique d'une marge passive. Toutefois, notre étude nous amène à contredire cette image. Nous avons subdivisé notre étude en deux domaines : le domaine armoricain et le domaine des Entrées de la Manche. Nous présenterons tout d'abord les observations effectuées sur le domaine armoricain grâce à la sismique réflexion, la sismique réfraction, la gravimétrie à l'air libre et le magnétisme (cf. : *Chap. IV.A.*). Toutes ces données convergent vers la même question, celle de l'amincissement crustal et de la mise en place de la croûte océanique du golfe de Gascogne. Pour contraindre au mieux cette problématique, nous avons choisi de présenter aussi l'un des domaines adjacents: le domaine des Entrées de la Manche, domaine occidental du golfe de Gascogne (cf. : *Chap. IV.B.*). Nous tenterons de relier nos observations marines aux structures décrites sur les domaines émergés, afin de définir au mieux la part de l'héritage dans la structuration de la marge (cf. : *Chap. IV.C.*).

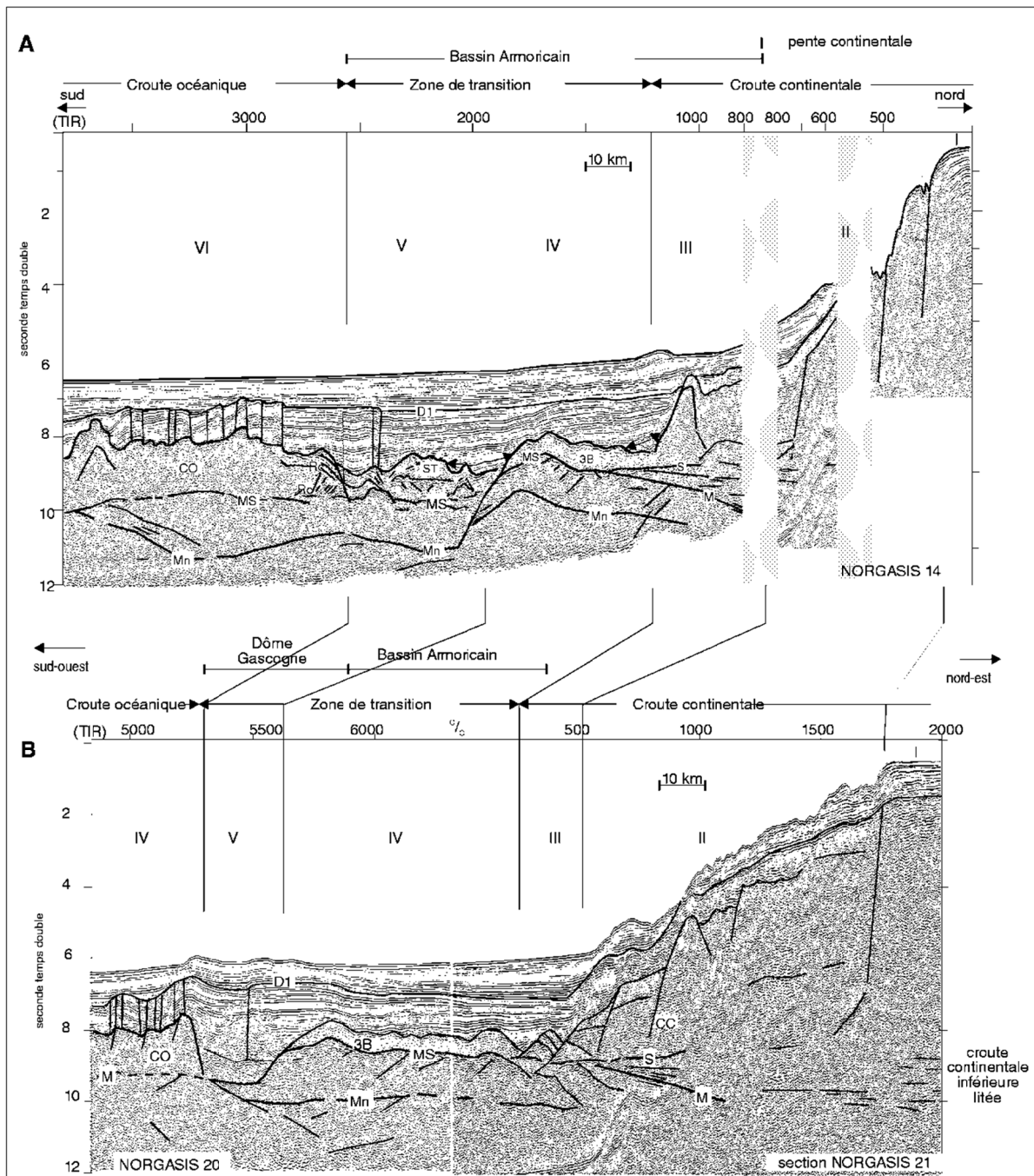


Figure IV.2 :

Profils NORGASIS perpendiculaires à la Marge Armoricaine. Le profil N14 traverse la partie occidentale du Bassin Armoricain et le profil N20-N21 la partie orientale (La localisation de ces profils se trouve sur la figure IV.1.). Nous observons un domaine continental non-aminci puis aminci, un domaine transitionnel et un domaine océanique. Cette succession perpendiculaire à la marge s'observe aussi bien à l'ouest qu'à l'est du Bassin Armoricain, malgré une déformation compressive éocène importante dans le domaine oriental. (Exagération 2 pour une vitesse de 5km/s)

A. LE BASSIN ARMORICAIN – LA MARGE ARMORICAINE - LE DOMAINE OcéANIQUE ORIENTAL

A.I. Segmentation du domaine armoricain

Le réseau de sismique réflexion actuel nous permet de distinguer, sur la base des faciès sismique du socle acoustique, trois domaines parallèles à la Marge Armoricaire : continental, transitionnel et océanique. Nous visualisons cette succession de domaines le long des profils NORGASIS 14, 20-21 et 23 (*Fig. IV.1., IV.2., IV.5. et IV.7.*).

Le profil NORGASIS 14 est orienté NNE-SSW, à travers la partie occidentale du Bassin Armoricain. Le domaine continental recouvre la partie I, qui concerne la plate-forme continentale, la partie II qui concerne la pente continentale et la partie III (*Fig. IV.1., IV.2.a. et IV.3.*). Son extrémité méridionale (partie III) se distingue, ici, par une structure en horst reposant sur un réflecteur appelé S. Adjacent au domaine continental, un domaine dit "transitionnel", subdivisé en une partie interne (IV) et une partie externe (V), caractérise le Bassin Armoricain. Le socle acoustique de la partie interne est peu profond (8,5 à 9,0 std) et comprend une couche très peu réfléchive, appelée 3B, dont la base est un réflecteur de forte amplitude, appelé le réflecteur MS. La partie externe (V), quant à elle, se définit par un important approfondissement du socle acoustique; ce dernier a une signature sismique complexe et variable. Le domaine océanique (VI), qui suit, se caractérise par son substratum océanique de faible profondeur et fortement diffractant.

Le profil NORGASIS 20-21, qui recoupe la partie orientale du Bassin Armoricain selon une direction NE-SW (*Fig. IV.1., IV.2.b. et IV.3.*), présente aussi une image sismique des trois domaines continental, transitionnel et océanique. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre III, l'extrémité orientale du golfe de Gascogne est affectée d'une importante déformation pyrénéenne, traduite, entre autre, par la surrection du Dôme Gascogne, qui apparaît ici être un bassin inversé.

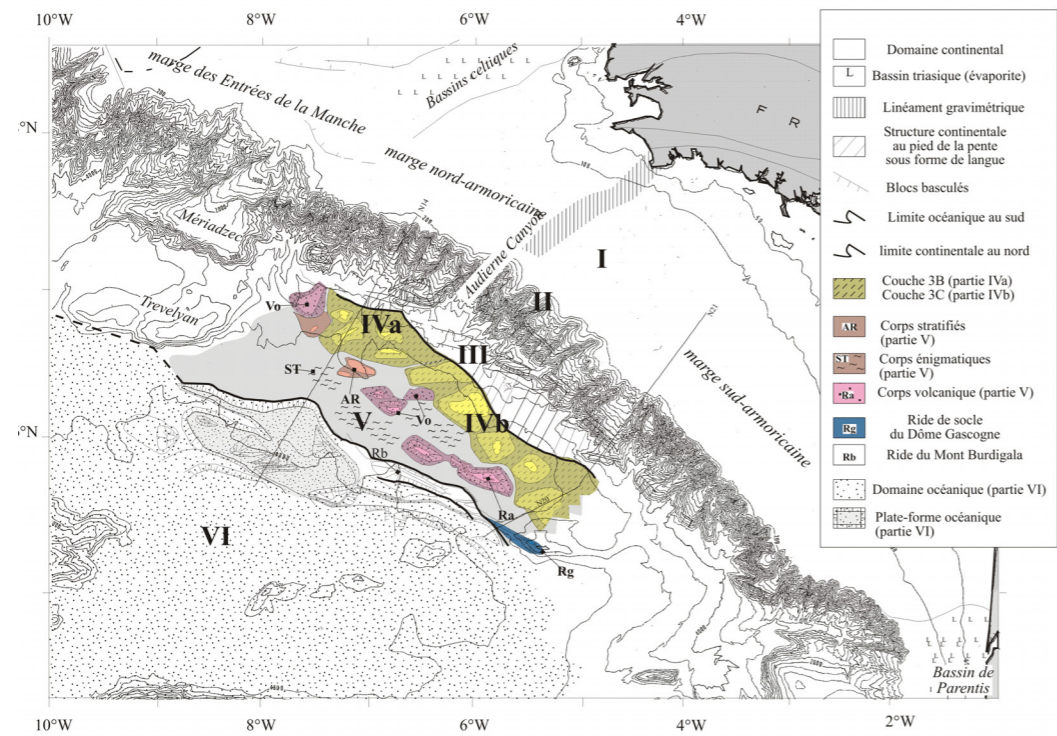


Figure IV.3. :

Localisation des structures profondes du Bassin Armoricain.

I = domaine continental non-aminci ;

II = pente continentale, domaine continental aminci ;

III = domaine continental du pied de pente ;

VI = domaine océanique ;

□ DDomaine transitionnel : IVa et IVb = partie interne et V = partie externe.

Les profils NORGASIS 14, 20 et 21, présentés figure IV.2, ont été localisés sur ce schéma.

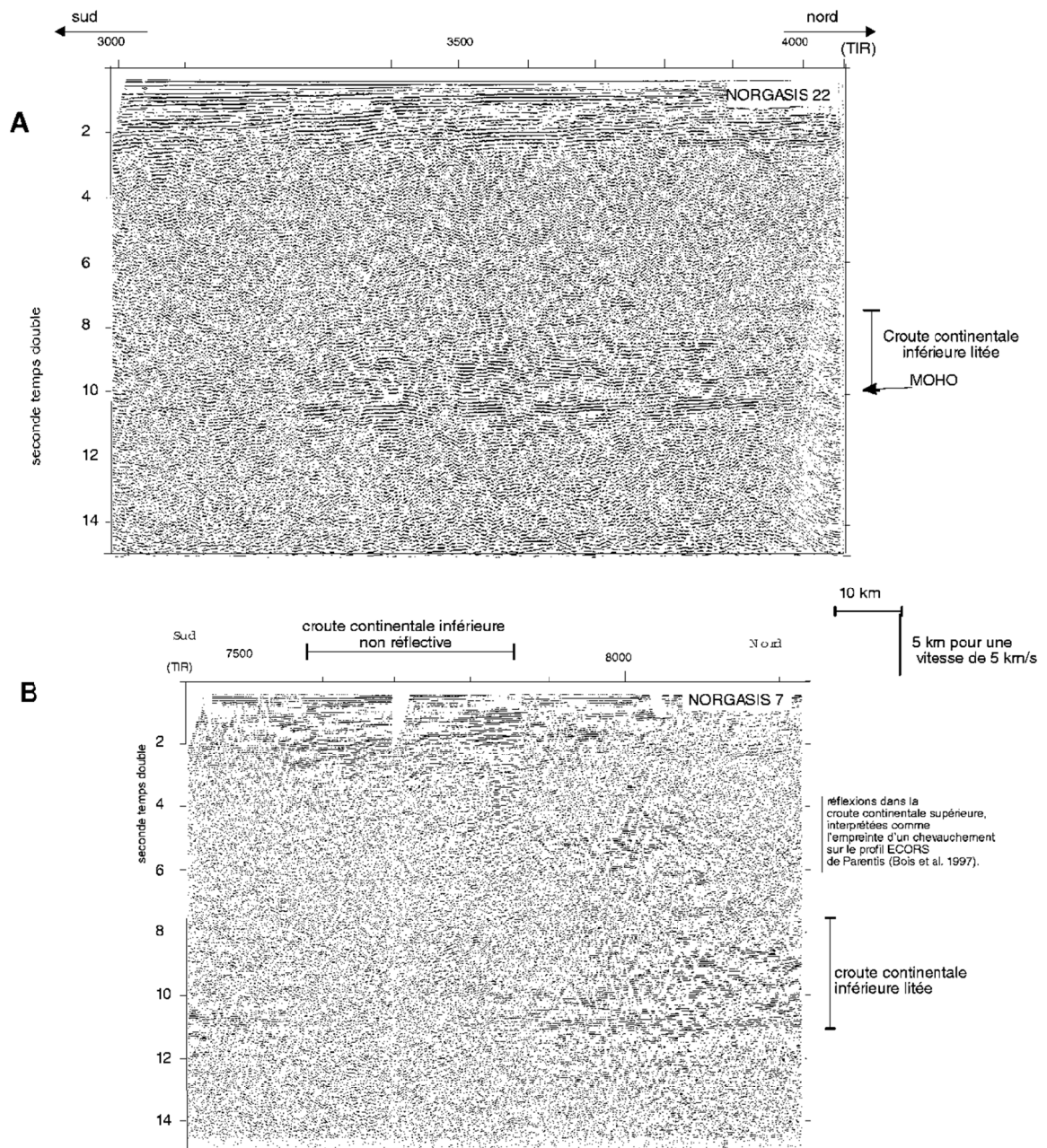


Figure IV.4. :

A : Profil NORGASIS 22, orienté NS, situé sur la plate-forme armoricaine (localisation Figure V.1.). La croûte continentale inférieure litée est une couche très réfective, observée à partir de 8std. Sa base est matérialisée par un triplet de forts réflecteurs, interprétés comme représentatif du Moho.

B : Profil NORGASIS 7, orienté NS, recoupe la Marge Sud-Armoricaine au nord du Bassin de Parentis (localisation Figure V.1.). Sa croûte continentale inférieure litée est fortement réfective. Elle présente une zone étroite et verticale, où la couche réfective est fortement atténuée. Cette bande étroite se trouve dans le prolongement d'accidents décrochants tardi-hercyniens (cf. : Chapitre IV.C.).

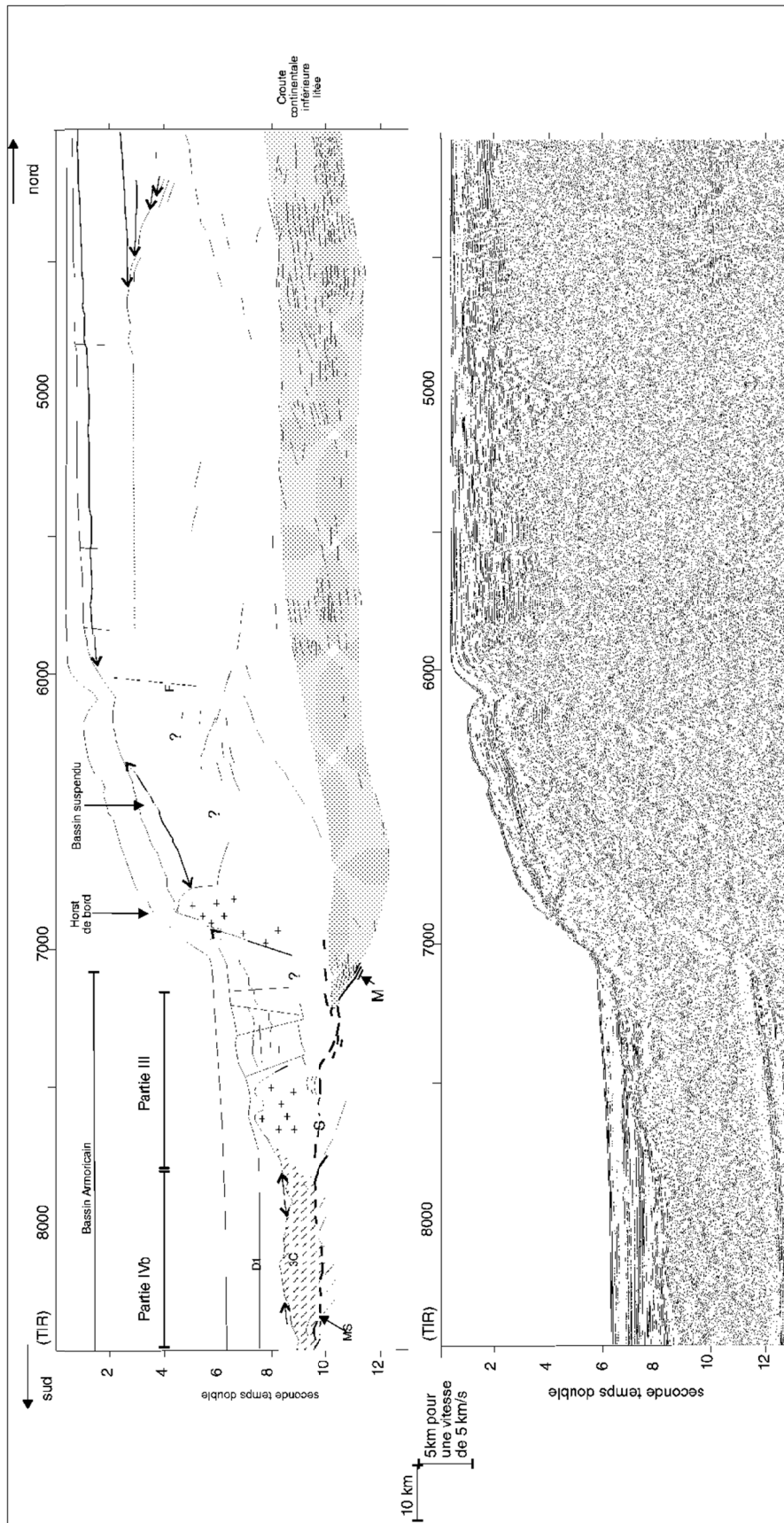


Figure IV.5. :

Le Profil NORIGASIS 23 est perpendiculaire à la Marge Sud-Armoricaine. Non amincie sous la pente continentale l'est fortement sous la pente continentale. Toutefois, noter l'absence de bloc basculé sur la pente continentale.

Au pied de la pente, quelques structures distensives appartenant à la croûte continentale supérieure (CCS), ainsi qu'une croûte continentale inférieure litée (CCI) constituent le domaine continental extrêmement aminci sur 30 km.

L'amincissement de la croûte s'effectue par palier : celui de la CCS est géré par deux accidents abrupts, F et le flanc externe du "horst de bord". La croûte continentale inférieure litée disparaît brutalement au pied de la pente : ces réflecteurs sont en *onlap* sur un fort réflecteur penté vers le continent et triplé vers 10 std. Ce dernier est interprété comme représentatif du Moho. Le manteau remonte donc, de façon abrupt, sous la pente continentale pour se stabiliser entre 9 et 10 std de profondeur dans le Bassin Armoricain.

L'épaisse série sédimentaire, située au centre du Dôme Gascogne, est bordée, du côté océanique, par un haut de socle de faciès sismique typiquement océanique, et du côté continental, par un socle acoustique dont les caractéristiques sismiques sont comparables à celui de la partie interne du domaine transitionnel du profil NORGASIS 14 (*Fig. IV.2.a.*) : La partie interne de la partie orientale du Bassin Armoricaïn se distingue aussi par un socle acoustique constitué d'une couche sismique peu réfléchive (*Fig. IV.2.b. et IV.3.*). La partie centrale du Dôme Gascogne correspondrait, quant à elle, à la partie externe du domaine transitionnel (V) : l'importante profondeur du socle acoustique et l'absence de croûte océanique, de croûte continentale et de couche sismique 3B sont comparables à la partie externe du domaine transitionnel occidental observé sur le profil NORGASIS 14 (*Fig. IV.3.a.*).

® Sur ces deux coupes sismiques, nous retrouvons les domaines continental, océanique et transitionnel. La comparaison de ces profils met en évidence une homogénéité structurale du domaine armoricaïn, malgré les différences de signatures magnétiques et gravimétriques au sein du Bassin Armoricaïn et malgré le changement des directions structurales tardi-hercyniennes du domaine continental.

A.II. Descriptions des structures sismiques observées

Dans ce sous-chapitre nous présentons les différentes structures profondes observées qui caractérisent les domaines continental, transitionnel et océanique. Sous le Bassin Armoricaïn, elles correspondent aux structures situées à la base de la couverture sédimentaire, laquelle est définie comme étant une succession de réflexions internes plus ou moins continues et reposant en *onlap* sur le socle acoustique. Nous présentons tout d'abord les structures profondes de la marge continentale, de la plate-forme au pied de la pente continentale, puis celles du Bassin Armoricaïn proprement dit et enfin celles du domaine océanique. La répartition spatiale et la géométrie des structures profondes répertoriées sont reportées sur un fond bathymétrique, (*Fig. IV.3.*). Les illustrations de ce chapitre, prises comme exemple, sont positionnées sur la figure IV.1. Nous y avons aussi reporté les profils NORGASIS 14 et 20-21 précédemment décrits.

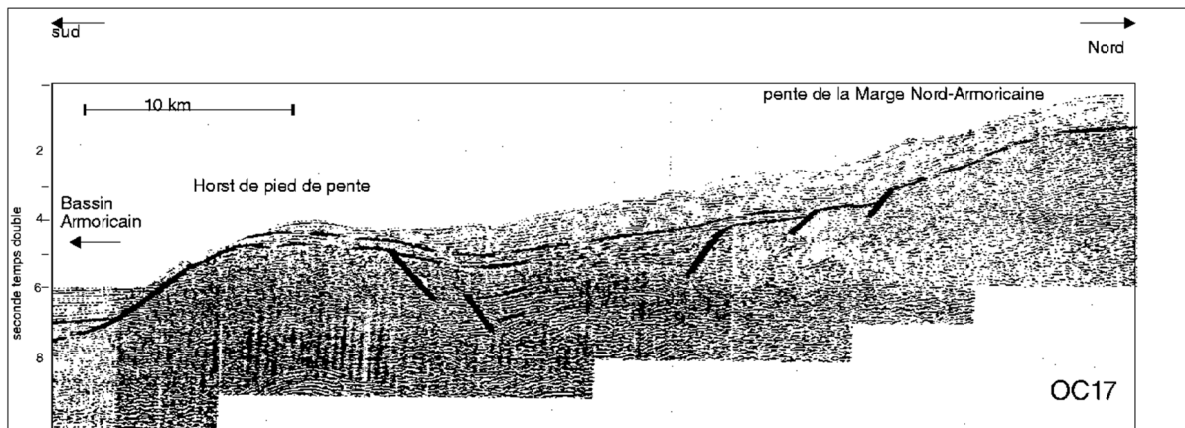


Figure IV.6.a. : Section du profil OC17 (flexotir, 1969-1970 ; localisation Figure IV.1.), interprétée par Montadert *et al.* (1971). Elle montre un horst, qui est situé au pied de la pente continentale et souligné dans la bathymétrie par un relief allongé N110-N100. Ce horst est appelé "horst de pied de pente".

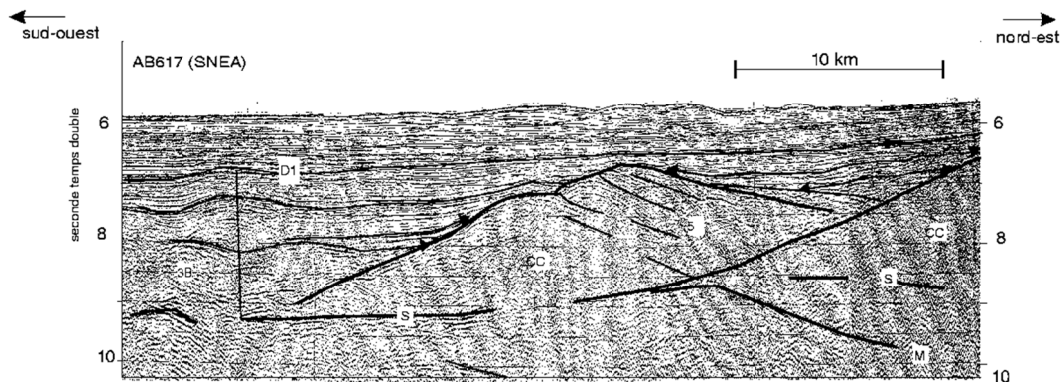


Figure IV.6.b. : Section sismique du profil AB617 (SNEA, localisation Figure IV.1.). Blocs basculés sur le réflecteur S. Ce réflecteur devient horizontal vers 9.5 std de profondeur. Les réflecteurs de la couverture sédimentaire reposent en onlap (flèches) sur le blocs basculés, coiffés d'une série de type *anté-rift* (Pour une vitesse de 5,5 km/s, pas d'exagération verticale).

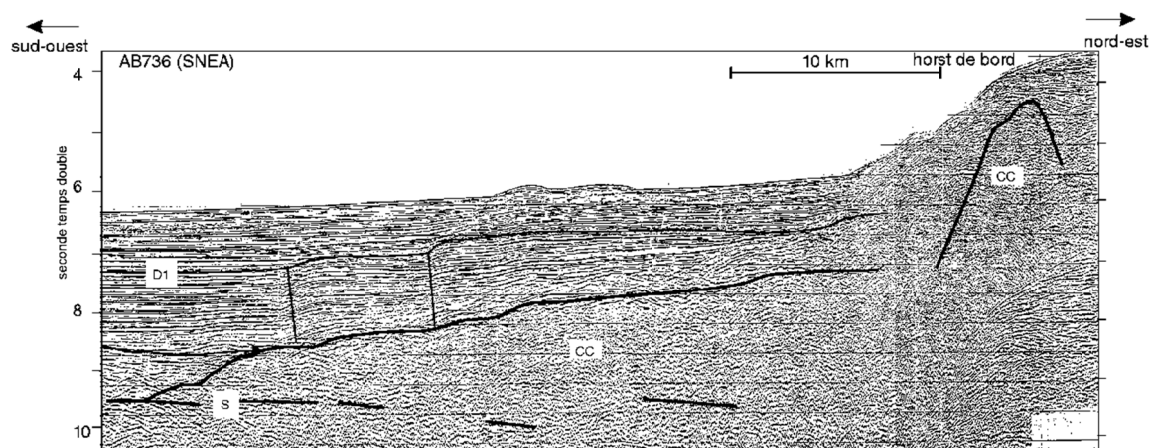


Figure IV.6.c. : Section sismique du profil AB736 (SNEA, localisation Figure IV.1.). Un panneau continental, appuyé sur un "horst de bord", semble effondré dans le Bassin Armoricaïn. Noter l'important escarpement de la pente continentale, constituée par le flanc externe du horst de bord. Pour une vitesse de 5,5 km/s, pas d'exagération verticale.

A.II.1. Le domaine continental

A.II.1.1. La plate-forme armoricaine (partie I ; Fig. IV.3)

La plate-forme armoricaine est constituée dans sa partie supérieure d'un socle hercynien recouvert d'une fine couverture sédimentaire (Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1974). Sous une croûte continentale supérieure non-réflexive, les profils NORGASIS (21, 22, 23) révèlent, à partir de 8 std de profondeur, la présence d'une couche réflexive constituée de réflexions subhorizontales, épaisse d'environ 3 std (*Fig. IV.4*).

Nous l'interprétons comme étant la croûte continentale inférieure litée, sismiquement comparable à celle observée sous la plate-forme armoricaine au Nord du Bassin de Parentis grâce aux profils ECORS (Bois *et al.*, 1988 ; Bois et Gariel, 1997b ; Leau, 1997), sous la marge du Golfe du Lion (Seranne *et al.*, 1995), sous le plateau continental celtique, sous la marge de l'Éperon de Goban grâce aux profils WAM (Pinet *et al.*, 1987c, 1991) et sous la plate-forme Nord Ibérique sur les profils ESCIN (Pulgar *et al.*, 1996 ; Alvarez-Marron *et al.*, 1996, 1997).

La croûte continentale inférieure litée (C.C.I. litée), sous la plate-forme armoricaine, est limitée à sa base par un horizon continu constitué de trois ou quatre réflecteurs, de très forte amplitude et de basse fréquence (*Fig. IV.4*). Nous pensons que cet événement sismique cohérent, légèrement penté vers le Sud et situé entre 10 et 11 std, correspond au Moho, c'est-à-dire à la limite croûte-manteau. La croûte continentale sous la plate-forme hercynienne armoricaine aurait ainsi une épaisseur d'une trentaine de kilomètres compatible avec les résultats de réfraction d'Avedik *et al.* (1979) et les données du profil ECORS sur le Bassin de Parentis (Bois et Gariel, 1997b).

Au large des Landes, les profils NORGASIS 6, 7 et 8 (*Fig. IV.4* et *IV.3*), nous montrent une croûte continentale inférieure litée comportant des atténuations et des disparitions de litage brutales sur quelques kilomètres de large (10-20 km) et des décalages de la couche réflexive. L'absence de réflectivité dans la C.C.I. litée se situe dans le prolongement des accidents décrochants et chevauchants hercyniens du domaine aquitain (*Fig. IV.61*). Cette relation sera discutée dans le chapitre V.

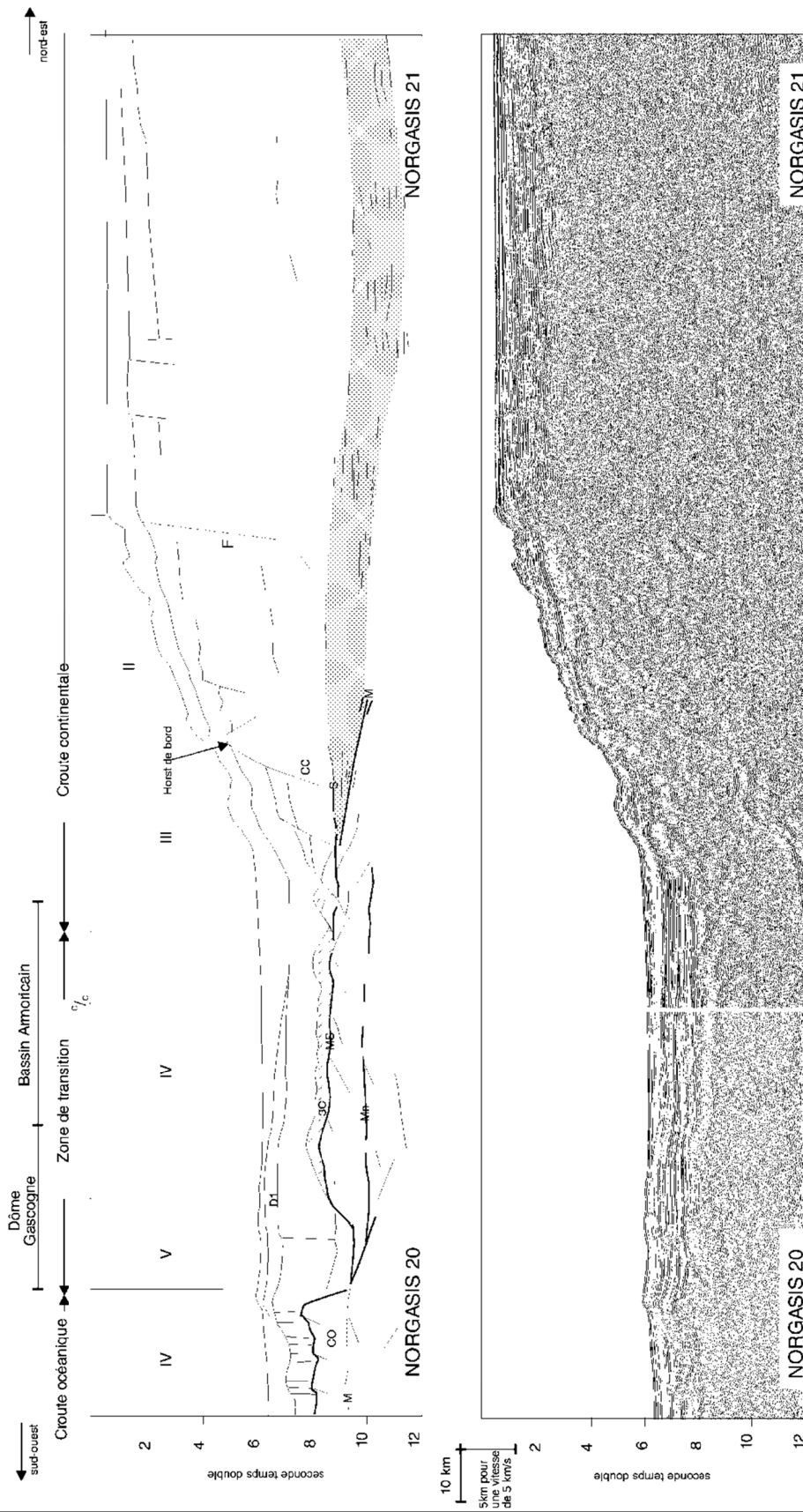


Figure IV.7. :

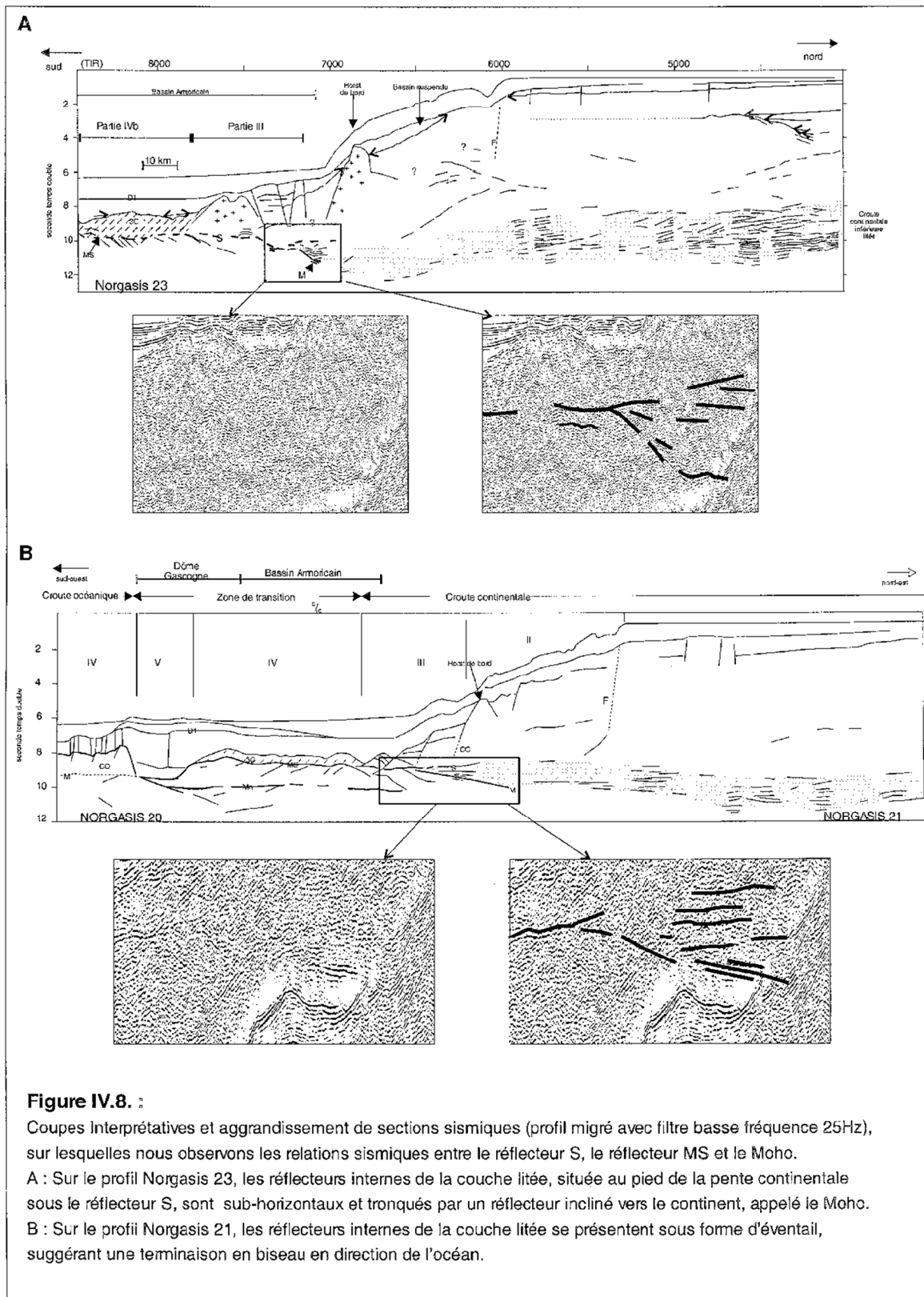
Les profils NORGASIS 20 et 21 sont perpendiculaires à la Marge Sud-Armoricaine. La croule continentale s'amincit fortement sous la pente continentale, mais disparaît seulement à 30 km de la pente. L'amincissement de la croule continentale supérieure (C.C.S.) s'effectue par palier : il est géré par deux accidents abrupts, F et le flanc externe du "horst de bord". Au pied de la pente, la C.C.S. est structurée en "petit blocs", lesquels reposent sur le réflecteur S (partie III). La C.C.I. litée (en grise) se biseaute rapidement sous la CCS extrêmement amincie et découpée (partie III). Le manteau (M) remonte donc brutalement sous la pente continentale pour se stabiliser entre 9 et 10 stid de profondeur dans le Bassin Armoricain (réflecteur MS). Noter l'absence de blocs basculés sur la pente continentale, ainsi que son nombre restreint au pied de celle-ci. Remarquer la faible couverture sédimentaire sur les quelques blocs basculés.

A.II.1.2. La pente continentale (partie II ; Fig. IV.3)

La pente continentale armoricaine présente une morphologie variable, constituée soit d'une pente abrupte unique soit d'une pente faible suivie d'une pente abrupte (*Fig. IV.2., IV.3., IV.5. et IV.7.*). La pente de faible pendage souligne la présence d'un bassin sédimentaire suspendu, bordé par un horst dont le flanc externe constitue la pente abrupte (*Fig. IV.5. et IV.7.*). Nous appellerons cette famille de horsts, des "horsts de bord". Aucun bloc basculé n'a été observé sur la pente continentale. La morphologie en palier de la pente continentale nous semble plutôt due à l'existence d'importants accidents subverticaux (*Fig. IV.5. et IV.7.*).

Grâce à quelques profils NORGASIS, nous pouvons observer l'évolution de la C.C.I. litée, de la plate-forme au bassin profond (*Fig. IV.5. et IV.7.*). La C.C.I. litée, réfléchive et isopaque (environ 3 std d'épaisseur) sous la plate-forme, disparaît abruptement sous la pente continentale (*Fig. IV.4.*). Un ensemble de réflexions est cependant observée au pied de la pente continentale sous un fort réflecteur assimilé au réflecteur S. La base de cette couche réfléchive est soulignée par un réflecteur fortement incliné vers le continent dans la continuité d'un triplet de réflecteur situé à 10 std de profondeur (*Fig. IV.2., IV.5., IV.7. et IV.8.*). Nous interprétons ce dernier comme représentatif du Moho. L'atténuation ou la disparition de la réflectivité de la C.C.I. litée sous la pente continentale (*Fig. IV.5. et IV.7.*) peut être due à un problème technique survenu lors de l'acquisition sismique, à la superposition du multiple primaire, ou encore à une réalité géologique. Les récents résultats obtenus par Leau (1997) sur la réflectivité de la C.C.I. litée sous le Bassin de Parentis suggèrent que l'absence de réflexions profondes y est bien réelle et n'est pas totalement induite par le fort pouvoir absorbant de l'épaisse série sédimentaire ou par des problèmes inhérents aux moyens d'acquisition. L'existence d'une relation génétique entre la couche litée observée au pied de la pente continentale et la C.C.I. litée observée sous la plate-forme est fortement discutable. Par analogie au Bassin de Parentis (la disparition de réflectivité y est aussi brutale, *cf. : Chap. I*), nous suggérons que l'absence de réflectivité profonde sous la pente continentale de la Marge Armoricaine révèle une réelle disparition ou atténuation de la C.C.I. litée. Dans cette hypothèse, que représente la couche réfléchive observée au pied de la pente continentale sous le réflecteur S ?

® Les images sismiques nous révèlent une géométrie relativement simple de la croûte continentale sous la pente continentale : La réflectivité de la C.C.I. litée s'atténue brusquement, lieu où le taux d'amincissement de la croûte continentale supérieure est le plus important. Aucune structure distensive superficielle (bloc basculé) n'a été clairement observée sur la pente continentale, à notre échelle d'observation. Où les trouvons nous ?



A.II.1.3. Au pied de la pente continentale (partie III ; Fig. IV.1., IV.2. et IV.6)

C'est au pied de la pente continentale, dans le Bassin Armoricaïn, que l'on observe des structures distensives, telles que (Fig. IV.6.a, b, c):

(a) des horsts, d'une dizaine de kilomètres de large et dissymétriques, de sorte qu'ils présentent un flanc plus abrupt du côté continental (Fig. IV.6.a.). Ces structures sont soulignées dans la bathymétrie par des reliefs allongés selon une direction de N100-110°, qui semblent jouer un rôle sur le trajet des canyons. Ils constituent des barrages naturels favorisant la création de petits bassins (3000 m de sédiments) situés entre le Bassin Armoricaïn et la pente continentale. Ces horsts n'affleurent que dans la partie NW, la couverture sédimentaire devenant de plus en plus épaisse vers le SE. La présence d'un haut topographique dans la partie SE suggère un rejeu tectonique ultérieur. Nous appellerons cette famille de horst, des "horsts du pied de pente".

(b) des panneaux d'une trentaine de kilomètres de largeur, principalement dans la partie orientale (Fig. IV.6.c.). Appuyés sur le flanc externe des "horsts de bord", leurs épaisseurs diminuent de 2 à 0 std en direction de l'océan. Leur base est soulignée par un réflecteur appelé le réflecteur S (de Charpal *et al.*, 1978). Ce dernier s'atténue rapidement et s'approfondit régulièrement de 9 à 10 std vers le continent. Aucune structure tectonique majeure n'a été observée distinctement au niveau de ce panneau (S'il en existe, celles-ci sont de second ordre).

© des blocs basculés, d'une vingtaine de kilomètres de large, sous une épaisse couverture sédimentaire. Rares, ils n'ont été observés que sur deux profils orientés NE-SW, situés dans la partie occidentale de la Marge Armoricaïne (Fig. IV.6.b.). Ces blocs, basculés vers le continent et orientés N100 à N130, sont situés aussi au pied du flanc externe des "horsts de bord" (Fig. IV.5., IV.6. et IV.7.). Ces blocs se composent d'une importante séquence *anté-rift*. Les sédiments typiquement *syn-rifts* définis par des figures sédimentaires en éventail n'ont pas été observés (Fig. IV.6., cf. : Chap. III.). Ces blocs basculés reposent sur un réflecteur de très forte amplitude, situé vers 9 std environ et appelé le réflecteur S (Barbier *et al.*, 1986 ; de Charpal *et al.*, 1978). Les failles normales qui délimitent ces blocs basculés, se courbent à la base et s'horizontalisent sur le réflecteur S.

A.II.1.4. Relation entre les réflecteurs S, MS et M (Fig. IV.8.)

En direction du continent, le réflecteur S disparaît bien avant le principal escarpement de la pente continentale, excluant toute relation sismique directe entre le réflecteur S et les structures de la pente continentale. Il apparaît donc difficile d'interpréter ce réflecteur S comme la continuité d'une importante faille de détachement à faible pendage qui prendrait son origine vers la rupture de pente (*Breakaway*) comme le suggère certains modèles de type-Wernicke (Boillot *et al.*, 1989 ; Reston *et al.*, 1996 ; Reston, 1996 ; Manatschal & Nievergelt, 1997). L'existence de ce réflecteur apparaît fortement liée à la présence des structures distensives décrites précédemment.

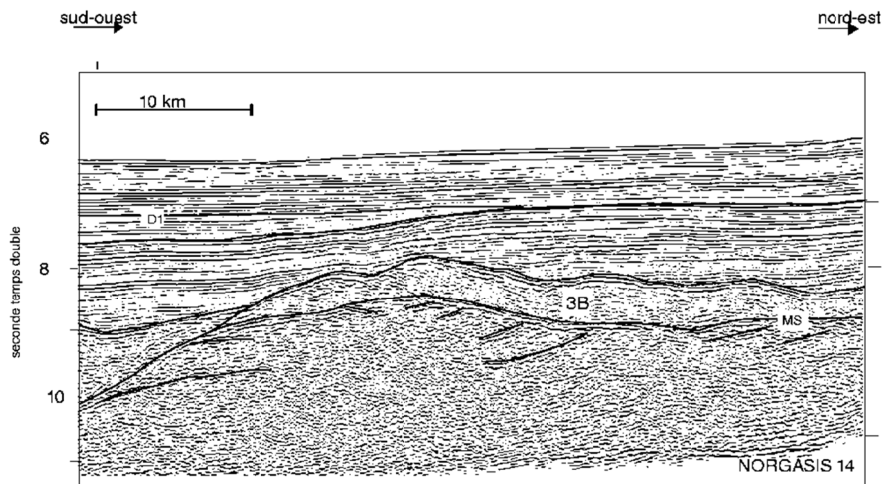


Figure IV.9.a :

Section du profil NORGASIS 14. Un corps transparent (3B) présente une forme de demi-lentille et repose sur un fort horizon, continu, appelé antérieurement le réflecteur S. Ce réflecteur, appelé ici MS, est localement bombé. Il tronque des réflecteurs inclinés appartenant au matériel sous-jacent. (Localisation Figure IV.1.)

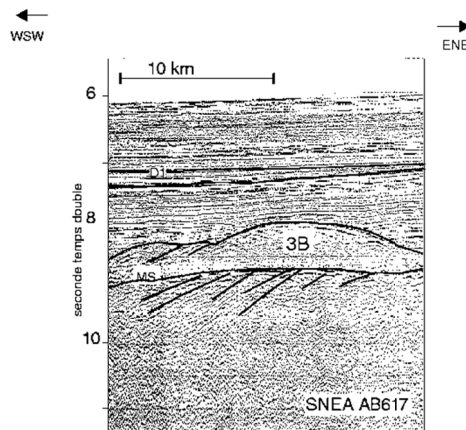


Figure IV.9.b :

Section de profil AB617, montrant la couche 3B, sous forme de "dos d'ane". Ces corps se situe dans la partie occidentale du Bassin Américain. (Localisation Figure IV.1.)

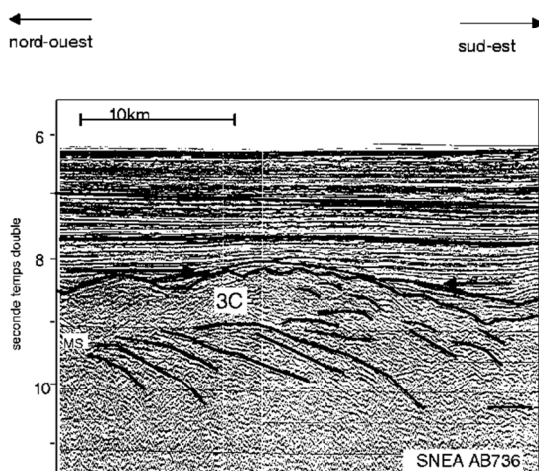


Figure IV.9.c :

Section de profil AB215. La surface de la couche 3C est plus diffractante que celle de la couche 3B (Figure A et B). Sa base, le réflecteur MS, est essentiellement soulignée par l'interruption des nombreux réflecteurs pentés appartenant au matériel sous-jacent. (Localisation Figure IV.1.)

En direction de l'océan, sur les anciens profils de sismique réflexion, le réflecteur S se prolonge et se confond avec le toit du substratum du domaine transitionnel (le réflecteur MS). Les caractéristiques sismiques du matériel sous-jacent au réflecteur S et les relations géométriques entre le réflecteur S et le Moho continental ne sont pas distinctes. Sur les nouveaux profils de sismique réflexion (NORGASIS), le réflecteur S est le toit d'une couche litée qui se biseaute au pied du domaine transitionnel (*Fig. IV.5., IV.7. et IV.8.*).

Les relations géométriques entre le Moho et les réflexions internes observées sous le réflecteur S sont variables (*Fig. IV.8.*). Le profil NORGASIS 23 montre que les réflecteurs de la couche litée sont tronqués par ou reposent sur le réflecteur M (*Fig. IV.5. et IV.8.a.*). Le profil NORGASIS 21 montre que les réflecteurs de la couche litée convergent vers la jonction entre le réflecteur M et le réflecteur S (*Fig. IV.5. et IV.8.b.*).

Les relations géométriques entre le Moho, le réflecteur S et le réflecteur MS sont légèrement variables. Le réflecteur MS se situe dans le prolongement de la jonction du réflecteur S et du prolongement du réflecteur M (la couche litée se biseaute). Cette jonction, qui matérialise la remontée du Moho, s'effectue avant (*Fig. IV.6.b. et IV.18.*), après (*Fig. IV.17. et IV.16.*), ou bien sous la dernière structure distensive (blocs basculés, horsts, ...).

® En résumé, d'après les données de sismique réflexion, le domaine continental peut être subdivisé en deux parties : **(1)** un domaine non-aminci, limité à la plate-forme continentale (partie I, *Fig. IV.2.*) ; **(2)** un domaine continental aminci (partie II et III, *Fig. IV.2.*), constituée de deux parties. L'amincissement crustal (de 35 km à 10 km d'épaisseur) s'effectue sous la pente continentale (partie II). Les structures distensives sont exclusivement rencontrées à l'extrémité du domaine continental (partie III), au pied de la pente continentale sur une trentaine de kilomètres à l'intérieur du Bassin Armoricaire sous la plaine abyssale. Pour plus de compréhension, nous appellerons ce domaine, le *Neck*. Les principales structures distensives sont, pour le Neck nord armoricain, des blocs basculés (*Fig. IV.6.b.*) et pour le Neck sud armoricain, des panneaux de socle (*Fig. IV.6.c.*). Le réflecteur S est exclusivement observé dans le Neck, où son existence apparaît fortement liée à la présence de blocs continentaux de très faible épaisseur. Le Moho semble rejoindre le réflecteur S au-delà de la pente continentale, révélant ainsi une remontée du manteau. Sur les profils NORGASIS, une fine couche litée énigmatique, entre le réflecteur S et le Moho, a été mise clairement en évidence (*Fig. IV.5., IV.7. et IV.8.*).

Les limites des domaines continentaux aminci et non-aminci présentent deux directions privilégiées, N105 et N135, parallèles à la rupture de pente de la Marge Armoricaire. Le changement de direction s'effectue dans l'axe du point d'inflexion de la Marge Armoricaire, c'est-à-dire au pied du canyon d'Audierne.

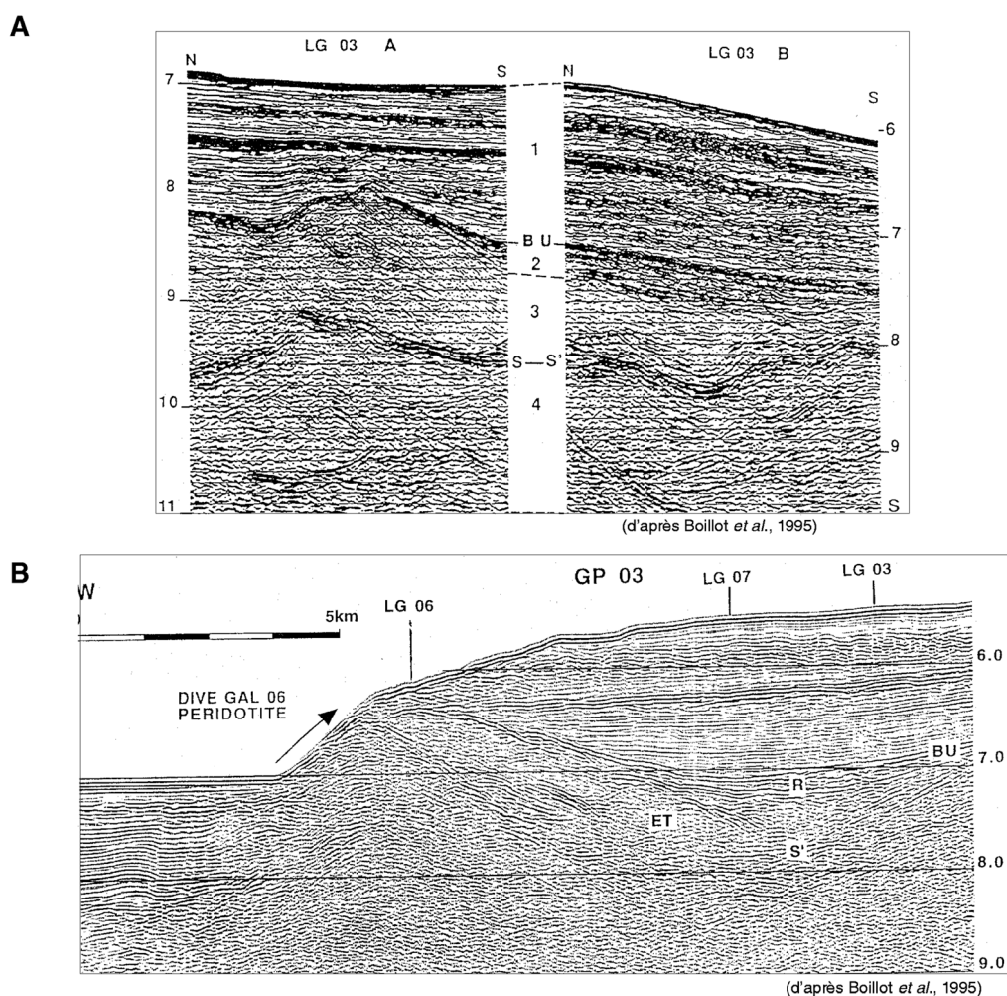


Figure IV.10. :

Analogie de la couche 3B avec les *Enigmatic Terrane* du Banc de Galice.

A : comparaison de la structure crustale dans les segments sud et nord de la marge profonde de Galice. Ce profil (LG03) recoupe le profil GP03 présenté en B.

B : Section du profil migré GP03. Il est recoupé par le profil LG03.

Noter la ressemblance (forme et faciès sismique) des *Enigmatic Terrane* (3) avec la couche 3B du Bassin Américain (Figure IV.9a.) ainsi que leur relation avec la couverture sédimentaire sus-jacente sur le Banc de Galice.

1-2 = Sédiments *post-* et *syn-* rift ; ET = 3 = *Enigmatic Terrane* ; 4 = probablement des péridotites serpentinisées ;

BU : *Break-Up Unconformity* ; R = Sédiments *syn-rift* ; S,S' = contact tectonique entre les péridotites serpentinisées et le matériel continental.

A.II.2. Le domaine transitionnel

Le domaine transitionnel se caractérise par l'absence de structure distensive crustale et la présence d'un horizon qui fût anciennement associé au réflecteur S (Barbier *et al.*, 1986). Nous avons choisi d'appeler ce réflecteur, situé dans le prolongement du réflecteur S et/ou du Moho, le réflecteur MS. Sous ce réflecteur MS, le matériel présente un faciès sismique différent de celui d'une C.C.I. litée. Sa partie superficielle comporte des réflecteurs fortement inclinés, visible au 0,5 à 1 std de profondeur et tronqués par le réflecteur MS. Le domaine transitionnel se subdivise morphologiquement en deux parties (*Fig. IV.1.*), une partie interne (IV) qui longe le domaine continental (I) et une partie externe (V) qui borde le domaine océanique (VI).

A.II.2.1. La partie interne (partie IV ; Fig. IV.1.)

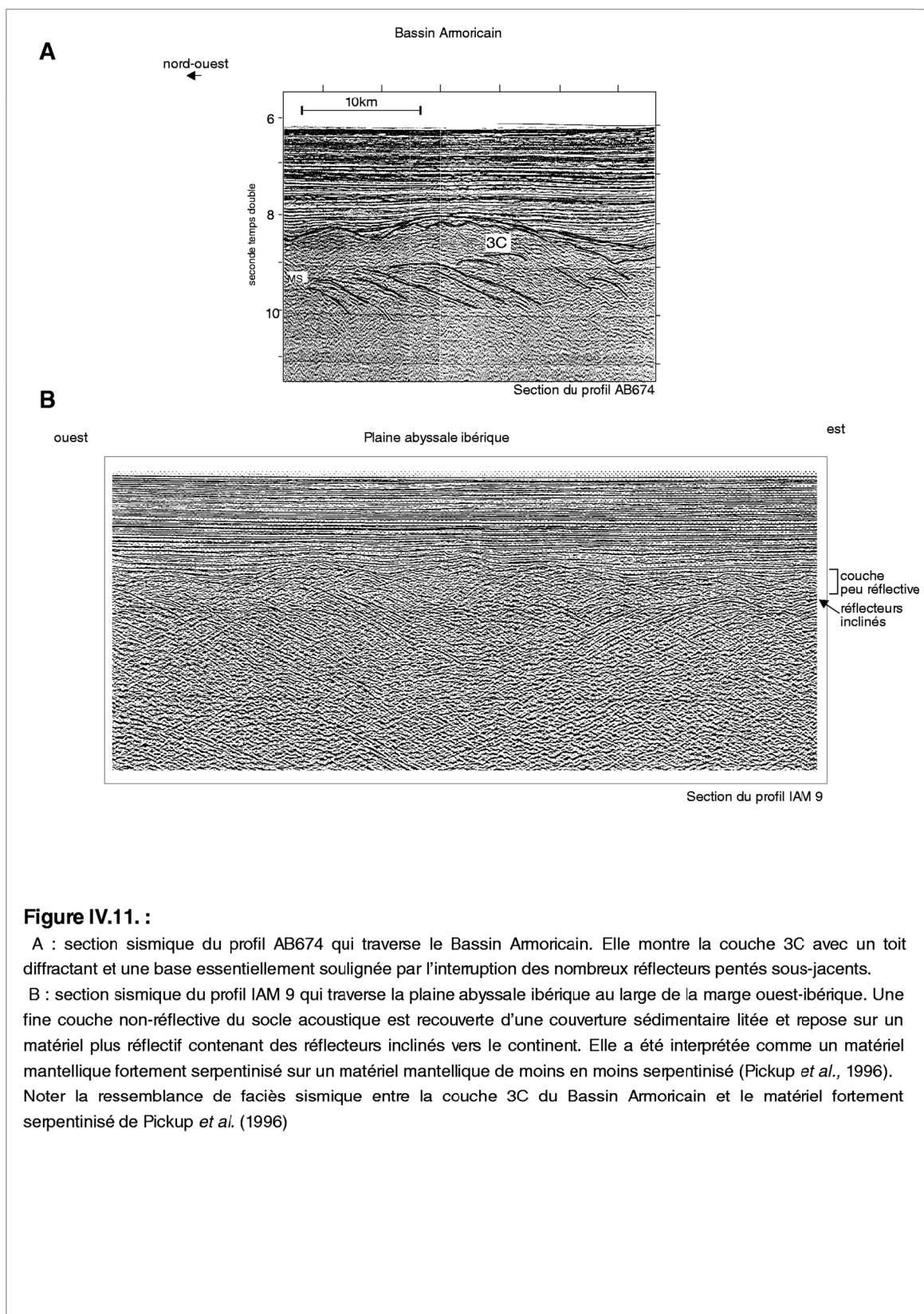
La partie interne du Bassin Armoricaïn (partie IVa et IVb ; *Fig. IV.1.*) se situe au pied du domaine continental sur 40 km de large sous la plaine abyssale. On distingue deux sous-domaines, le domaine occidental et le domaine oriental.

a) La partie interne occidentale (partie IVa ; Fig. IV.1.)

Dans la partie NW du bassin, le réflecteur MS est constitué d'un seul réflecteur ou d'un doublet de réflecteurs continus de très forte amplitude et de basse fréquence (*Fig. IV.9. a, b*). Il est principalement recouvert par une couche sismiquement transparente d'une superficie de 3200 km² (partie IVa ; *Fig. IV.1.*). Cette couche, appelée 3B (Montadert *et al.*, 1971b), se montre en coupe sous la forme de demi-lentille, à base horizontale, allongée et de 0 à 1,5 std d'épaisseur (*Fig. IV.9.a. et b.*). En plan, elle est également allongée en forme de lentille, sans orientation préférentielle (*Fig. IV.1.*). Cette couche ne comporte aucun indice de structuration ou de fracturation interne. Elle est recouverte par les premiers dépôts autochtones *post-rifts* (Unité sismique 3). Aucune figure sédimentaire de type éventail, suggérant un dépôt syn-tectonique, n'a été observée. L'origine de cette couche 3B, discutée dans le chapitre III, est supposée être une couche sédimentaire allochtone, mis en place dans la phase terminale du rifting. Pour remarque, cette couche 3B présente des caractères sismiques comparables à ceux des *Enigmatic Terrane*, décrit par Boillot *et al.* (1995) sur le Banc de Galice (*Fig. IV.10.*).

b) La partie interne orientale (partie IVb ; Fig. IV.1.)

Dans la partie NE du bassin (partie IVb ; *Fig. IV.3.*), le réflecteur MS est parfois discontinu et de faible amplitude, mais il est généralement suggéré par la terminaison en *toplap* de l'ensemble de réflexions inclinées de la couche sous-jacente (*Fig. IV.9.c*). Une couche sismique, appelée couche 3C, s'organise en corps potatoïformes sur le réflecteur MS. Sa surface est un réflecteur, de basse fréquence et de forte amplitude, pouvant être très diffractant et parfois irrégulier. Son faciès sismique est très variable, peu réfléchissant à diffractant (*Fig. IV.9.c*).



Malgré une géométrie et un faciès sismique légèrement différents, les couches 3B et 3C sont relativement semblables par leur position par rapport à la marge, par leurs vitesses de propagation (4,5-5 km/s) et par leur épaisseur variant entre 0 et 3300 m (0-1,5 std). Elle est aussi recouverte par les premiers dépôts autochtones post-rifts. Cette couche 3C est observée exclusivement dans le domaine armoricain oriental, domaine aux caractéristiques géophysiques particulières : la carte des anomalies magnétiques révèle l'existence de corps très fortement magnétiques (*Fig. IV.29.*). Il pourrait exister une relation entre les corps 3C et les anomalies magnétiques.

Par analogie à quelques images sismiques, autres que celles du golfe de Gascogne, la couche 3C peut-être *interprétée* comme étant :

(1) des intrusions basaltiques (Montadert *et al.*, 1971b, 1979b ; Grau *et al.*, 1973). Le faciès sismique diffractant de la couche 3C et la signature magnétique du domaine oriental pourraient refléter des épanchements volcaniques. L'existence de puissantes coulées volcaniques ophitiques (100 m d'épaisseur) dans le sud du Bassin d'Aquitaine (Winnock, 1971 ; Gariel *et al.*, 1997), région située à proximité du Bassin Armoricain oriental, soutiendrait cette hypothèse. Il existerait aussi 2500 m d'épaisseur de roches volcaniques, composées de basaltes, trachytes et spilites dans le Bassin Basco-cantabrique, datées du Crétacé supérieur mais aussi du Crétacé inférieur (Camara, 1997). Si nous admettons cette hypothèse, nous aurions une région volcanique de plus de 5000 km² sur une épaisseur moyenne de 2 km (Ce qui serait trop important pour une marge non-volcanique) ;

(2) un bloc *anté-rift* ou de croûte continentale, individualisé lors de la phase de rifting de la marge (Barbier *et al.*, 1986 ; Barbier, 1986). L'objection principale à cette hypothèse est l'absence de structuration interne dans la couche 3C ainsi que la géométrie particulière de ces corps (*Fig. IV.9.*);

(3) une nature mantellique. La couche 3C présente des caractéristiques sismiques comparables à la couche superficielle du socle acoustique de la plaine abyssale ibérique, qui fût décrite par Pickup *et al.* en 1996 (*Fig. IV.11.*) : Peu réfléchive, elle est extrêmement fine (de 1 à 2,5 km d'épaisseur) et repose sur un socle réfléchif contenant des réflecteurs inclinés vers le continent (Whitmarsh *et al.*, 1990 ; Pickup *et al.*, 1996). Cette géométrie et ce faciès sismique ont été interprétés comme représentatifs d'un matériel mantellique fortement serpentinisé sur un manteau de moins en moins serpentinisé (Whitmarsh *et al.*, 1990 ; Pickup *et al.*, 1996). Par analogie, la couche 3C pourrait s'assimiler à des corps mantelliques serpentinisés reposant sur du manteau peu altéré. Dans ce cas, le réflecteur MS représenterait un front de serpentinsation important ;

(4) une couverture sédimentaire, similaire à la couche 3B du domaine occidental. La différence du faciès sismique entre ces deux couches pourrait s'expliquer par une transformation de la couverture sédimentaire sous l'effet d'une métamorphisation ou d'une contamination par du matériel volcanique ou magmatique.

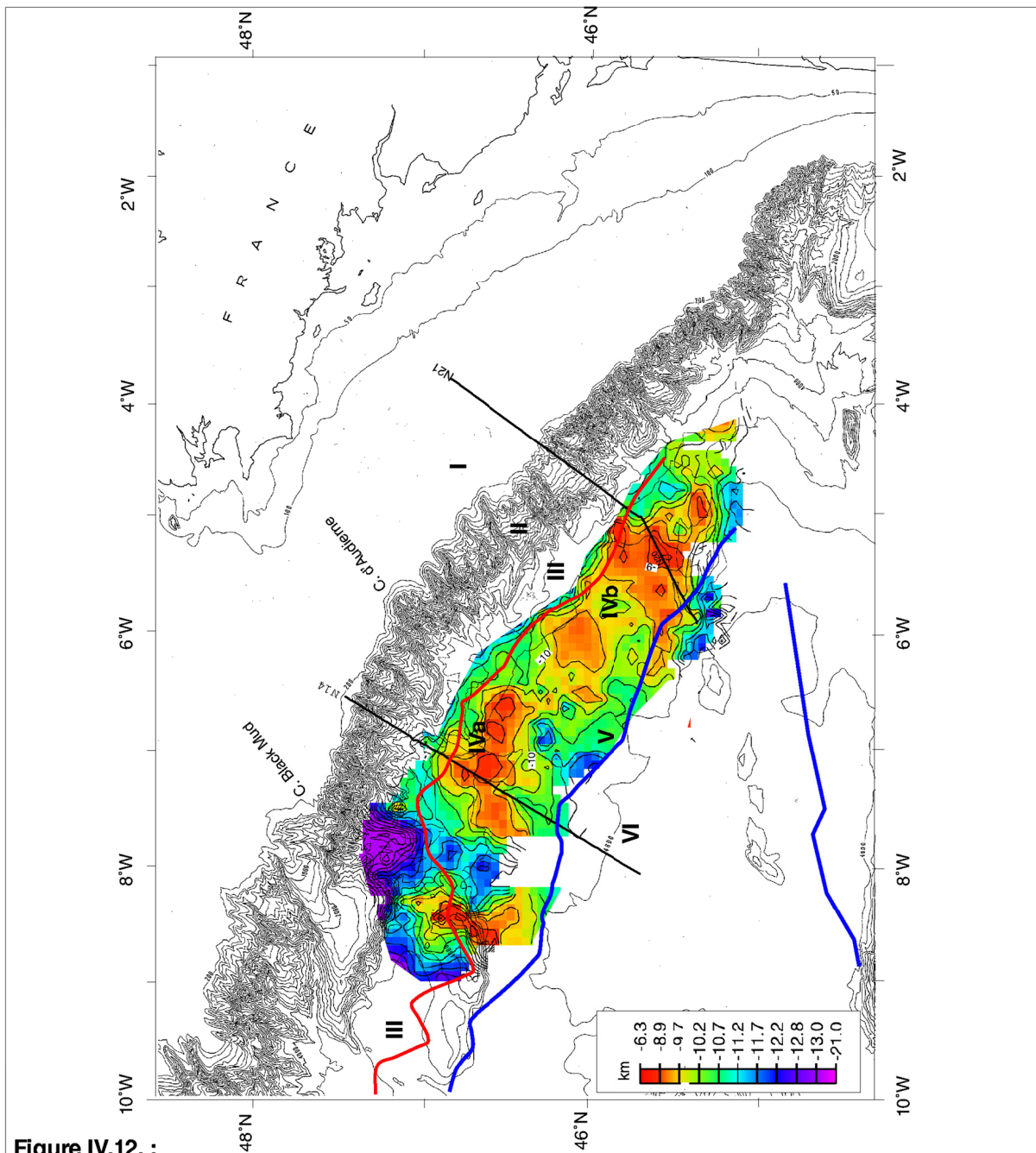


Figure IV.12. :

Carte isobathe en kilomètre du réflecteur MS, qui représente le toit du substratum du domaine transitionnel armoricain (situé entre les lignes bleu et rouge). La topographie de ce substratum comporte de nombreux bombements, séparés les uns des autres par des couloirs profonds et orientés NE-SW dans le bassin et NS à l'extrémité occidentale du bassin. Ces reliefs sont associés à une forte concentration de réflecteurs, en *toplaps* et inclinés dans le sens de la pente. Ces réflecteurs inclinés caractérisent la partie superficielle du substratum du domaine transitionnel. Entre la limite méridionale du Neck (ligne rouge) et le pied de pente continentale, la surface représentée est celle du réflecteur S qui se trouve être dans le prolongement du réflecteur MS. Les limites des différents domaines ont été reportées (I : domaine continental non-aminc ; II : domaine continental aminci ; III : le Neck ; IVa et IVb : domaine transitionnel interne ; V : domaine transitionnel externe ; VI : domaine océanique). La limite océanique est en bleu. La limite du domaine continental est en rouge (limite des blocs continentaux).

c) *Les caractéristiques du réflecteur MS sur l'ensemble du domaine transitionnel armoricain*

D'un point de vue sismique, le réflecteur MS représente donc une surface de troncation de réflecteurs sous-jacents, inclinés et de forte amplitude (*Fig. IV.9.a. et .b.*). Ces réflecteurs inclinés semblent se concentrer et se distribuer de façon radiale en liaison directe avec la topographie du réflecteur MS (*Fig. IV.12.*). Contrairement à la distribution, le pendage des réflecteurs inclinés est constant, indépendant du réflecteur MS. Il faut savoir que le maillage du réseau sismique actuel est trop ample pour affiner l'étude de ces relations géométriques. Ces réflecteurs inclinés pourraient représenter d'importants indices structuraux, de la mise à l'affleurement ou de la remobilisation du matériel sous-jacent au réflecteur MS. Ils pourraient représenter une hétérogénéité dans la composition du matériel sous-jacent au réflecteur MS ou une tectonique liée à la mise en place de ce matériel ou liée à une déformation ultérieure ? Ces réflecteurs inclinés sont comparables à ceux observés dans le socle acoustique de la Plaine Abyssale Ibérique (Pickup *et al.* , 1996).

Le réflecteur MS semble subhorizontal autour de 9 std de profondeur sur l'ensemble des profils ; néanmoins, il peut être localement bombé atteignant 8 std ou en dépression atteignant 9,5 std (*Fig. IV.9.a.*). Afin de visualiser la topographie actuelle de ce réflecteur sous le Bassin Armoricain, une carte des isobathes de cette surface a été réalisée (*Fig. IV.12.*). Sous la partie interne du domaine transitionnel, la topographie du réflecteur MS est bosselée, constituée de hauts et de bas topographiques avec des dénivelés atteignant 1,5 std. Ces bombements sont de grande longueur d'onde et séparés les uns des autres par des couloirs étroits, profonds et orientés NE-SW dans la majeure partie du Bassin Armoricain et N-S à son extrémité occidentale. Ces orientations sont dans la continuité des traits structuraux majeurs rencontrés sur la Marge Nord Gascogne ; le canyon de *Black Mud*, orienté N-S, marque la limite occidentale du Bassin Armoricain et le canyon d'Audierne, orienté NE-SW, souligne le changement d'orientation de la Marge Armoricaine. Le relief de la surface du réflecteur MS est indépendant des structures sus-jacentes, les couches 3B et 3C. La couverture *post-rift*, qui remplit les dépressions préexistantes entre les corps des couche 3B ou 3C, repose en *onlap* sur le socle acoustique. La mise en place de la couche 3B apparaît ainsi antérieure ou contemporaine à la formation de la topographie actuelle du réflecteur MS. Excepté, le bombement situé sous l'escarpement de Trévélyan qui doit sa très faible profondeur à un soulèvement tectonique daté de la phase compressive pyrénéenne et l'approfondissement du réflecteur MS dans la partie externe du Bassin Armoricain Occidental (partie V) qui est aussi l'effet de cette phase compressive tardive (*Fig. III.19. et IV.12.*), la topographie du substratum du Bassin Armoricain paraît aussi indépendante des phases tectoniques ultérieures à sa mise en place. Cette paléomorphologie pourrait représenter un important indice de la mise à l'affleurement du substratum du domaine transitionnel armoricain.

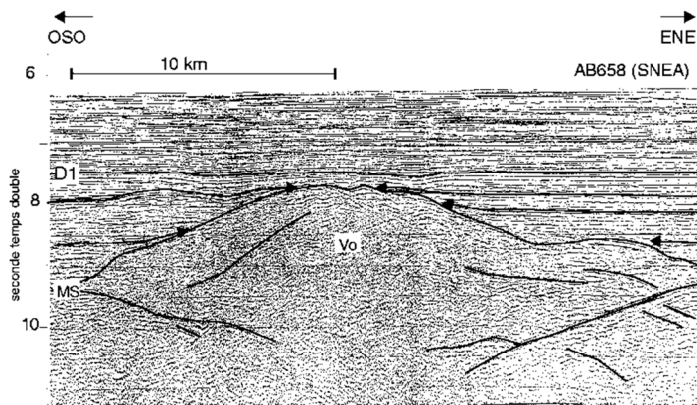


Figure IV.13.a :

Section sommée du profil SNEA AB658 dans la partie externe du domaine intermédiaire (localisation Figure IV.1.). Un corps de faible réflectivité découpe le réflecteur MS. Il se caractérise par une surface plane, certainement érodée, et par des réflecteurs profonds inclinés vers sa partie interne. D1= Discordance Éocène.

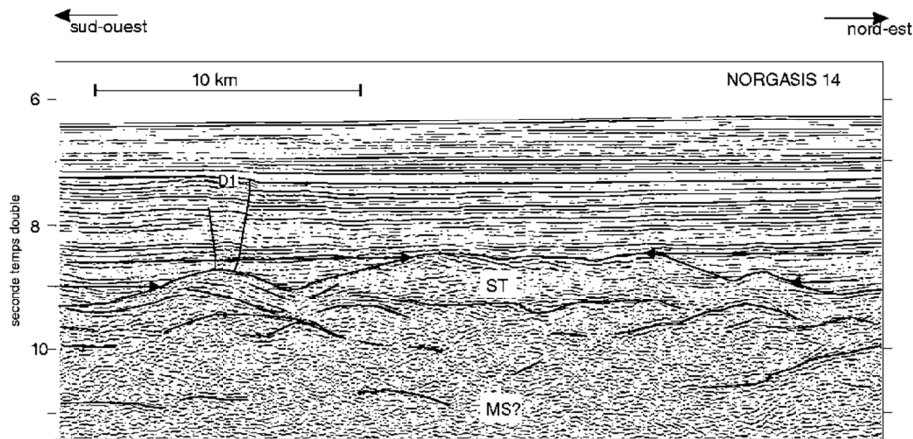


Figure IV.13.b. :

Section migrée (à la vitesse de l'eau) du Profil NORGASIS 14 (localisation Figure IV.1.). Une séquence sismique chaotique, appelé ST, caractérise la zone externe du domaine intermédiaire. Les sédiments sont en *onlap* sur le corps ST (flèche).

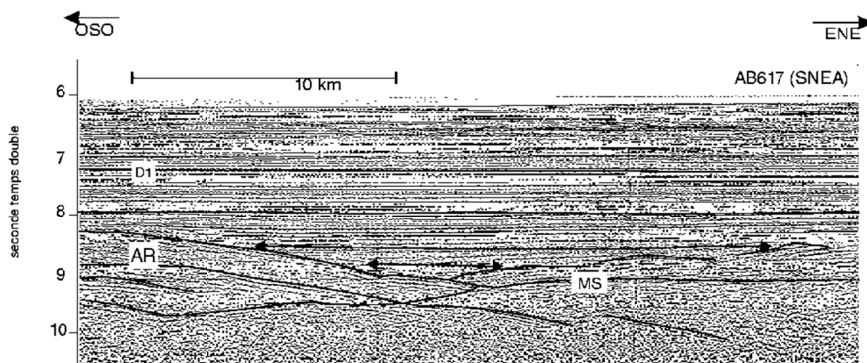


Figure IV.13.c. :

Section sommée du profil SNEA AA617 (Localisation Figure IV.1.) dans la zone externe du domaine intermédiaire. Les sédiments reposent en *onlap* (flèches) directement sur le réflecteur MS.

A.II.2.2. La partie externe (partie V)

La partie externe (partie V ; *Fig. IV.3.*) se caractérise par une couverture sédimentaire plus épaisse et par un socle acoustique plus profond que celui des domaines adjacents (9 à 10 std). Dans le chapitre III (*Fig. III.19.*), nous avons vu que la géométrie des séries sédimentaires (Unités 3 à 1) suggère que l'approfondissement est une conséquence de la convergence Ibérie/Europe. La partie externe se caractérise aussi par une grande variété des structures profondes. On y observe (*Fig. IV.13. a, b et c*) :

(a) des corps de forme conique, avec un large sommet horizontal qui semble avoir subi une érosion anté-éocène (*Fig. IV.13.a.*). Ces corps, appelés Vo (*Fig. IV.3.*), présentent un caractère acoustique diffus et une absence d'organisation interne. Sur les bords de ces corps, le réflecteur MS s'approfondit fortement vers le centre de la structure conique. Cet approfondissement ne semble pas être dû à un effet de *pull-down*. Nous interprétons ces structures comme des corps volcaniques. L'érosion de leur sommet est antérieure à la phase compressive éocène et au dépôt de la première série *post-rift* (Unité sismique 3). Cette érosion anté-albienne sous-entend une faible profondeur d'eau de l'espace du Bassin Armoricaïn. Elle ne s'observe que sur ces hauts de socle, situés sur l'extrémité du Bassin, à proximité de la bordure du domaine océanique. Trois corps coniques se situent aux environs de l'axe du canyon d'Audierne, entre la partie occidentale et la partie orientale du Bassin Armoricaïn (*Fig. IV.3.*). Un corps conique est observé sur la bordure occidentale de la partie interne occidentale, entre le Bassin Armoricaïn et la Terrasse de Mériadzek (*Fig. IV.3.*).

(b) Trois rides parallèles entre elles, allongées selon une direction N115, se situent dans la partie orientale du domaine externe du Bassin Armoricaïn (Rb, Ra, Rg sur la *Fig. IV.3.*). Ces structures, légèrement obliques à la marge SE armoricaine, se trouvent à proximité du domaine océanique.

Ces rides semblent être, de part leur localisation géographique et leur faciès sismique, de nature océanique ;

(c) quelques corps, appelés AR (*Fig. IV.3., IV.13.c. et IV.14.*), qui sont définis par une structuration interne particulière : Ils sont constitués de réflecteurs relativement réfléchissants, subparallèles et inclinés vers le domaine continental. Ces corps, rares et observés uniquement dans le domaine transitionnel occidental, sont comparables aux blocs *anté-rifts* détachés de la Marge des Entrées de la Manche et présents dans le Bassin Celtique Profond et au pied de l'escarpement de Mériadzek (*Fig. IV.14.*) ;

(d) des corps de forme hétérogène, appelés ST. Ils ont une épaisseur d'environ 0,2 std et sont situés entre la couverture sédimentaire et le réflecteur MS (*Fig. IV.3. et IV.13.b.*). D'aspect relativement chaotique, ils se composent de réflecteurs discontinus, de très forte amplitude et de basse fréquence. Le toit de ces corps est défini par l'interruption des réflecteurs sismiques de la couche sus-jacente. Ni la base, ni le réflecteur MS n'a été reconnu. Du fait de leur expansion latérale diffuse ou inférieure à la taille de la maille du réseau sismique, nous n'avons pas eu la possibilité de cartographier précisément ce faciès.

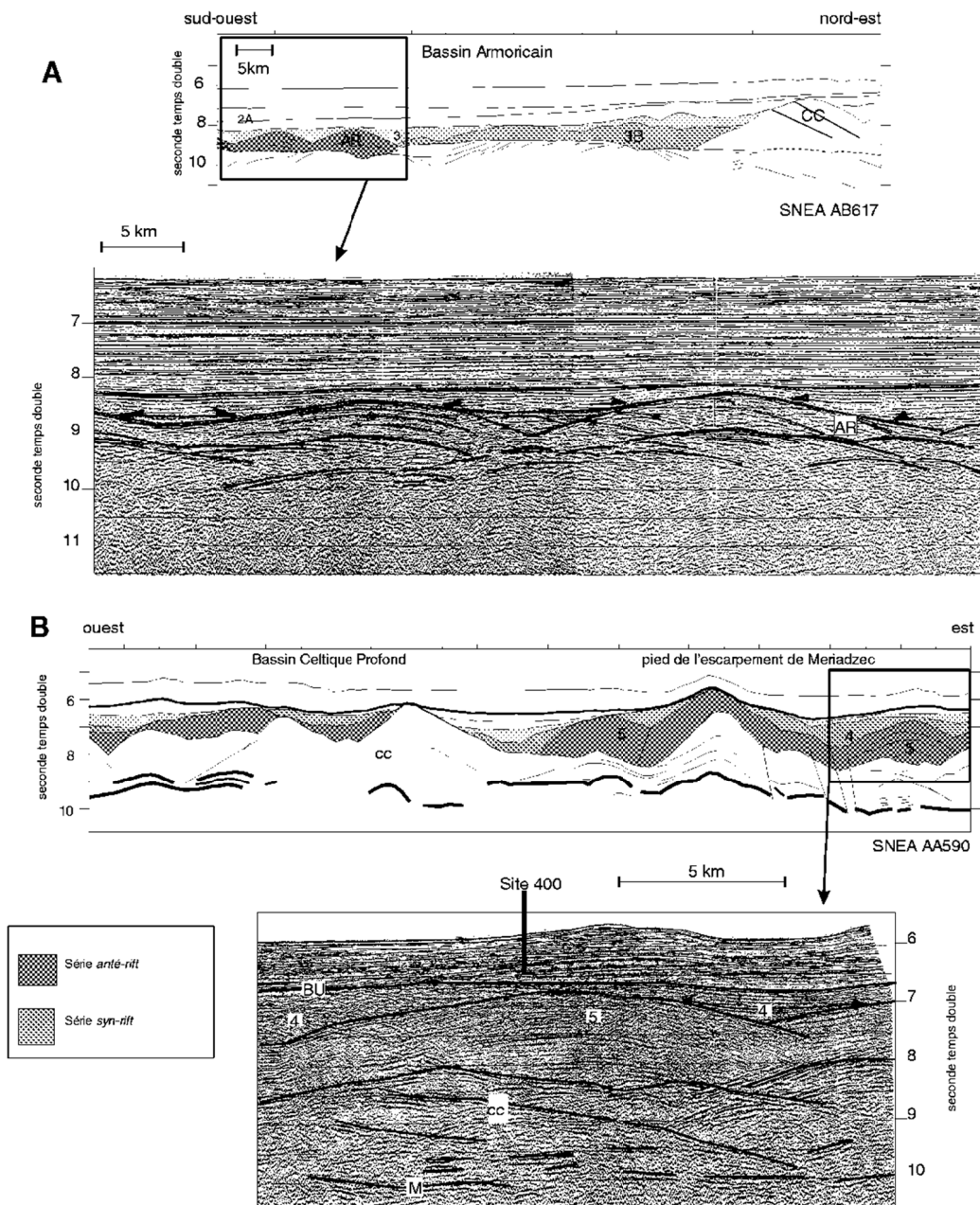


Figure IV.14. :

Analogie des corps, appelés AR et observés dans le Bassin Armoricain, avec les blocs de sédiments *anté-rifts* du domaine des Entrées de la Manche.

A : Coupe interprétative et section sismique du profil AB617, orientées NE-SO et perpendiculaires à la Marge Américaine. Les blocs AR présentent des réflecteurs acoustiques internes et reposent sur le réflecteur MS. Ils sont observés sur l'extrémité méridionale du domaine interne transitionnel armoricain (IVa, Figure IV.2.).

B : Coupe interprétative et section sismique du profil AA590, orientées EO et parallèles à la Marge des Entrées de la Manche. Les sédiments *anté-rift* (5) reposent sur une croûte continentale comportant de nombreuses et complexes réflexions. Ils sont recouverts par la formation 4, non-atteinte par le forage 400 du Leg 48.

Noter la ressemblance du faciès sismique entre les corps AR et les blocs de sédiments *anté-rift* (5).

Ils semblent, toutefois, exister dans toute la partie externe du domaine transitionnel. L'image de ces corps informes se rapprocherait plutôt de celle d'épanchements volcaniques ou de séries volcano-sédimentaires ;

(e) Entre les corps décrits précédemment, une épaisse couverture sédimentaire repose directement sur le réflecteur MS (*Fig. IV.13.c.*). Les réflecteurs de la série sédimentaire, horizontaux, suggèrent un environnement de dépôt tectoniquement et sédimentairement calme. Le réflecteur MS, de très forte amplitude et parfaitement continu, tronque les nombreux réflecteurs inclinés qui caractérisent la partie superficielle du substratum.

® Globalement, le domaine transitionnel se caractérise par l'absence de croûte continentale et de croûte océanique. Le substratum est peu profond, subhorizontal et comporte une paléotopographie et des réflecteurs inclinés et tronqués, dans sa partie superficielle. On peut noter une différence de faciès sismique du réflecteur MS (toit du substratum) entre la partie occidentale (IVa) et orientale (IVb) du Bassin Armoricaire (*Fig. IV.1.*). La partie interne du domaine transitionnel se caractérise par un réflecteur MS de forte amplitude et continu, directement recouvert par des sédiments lités déposés sur et entre les corps de la couche 3B et les corps énigmatiques de l'unité 3C. Si nous favorisons fortement une nature sédimentaire pour la couche 3B et pour les corps AR, nous ne pouvons définir précisément la nature de la couche 3C. La partie externe du domaine transitionnel se caractérise par l'absence des couches 3B et 3C, par l'importante quantité de substratum recouvert directement de sédiments et par la présence de corps volcaniques. La différence de profondeur du socle acoustique de la partie externe avec celui de la partie interne est principalement due à une phase tectonique compressive ultérieure à sa mise en place.

A.II.3. Le domaine océanique

Le domaine océanique (partie VI) se caractérise par un socle acoustique moins profond que celui des zones externe et interne du domaine transitionnel (*Fig. IV.3.*). Il est situé entre 8,5 et 9 std de profondeur. La surface du socle acoustique, diffractante et irrégulière (*Fig. IV.2.a* et *IV.15.a.*), est similaire à celle d'une croûte océanique. Ce socle océanique est constitué de reliefs de 0,5 à 1 std, et de 20 à 30 km de longueur d'onde.

La limite du domaine typiquement océanique se caractérise par une diminution de la profondeur du socle océanique, par la présence de réflecteurs superficiels pentés vers le continent appartenant à la croûte océanique (réflecteurs Rc ; *Fig. IV.15.b.*) et par la présence de réflecteurs internes et profonds pentés vers l'océan (réflecteurs Ro ; *Fig. IV.15.b.*). Ces derniers pourraient appartenir à la même famille de réflecteurs observés dans le domaine transitionnel sous le réflecteur MS (*Fig. IV.15.b.*). La limite septentrionale du domaine océanique borde le Bassin Armoricaire selon une direction N100-N105 qui correspond à celle de la Marge Nord Armoricaire. Il borde le flanc SW du Dôme Gascogne selon une direction N115 et N 140, légèrement oblique à la Marge Sud Armoricaire (partie VI ; *Fig. IV.3.*). Le changement de direction s'effectue dans le prolongement du changement de direction de la Marge Armoricaire et du Bassin Armoricaire.

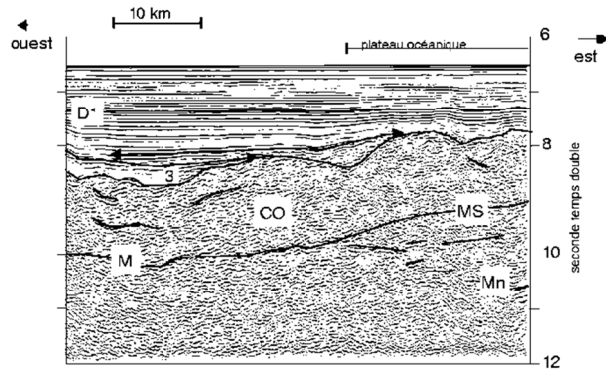


Figure IV.15.a. :

Profil NORGASIS 15, orienté EW (migré à la vitesse de l'eau) : La croute océanique a une épaisseur de 5 km environ ; le Moho (M) se situe vers 10 std. La diminution de profondeur du socle océanique vers l'Est s'associe avec la présence d'un corps sous-plaqué (entre le réflecteur MS et le réflecteur Mn). L'âge du plateau océanique (Fig. IV.3.) est indiqué par l'absence du premier dépôt post-rift (unité sismique 3).

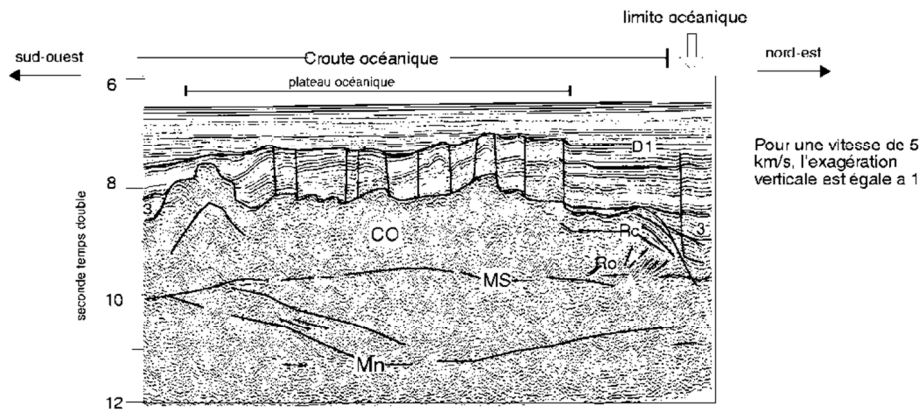


Figure IV.15.b. :

Section migrée du profil NORGASIS 14 : image sismique du plateau océanique. Le Moho, base de la croute océanique, se situe vers 10 std. Une couche profonde, observée sous tout le domaine transitionnel (Figure IV.2.a.), se biseaute sous le Moho du plateau océanique.

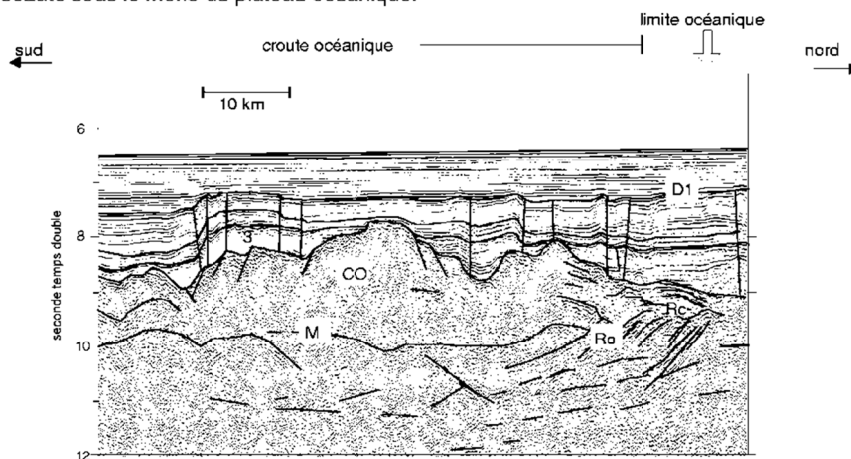


Figure IV.15.c. :

Section migrée du Profil NORGASIS 11. La limite du domaine océanique est soulignée par une variation de profondeur importante du socle et par la présence de réflecteurs tels que les réflecteurs (Rc) superficiels pentés vers le continent et les réflecteurs (Ro) pentés vers l'océan. La base de la croute océanique est indiquée par le réflecteur M. L'existence d'un corps sous-plaqué n'a pas été mise en évidence distinctement.

Sur l'extrémité nord du domaine océanique, la Ride Nord Gascogne, définie dans les années 70 sur le profil OC17, ne se matérialise pas comme une ride de socle étroite (Bacon *et al.*, 1969 ; Grau *et al.*, 1973 ; Montadert *et al.*, 1974 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982), mais plutôt comme un plateau de 60 km de large sur une centaine de kilomètres de long, situé à 8 std de profondeur (partie VI ; *Fig. IV.3. et IV.15.*). Ce plateau est allongé selon une direction N105. Il comprend de petites dépressions et des pointements de socle isolés ; C'est un de ces hauts de socle, associé à la forte anomalie négative linéaire le long du Bassin Armoricaïn, qui a suggéré (à tort) l'existence de la Ride Nord Gascogne.

Sous ce plateau, la base de la croûte se situe vers 10 std, lui donnant une épaisseur normale de 5 à 7 km environ. La base de la croûte est soulignée par un réflecteur sismique, appelé MS et interprété comme la limite croûte/manteau. Au-dessous, un horizon, appelé Mn, est interprété comme étant le toit du manteau normal. Ces distinctions entre le réflecteur MS et le réflecteur Mn sont basées sur l'étude des données de réfraction NORGASIS, que nous présenterons ultérieurement (*cf.* : *Chap. IV.A.III.*). La couche entre les réflecteurs MS et Mn est isopaque sous le domaine transitionnel du Bassin Armoricaïn (1 std d'épaisseur) et se biseaute sous le plateau océanique (*Fig. IV.15.a. et b.*). Cette terminaison coïncide avec la bordure méridionale du plateau océanique.

La présence de la couche profonde est-elle une cause ou une conséquence du plateau océanique ? La faible épaisseur de la couverture anté-éocène et l'absence de la formation albo-cénomanienne (*Fig. III.26.*) suggèrent que le plateau océanique avait déjà une influence sur le dépôt des premiers sédiments de la croûte océanique, les *Black Shales*. Le plateau océanique n'est donc pas une structure créée lors de la phase compressive pyrénéenne. Cependant, il aurait été réactivé lors de cette phase récente (*Fig. III.18.*). Si l'on se réfère aux caractéristiques sismiques, le corps situé entre le réflecteur MS et Mn sous le plateau océanique a des vitesses sismiques de 7,2-7,5 km/s, lui conférant une densité plus faible que celle d'un manteau normal (ces caractéristiques seront présentées et discutées dans le chapitre IV.A.III.). L'existence du plateau océanique, contemporain à l'accrétion océanique, serait donc principalement liée à un réajustement isostatique, induit par la présence d'un corps sous-plaqué de plus faible densité sous la croûte océanique.

® Le substratum de ce domaine a toutes les caractéristiques d'une croûte océanique typique. Son faciès sismique, son épaisseur et sa signature magnétique le confirment. La Ride Nord Gascogne, définie dans les années 70, n'existe pas. Par contre un large plateau océanique borde le Bassin Armoricaïn. Toutefois, nous suggérons l'existence d'une couche profonde sous la base de la croûte océanique, en relation semble-t-il avec la très faible profondeur du plateau océanique.

Les informations sur la géométrie et l'agencement des structures profondes du domaine armoricaïn ont été apportées grâce aux données de sismique réflexion. Interpréter ces structures en termes de nature géologique nécessite de connaître leur signature gravimétrique et magnétique, ainsi que les vitesses de propagation. Nous présentons, ici, les derniers résultats d'études effectuées sur les nouvelles données de réfraction NORGASIS, sur les anomalies de gravimétrie à l'air libre, sur la signature magnétique, ainsi que sur les reconstructions cinématiques effectuées sur le domaine armoricaïn.

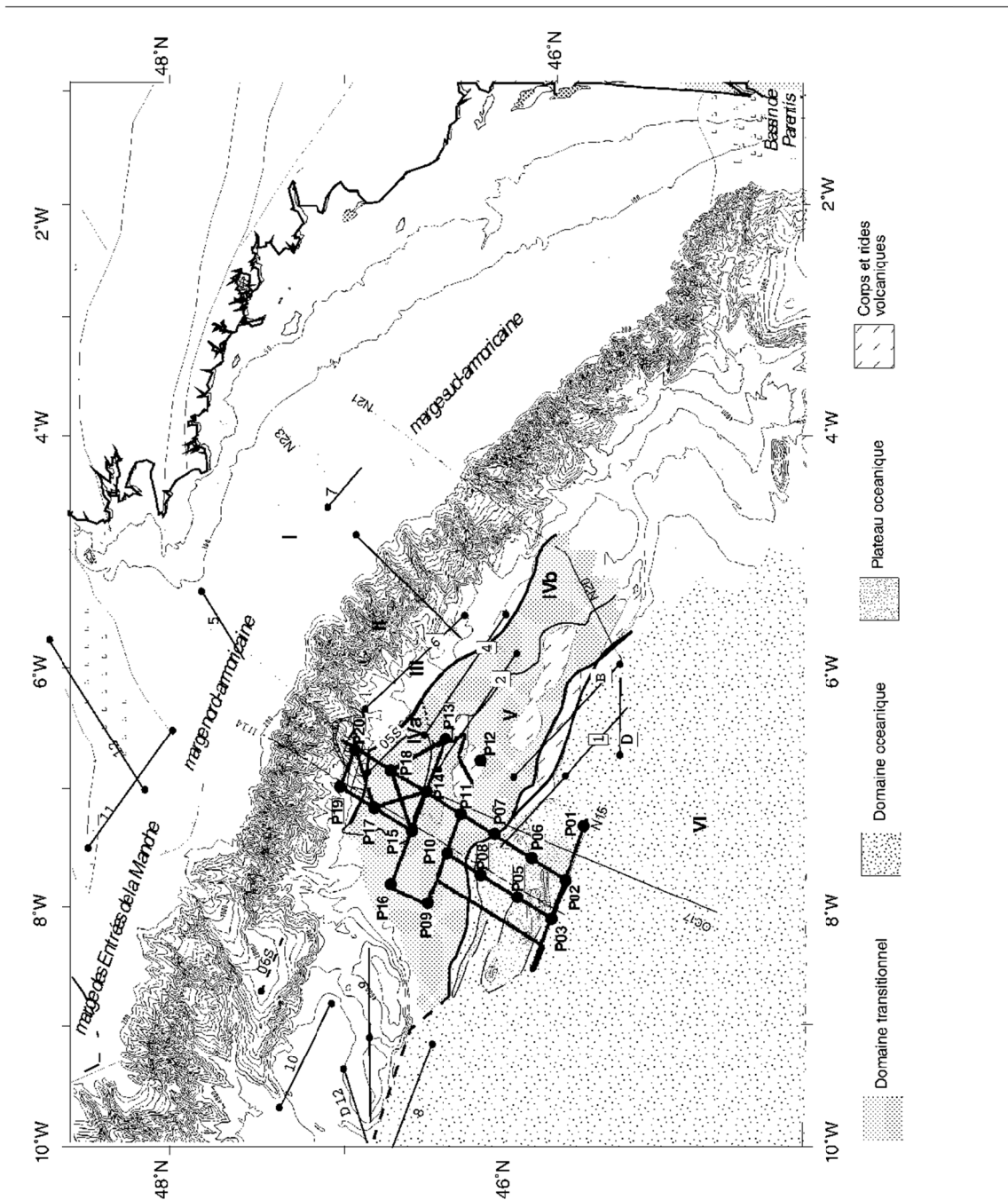


Figure IV.16. :

Positionnement des nouveaux profils de sismique réfraction NORGASIS (1994) et des profils de sismique réfraction des campagnes antérieures, sur le schéma structural simplifié de la figure IV.3.

En trait gras : Réseau des 20 géophones de fond sous-marin (Ocean Bottom Seismogram), de la campagne NORGASIS. Les OBS sont numérotés de P01 à P20.

En trait fin et numérotés, les profils de sismiques réfraction de la campagne MARGAS (1976), d'après Avedik et Howard (1979).

Le profil OC17 et les profils de sismique réflexion NORGASIS 14 (Figure IV.2.), 21 (Figure IV.7.), 23 (Figure IV.5.), 15 (Figure IV.15.a.), ont été reportés.

A.III. Apports des données de sismique réfraction sur la compréhension des structures du domaine armoricain

Les données de réfraction, acquises lors de la campagne NORGASIS à l'aide d'un réseau de 20 géophones de fond de mer (OBS), ont permis de connaître le squelette sismique du Bassin Armoricaire occidental et de la Marge Nord Armoricaire (*Fig. IV.16.*). La distribution verticale des vitesses sismiques a été modélisée par L. Matias, en collaboration avec A. Hirn et F. Avedik. Les modèles de réfraction (*Ray tracing*) ont été réalisés le long de trois profils de sismique réflexion : NORGASIS 14, NORGASIS 15 et OC17. Les profils perpendiculaires (NORGASIS 14 et OC17) ont été utilisés pour visualiser la géométrie des structures sismiques par l'étude des temps d'arrivées (*Fig. IV.16.*) ; cette dernière étant déjà fortement contrainte, pour la couverture sédimentaire et le socle acoustique, par l'interprétation des profils de sismique réflexion. Ces travaux ont été complétés par une importante analyse sur les amplitudes des arrivées sismiques le long de profils parallèles à la marge. L'observation des amplitudes et la modélisation de synthétiques, qui ont été facilitées par une faible variation de la géométrie sur les profils parallèles à la marge, ont permis de bien contraindre les vitesses de propagation ainsi que leurs gradients. Le couplage entre la sismique réflexion verticale et la sismique réfraction s'est donc révélé être un outil puissant.

Pour le domaine oriental du Bassin Armoricaire, nous avons à notre disposition les profils de réfraction de la campagne MARGAS (1976), effectuée dans les années 70-80 (*Fig. IV.16.*). À partir de quelques profils de réfraction parallèles à la Marge Sud Armoricaire, Avedik et Howard ont construit en 1979 une structure sismique synthétique perpendiculaire à la marge à partir de logs de sismique réfraction. Ce modèle, non publié, n'a pas été contraint par la géométrie profonde du bassin et de la marge (inconnue dans les années 70-80).

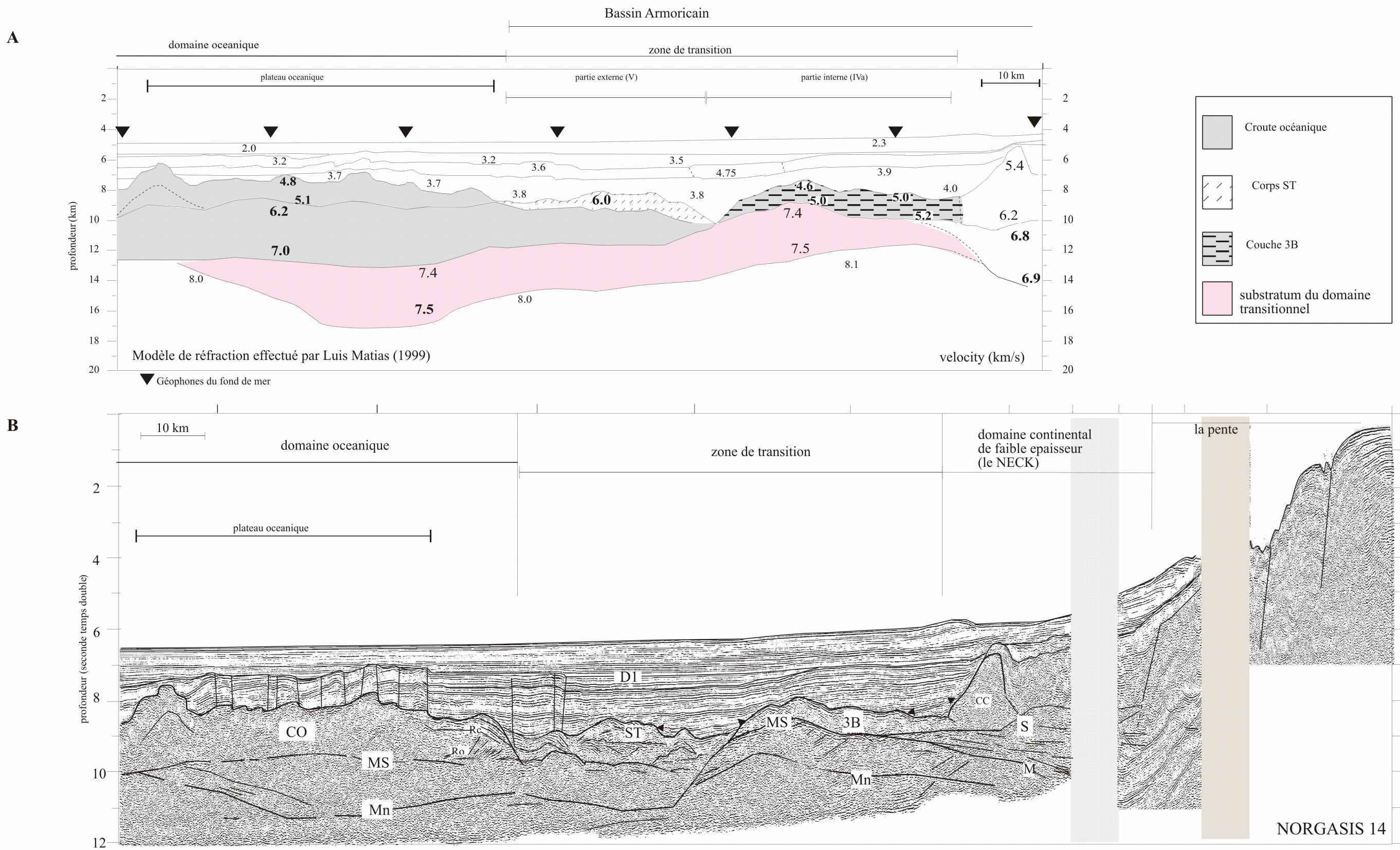


Figure IV.17. :
 Modèle préliminaire de réfraction sismique (A), en kilomètre, à travers le Bassin Armoricaïn occidental dont la géométrie a été contrainte par les données de sismique réflexion (B). Ce modèle de vitesse confirme l'existence des domaines continental, transitionnel et océanique. Les frontières entre des domaines sont encore mal définies (entre la couche 3B et le horst de la croûte continentale supérieure en particulier).
 Au pied de la pente continentale, le Neck se compose d'une croûte continentale supérieure de faible épaisseur sous forme de horst (5,4-6,0 km/s) et d'une couche litée de faible épaisseur (6,8-6,9 km/s). Le réflecteur S coïncide avec un saut de vitesse.
 Au pied du Neck, la couche 3B comporte un gradient sismique (4,6 à 5,2 km/s). Elle repose directement sur une couche de vitesse (7,4-7,5 km/s) inférieure à celle du manteau normal sous-jacent. De forte impédance, le réflecteur MS reflète le saut de vitesse qui existe entre la couche 3B et le matériel sous-jacent à 7,4-7,5 km/s.
 La partie externe du domaine transitionnel est ici très particulière. Les corps ST, interprétés comme des corps extrusifs ou volcano-sédimentaires, ont des vitesses importantes de 6 km/s. Ils reposent sur un matériel dont la structure sismique est le prolongement de la couche 3 océanique (6,2-7 km/s).
 La couche sismique de 7,4-7,5 km/s a une épaisseur de 3 km en moyenne. Elle se biseaute sous le plateau océanique (Figure IV.16.). La présence de cette couche, de plus faible densité que celle du manteau normal, coïncide avec l'existence d'un haut de socle océanique. Noter que ce plateau est une croûte océanique d'épaisseur normale, peu profonde et recouverte d'une fine couverture sédimentaire.

A.III.1. Présentation des modèles de réfraction du domaine armoricain

A.III.1.1. Structure sismique du domaine nord-armoricain, présentation des nouvelles données de la campagne Norgasis

N'étant pas l'auteur des travaux effectués sur les données de réfraction, je ne présenterai ni les méthodes de travail ni le traitement des données de sismique réfraction NORGASIS mais uniquement les principales caractéristiques des modèles préliminaires de réfraction couplés étroitement aux et contraints géométriquement par les profils de sismique réflexion que j'ai traités et migrés.

Sous des vitesses de 2 à 4 km/s caractérisant la couverture sédimentaire, la structure sismique profonde se subdivise, du nord au sud, en trois domaines : (1) continental, (2) transitionnel interne et externe et (3) océanique (*Fig. IV.17.*):

(1) Au pied de la pente continentale (*Fig. IV.17. et IV.18.*), se trouve une structure en horst de 5,4 à 6,2 km/s sur 5 km d'épaisseur au maximum. Son faciès sismique, son agencement structural et ses vitesses sismiques lui confèrent une nature de croûte continentale supérieure. La base de cette croûte, soulignée en sismique réflexion par le réflecteur S, est marquée par un saut de vitesse important. Il se situe entre la croûte supérieure avec des vitesses inférieures à 6,2 km/s et une couche inférieure de 6,7-6,9 km/s. Cette dernière, de faible épaisseur (5 km), a des vitesses comparables à celle d'une croûte continentale inférieure (*Fig. IV.17. et IV.18.*). Dans le cas particulier du profil NORGASIS 14 (*Fig. IV.17. et IV.18.*), la couche litée observée sous le réflecteur S se biseaute en direction de l'océan au large de la dernière structure continentale (un horst).

(2) Au Sud, le domaine transitionnel se caractérise par l'existence d'une couche sismique définie par des vitesses de 7,4-7,5 km/s et observée sous tout le Bassin Armoricain, du domaine continental aminci jusque sous le domaine océanique (*Fig. IV.17. et IV.18.*). Cette couche d'épaisseur relativement constante (entre 3 et 4 km) dans tout le domaine transitionnel, repose sur un matériel à 8 km/s, vitesse caractéristique du manteau supérieur normal. Le toit du matériel à 8 km/s coïnciderait avec un horizon discontinu, de faible amplitude et appelé Mn.

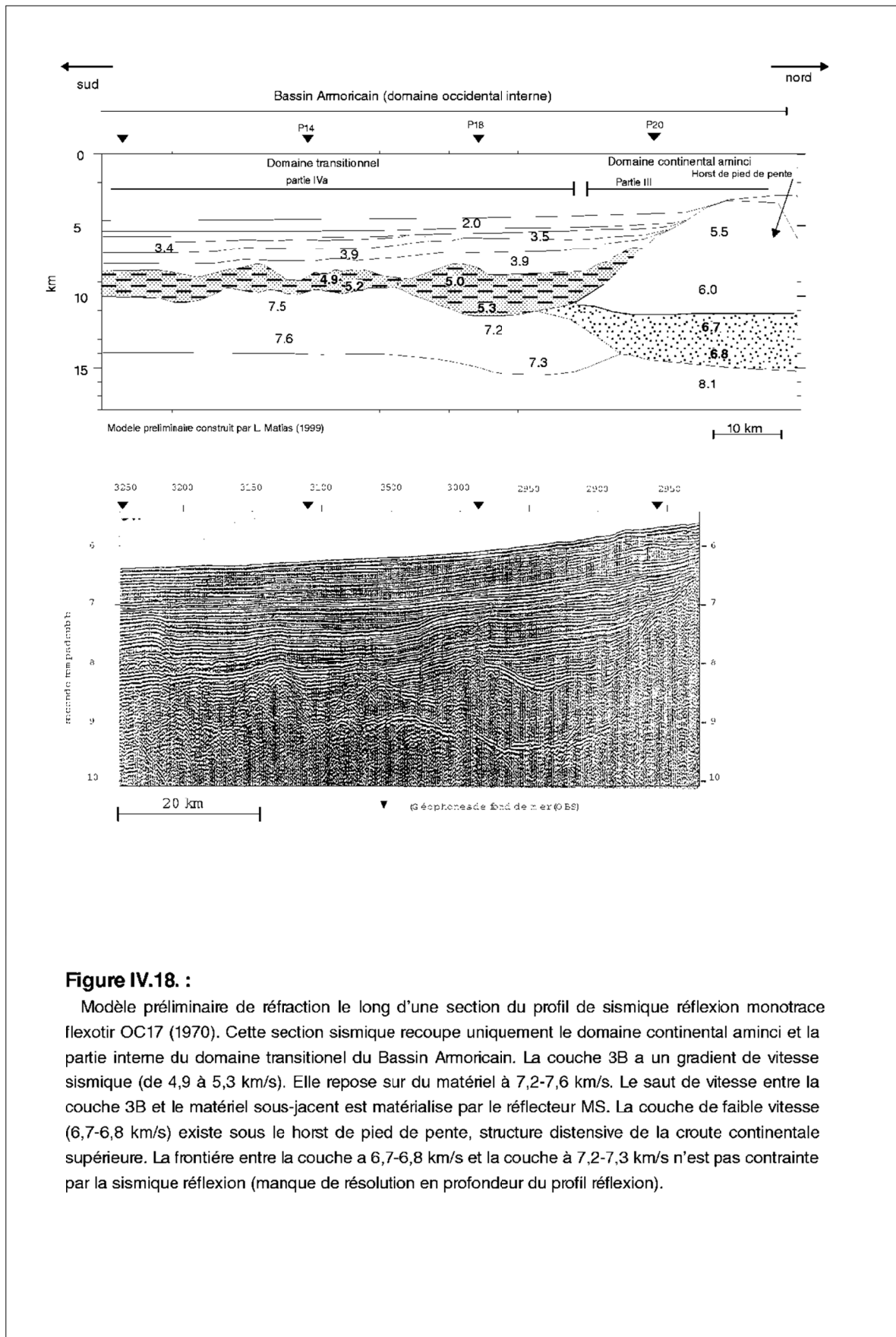


Figure IV.18. :

Modèle préliminaire de réfraction le long d'une section du profil de sismique réflexion monotrace flexotir OC17 (1970). Cette section sismique recoupe uniquement le domaine continental armincien et la partie interne du domaine transitionnel du Bassin Armoricain. La couche 3B a un gradient de vitesse sismique (de 4,9 à 5,3 km/s). Elle repose sur du matériel à 7,2-7,6 km/s. Le saut de vitesse entre la couche 3B et le matériel sous-jacent est matérialisé par le réflecteur MS. La couche de faible vitesse (6,7-6,8 km/s) existe sous le horst de pied de pente, structure distensive de la croûte continentale supérieure. La frontière entre la couche à 6,7-6,8 km/s et la couche à 7,2-7,3 km/s n'est pas contrainte par la sismique réflexion (manque de résolution en profondeur du profil réflexion).

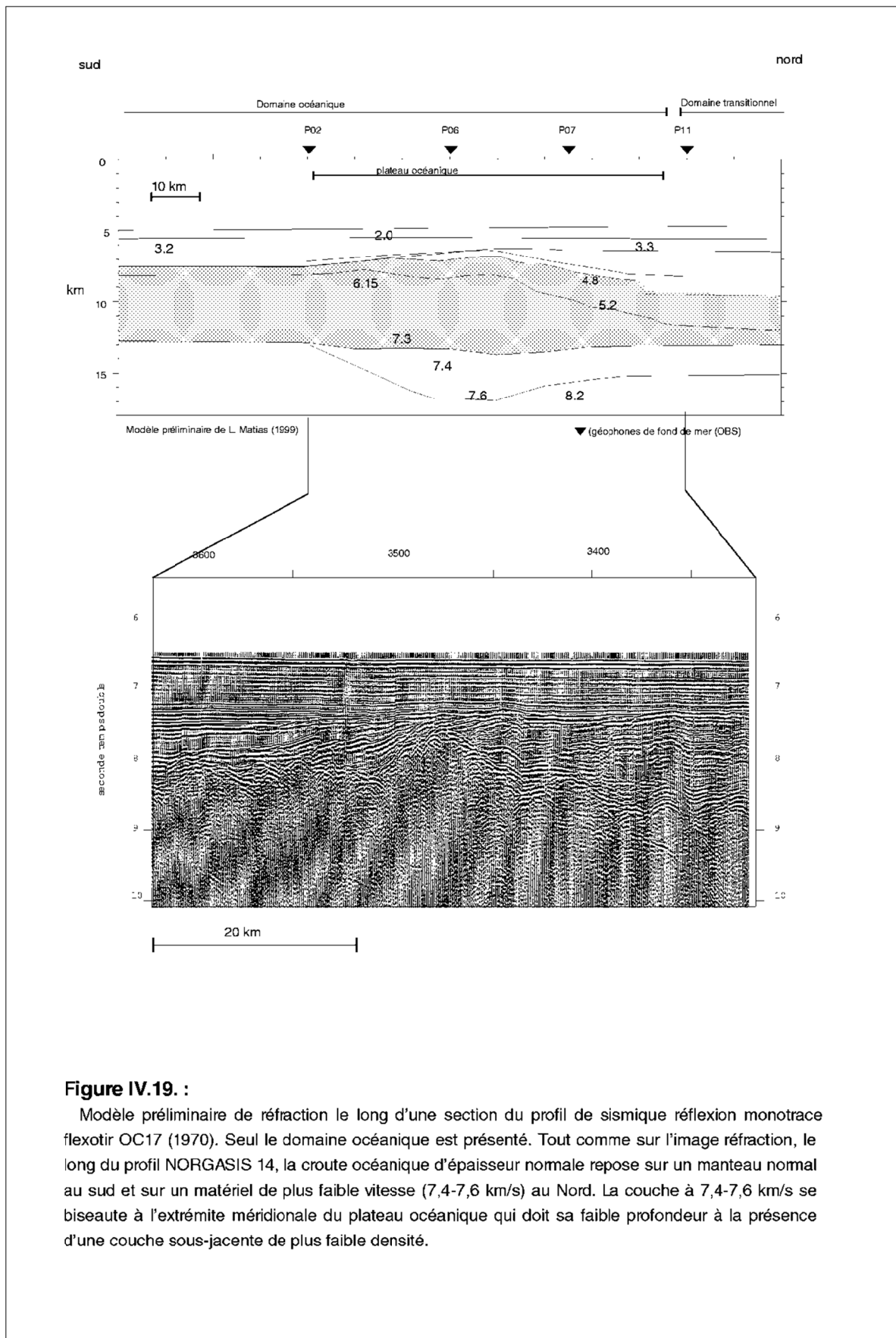


Figure IV.19. :

Modèle préliminaire de réfraction le long d'une section du profil de sismique réflexion monotracer flexotir OC17 (1970). Seul le domaine océanique est présenté. Tout comme sur l'image réfraction, le long du profil NORGASIS 14, la croûte océanique d'épaisseur normale repose sur un manteau normal au sud et sur un matériel de plus faible vitesse (7,4-7,6 km/s) au Nord. La couche à 7,4-7,6 km/s se biseaute à l'extrémité méridionale du plateau océanique qui doit sa faible profondeur à la présence d'une couche sous-jacente de plus faible densité.

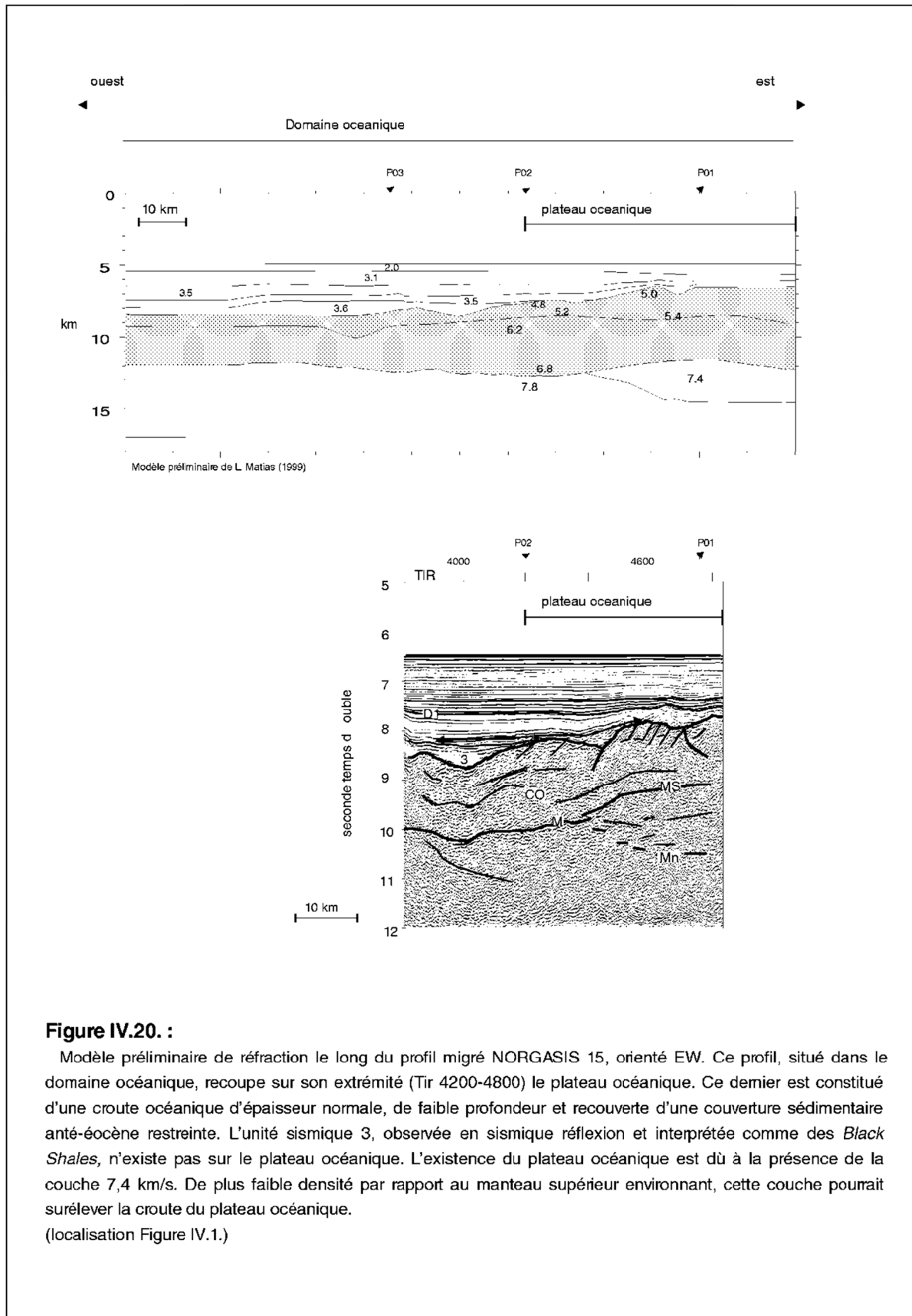


Figure IV.20. :

Modèle préliminaire de réfraction le long du profil migré NORGASIS 15, orienté EW. Ce profil, situé dans le domaine océanique, recoupe sur son extrémité (Tir 4200-4800) le plateau océanique. Ce dernier est constitué d'une croûte océanique d'épaisseur normale, de faible profondeur et recouverte d'une couverture sédimentaire anté-éocène restreinte. L'unité sismique 3, observée en sismique réflexion et interprétée comme des *Black Shales*, n'existe pas sur le plateau océanique. L'existence du plateau océanique est dû à la présence de la couche 7,4 km/s. De plus faible densité par rapport au manteau supérieur environnant, cette couche pourrait surélever la croûte du plateau océanique.

(localisation Figure IV.1.)

- Dans la partie interne du domaine transitionnel (IVa), la couche transparente 3B est définie par des vitesses sismiques comprises entre 4,6 km/s et 5,3 km/s (*Fig. IV.17. et IV.18.*). Cette couche se caractérise par l'existence d'un gradient sismique croissant avec la profondeur (0,4 km/s maximum sur 2 km d'épaisseur). Sur plus de 40 km, elle repose directement sur la couche sismique à 7,2-7,5 km/s peu profonde. Le fort contraste de vitesse entre la couche 3B et le matériel sous-jacent se matérialise en sismique réflexion par le réflecteur continu MS de très forte amplitude et de basse fréquence.

- Dans la partie externe du domaine transitionnel (V), le socle acoustique se caractérise par des vitesses élevées. La couche supérieure, associée aux corps ST (*Fig. IV.3. et IV.17.*), a des vitesses de 6,0 km/s sur 1 km d'épaisseur. La couche inférieure, qui semble être le prolongement de la couche inférieure de la croûte océanique typique, a des vitesses sismiques comprises entre 6,2 et 7,0 km/s sur 2 à 3 km d'épaisseur. Sous un socle acoustique de 3 km d'épaisseur environ, nous retrouvons la couche à 7,2-7,5 km/s (vers 12-13 km de profondeur). Le plongement de cette couche sismique à 7,2-7,5 km/s est une des conséquences de la phase compressive pyrénéenne.

(3) Au Sud du Bassin Armoricain, le faciès sismique du socle acoustique est caractéristique d'une croûte océanique typique (*Fig. IV.17. et IV.20.*) ; la distribution verticale des vitesses sismiques, comprises entre 4,4 et 7,0 km/s est représentative d'une croûte océanique, comportant les couches océaniques 2 (4,4 à 5,0 km/s) et 3 (6,2-7,0 km/s). Sous cette croûte océanique normale de 6 km d'épaisseur, nous rencontrons deux structures sismiques différentes :

- Au sud-ouest, au pied du plateau océanique (*Fig. IV.16.*), la croûte océanique repose sur un matériel à 8 km/s caractéristique d'un manteau supérieur normal (*Fig. IV.17. et IV.20.*). Cette distribution verticale de vitesse est typique de celle des océans.

- Par contre, sous le plateau océanique, on retrouve le prolongement de la couche sismique profonde à 7,2-7,5 km/s, caractéristique du domaine transitionnel et qui se biseaute sous l'extrémité méridionale du plateau océanique. Ce plateau, peu profond, est associé à une couverture sédimentaire anté-éocène restreinte (*Fig. IV.17., IV.19. et IV.20.*). La présence du plateau océanique semble fortement liée à l'existence du matériel sous-jacent de plus faible vitesse et donc de plus faible densité que celle d'un manteau normal. L'absence de 'unité sismique 3 sur le plateau océanique indique que le soulèvement du plateau et, par conséquent, l'existence de la couche à 7,2-7,5 km/s, sont contemporains à la mise en place de la croûte océanique.

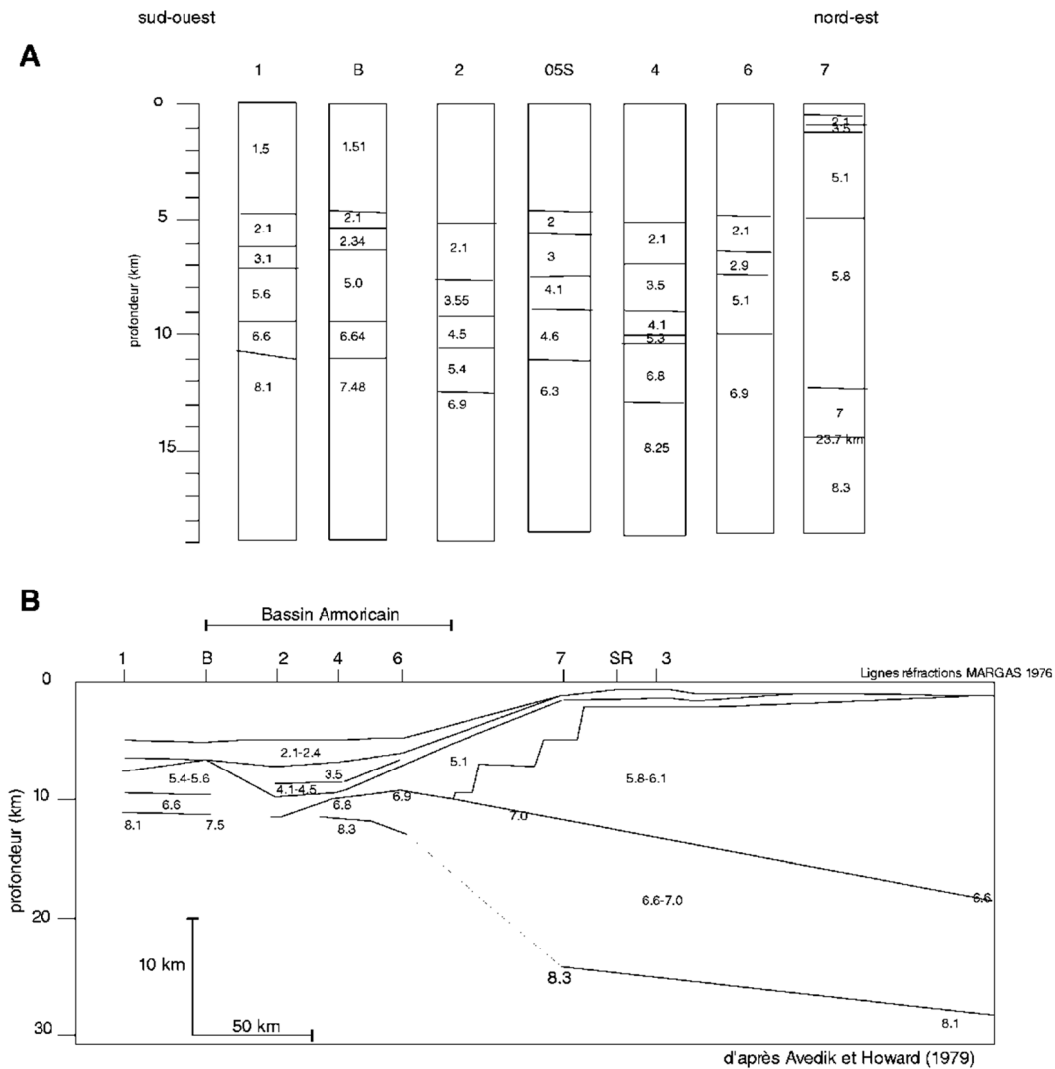


Figure IV.21. :

Modèle de réfraction synthétique de la marge sud-américaine et du Bassin Armoricain oriental (figure B), extrapolé à partir des logs de sismique réfraction de la campagne MARGAS 1976 (figure A, Avedik et Howard, 1979 ; localisation Figure IV.16.). Le domaine continental aminci se compose d'une partie supérieure et inférieure de vitesses sismiques respectivement comprises entre 5,8 et 6,1 km/s et 6,6 et 7,0 km/s. La partie inférieure, interprétée comme une croute continentale inférieure, se poursuivrait pour constituer le substratum du Bassin Armoricain. La croute continentale supérieure disparaîtrait, quand à elle, au pied de la pente continentale.

La structure en dôme, caractérisée par des vitesses de 5,4-5,6 km/s, correspond au Mont Burdigala, ride de socle acoustique, située à proximité du domaine océanique.

A.III.1.2. Structure sismique du domaine sud-armoricain : présentation du modèle de réfraction d'Avedik et Howard (1979)

Le modèle de réfraction d'Avedik et Howard (1979) comporte de nombreuses incertitudes, dues essentiellement à l'absence de contrainte sur la géométrie des corps du bassin et de la pente continentale. Toutefois, il nous apporte de précieux renseignements sur les vitesses de propagation (*Fig. IV.16. et IV.21.*).

- Le domaine continental non aminci se composerait d'une partie supérieure caractérisée par des vitesses entre 5,8 et 6,1 km/s et d'une partie inférieure de vitesse entre 6,6 et 7,0 km/s (*Fig. IV.21.*), ce qui a été confirmé par les données récentes de NORGASIS.

- Le substratum du Bassin Armoricaire oriental aurait des vitesses comprises entre 6,8 et 6,9 km/s. Ces vitesses sont absentes du Bassin Armoricaire occidental. Avedik et Howard (1979) interprète cette couche sismique comme une croûte continentale inférieure. D'après le modèle, cette croûte remonterait sous la pente continentale pour servir de substratum au Bassin Armoricaire, aux dépens de la croûte continentale supérieure. Cet agencement de la croûte continentale n'est pas en accord avec nos observations effectuées sur les profils de sismique réflexion NORGASIS 23 et 21, perpendiculaires à la Marge Sud Armoricaine, qui montrent une disparition relativement symétrique des deux croûtes (*Fig. IV.5. et IV.7.*) ;

- Au pied de la pente continentale (log de vitesse 4 et 6), le substratum serait recouvert d'une couche sismique entre 4,5 et 5,1 km/s, correspondant certainement à la couche 3C de la partie IVb (*Fig. IV.1.*). Ces vitesses sont du même ordre de grandeur que celles de la couche 3B du Bassin Armoricaire occidental.

- À l'extrémité méridionale du Bassin Armoricaire, les vitesses 5,4-5,6 km/s sur du 6,6 km/s définiraient la structure sismique du Mont Burdigala (Bu, *Fig. IV.1.*), orienté WNW-ESE et situé à proximité ou sur le domaine océanique. Ce haut de socle aurait une nature océanique.

- Une vitesse 7,5 km/s a été observée en profondeur, sur la bordure externe du Bassin Armoricaire. Son extension sous le Bassin Armoricaire oriental est particulièrement mal contrainte.

A.III.1.3. Quelques points essentiels sur la structuration sismique profonde du domaine armoricaire

Nos modèles de sismique réfraction (*Fig. IV.17. à IV.20.*) confirment l'existence de domaines continental, transitionnel et océanique. Ces domaines et leurs frontières sont en parfait accord avec ceux définis en sismique réflexion. Si l'on se base sur l'ensemble des données de la bibliographie, les vitesses sismiques comprises entre 5,0 et 6,3 km/s sont interprétées comme représentatives de la croûte continentale supérieure. Les vitesses sismiques entre 6,5 et 7,0 km/s seraient associées à la croûte continentale inférieure. La croûte océanique a des vitesses sismiques entre 4,8 et 5,1 km/s pour la couche océanique 2 et entre 6,2 et 7,0 km/s pour la couche océanique 3.

Nous confirmons donc l'existence d'un domaine continental, qui se prolonge dans le Bassin Armoricaire jusqu'à 30 km du pied de la pente continentale. De 30-35 km d'épaisseur sous la plate-forme (Avedik et Howard, 1979 ; Avedik *et al.*, 1982), la croûte continentale s'amincit jusqu'à atteindre une épaisseur inférieure

à 10 km au pied de la pente continentale. Cette croûte continentale supérieure amincie est structurée dans ce domaine en blocs basculés, en horst ou en panneau de socle. Sous la pente continentale, l'amincissement de la croûte continentale supérieure (C.C.S.) est important : Son épaisseur passe de 25 km sous la plate-forme à 4 km au pied de la pente continentale. Le réflecteur S, observé en sismique réflexion, coïncide avec un saut de vitesse important entre la croûte continentale supérieure et la croûte continentale inférieure.

Nous confirmons aussi l'existence d'un domaine océanique à plus de 70 km des dernières structures continentales. Le domaine océanique frontalier répond morphologiquement à un sous-placage local d'une couche de faible vitesse sous la croûte océanique, par un soulèvement du substratum océanique. Ce soulèvement, confirmé par une faible épaisseur de sédiments sur le socle acoustique, correspond au plateau océanique observé sur l'extrémité méridionale du Bassin Armorica occidental. Au Sud de ce plateau océanique, la croûte océanique repose directement sur un manteau supérieur normal, donnant une distribution typique d'un domaine océanique.

Enfin, nous confirmons également l'existence d'un large (70 km) domaine dit transitionnel. Il se caractérise par une absence de croûte continentale ou océanique typique. Sous une couverture sédimentaire litée, la couche 3B se caractérise par des vitesses faibles et par l'existence d'un gradient sismique (les vitesses sismiques sont croissantes avec la profondeur). Dans la partie externe du domaine transitionnel, le socle acoustique est très variable : la distribution verticale de vitesses sismiques le long du profil NORGASIS 14 n'est pas représentative de l'ensemble du domaine externe. Le domaine transitionnel se caractérise par un substratum dont les vitesses sismiques sont comprises entre 7,2-7,5 km/s. Ses vitesses sismiques sont trop élevées pour être représentatives d'une C.C.I. ou d'une couche 3 océanique et trop faible pour être représentatives d'un manteau supérieur normal. Quelle peut être la signification géologique de cette couche sismique ? Peu profonde dans la partie interne du domaine transitionnel, cette couche s'approfondit en direction du domaine océanique et s'interrompt sous la croûte océanique.

Le socle acoustique du domaine transitionnel armoricain est donc atypique. Afin d'expliquer cette distribution sismique atypique, nous avons regardé les principales caractéristiques des autres marges continentales passives.

A.III.2. Les différentes interprétations de vitesses sismiques observées sur de nombreuses marges passives

Au sein des marges passives, on distingue les marges volcaniques des marges non-volcaniques selon que leur genèse s'accompagne ou non d'importantes manifestations magmatiques. Malgré leurs différences, elles comportent, dans la partie profonde, des vitesses sismiques semblables. Ces vitesses sismiques, comprises entre 7,2 et 7,6 km/s, sont inférieures à celles mesurées dans le manteau normal et supérieures à celles mesurées dans la couche 3 océanique ou dans la croûte continentale inférieure (6,5 à 7 km/s). Observées aussi bien sous les marges passives volcaniques que non-volcaniques, ces vitesses sont toutefois interprétées de manières différentes.

A.III.2.1. Vitesses de la croûte inférieure des marges volcaniques

L'image type d'une marge volcanique a une croûte continentale amincie, avec des intrusions et extrusions basaltiques, sus-jacente à un corps de vitesses élevées, comprises entre 7,1 et 7,7 km/s (*Fig. IV.22.a. et b.* ; Talwani et Eldholm, 1972). Les intrusions, sous forme de sills et dykes mis en place durant le rifting, sont observées sous la forme de réflecteurs sismiques inclinés vers la mer, dans la couverture sédimentaire et la croûte continentale amincie (*Fig. IV.22.a.*). Ces réflecteurs sont désignés par les initiales SDRs (*Seaward Dipping Reflector sequence*). Initialement reconnus le long des marges de Vöring et de Lofoten en Norvège (Talwani et Eldholm, 1972) et observés sur les marges de l'Atlantique Sud (Gladczenko. *et al.*, 1997), les SDRs ne seraient pas, selon certains auteurs, une condition nécessaire pour classifier une marge comme marge volcanique (Gladczenko *et al.*, 1997). Les vitesses 7,1-7,7 km/s observées sous les marges volcaniques seraient représentatives d'une croûte continentale inférieure de vitesse élevée (Forsyth *et al.*, 1994 ; Eldholm *et al.*, 1995).

Certains auteurs favorisent l'hypothèse d'une contamination de la croûte continentale inférieure par l'intrusion de produits magmatiques mafiques (Holbrook et Kelemen, 1993 ; Collier *et al.*, 1994 ; Holbrook *et al.*, 1994). Mais, l'interprétation qui prévaut est celle d'un sous-placage magmatique induit soit par l'activité d'un point chaud (White et McKenzie, 1989) soit par la décompression d'un manteau chaud ou d'un manteau normal lors d'une rupture lithosphérique rapide (White et McKenzie, 1989 ; Eldholm *et al.*, 1995).

A.III.2.2. Vitesses de la croûte inférieure des marges non-volcaniques

Les marges non-volcaniques, comme leur nom l'indique, ne comportent pas de matériel volcanique, ou bien en quantité minime comme la marge de Goban (*Fig. IV.22.c.*). Dans le cas extrême, ces marges présentent un domaine, appelé zone de transition océan/continent (TOC), où la croûte absente exhume un matériel profond (*Fig. IV.22.d.*). Ce matériel se caractérise par des vitesses sismiques comprises entre 7,3-7,6 km/s sur un manteau supérieur normal, défini par des vitesses supérieures à 8 km/s (Whitmarsh *et al.*, 1990 ; Pickup *et al.*, 1996). Si la plupart des auteurs s'accordent pour interpréter ces vitesses comme le dérivé d'un matériel mantellique, ils s'opposent et sur l'origine de ce matériel et sur les processus de mises en place :

(1) Pour certains auteurs, cette vitesse serait celle d'un corps mafique dérivé d'une croûte continentale inférieure fortement métamorphisée et mélangée au manteau supérieur (Pinet *et al.*, 1987c). Le matériel continental inférieur serait converti progressivement par métamorphisme dans le faciès des amphibolites/granulites et affecté par une anatexie crustale

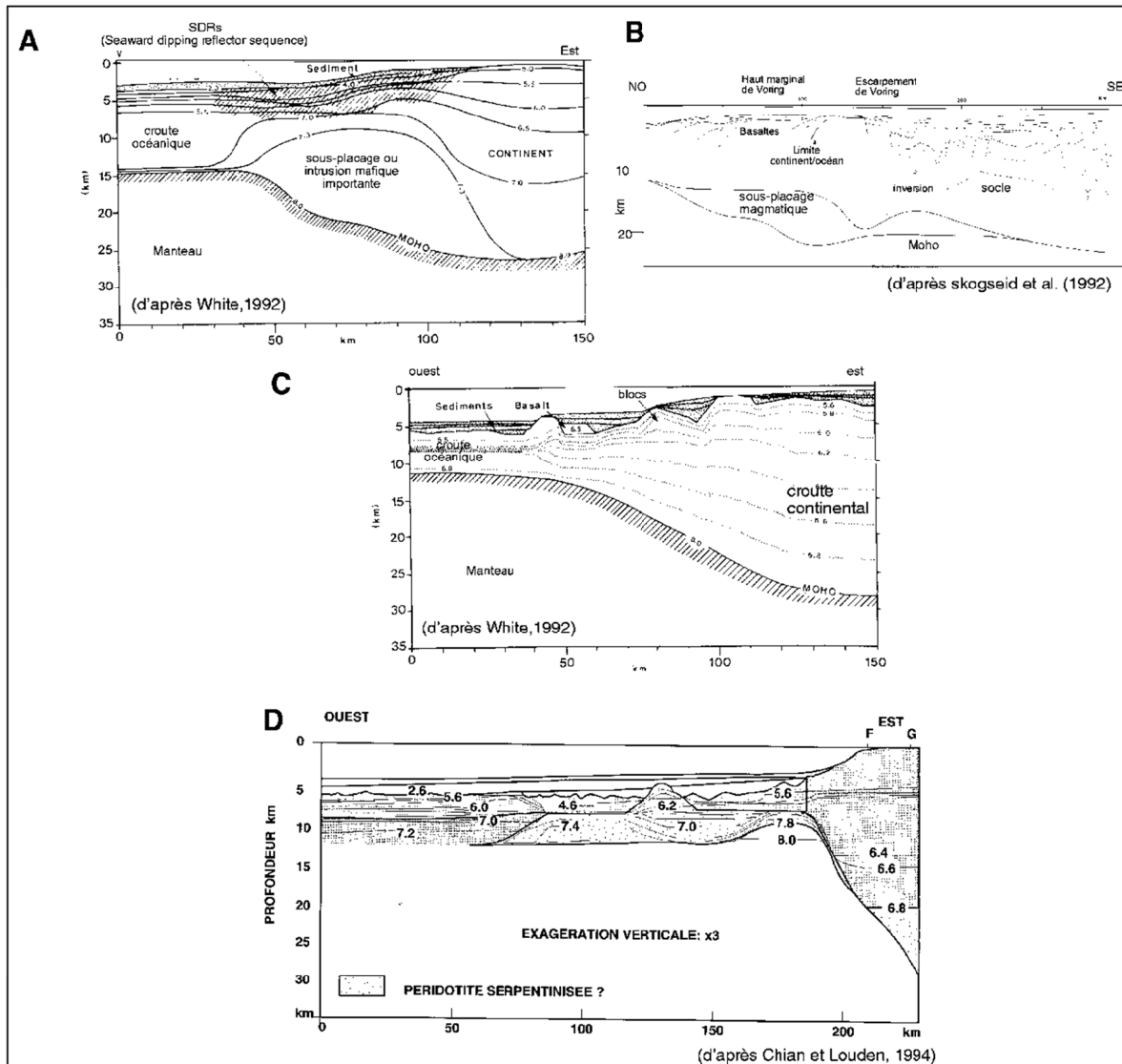


Figure IV.22. :

Modèles de réfraction considérés comme caractéristiques pour une marge volcanique (A et B) et marge non-volcanique (C et D).

A : La marge volcanique de Hatton se caractérise par une épaisse croûte océanique et des SDRs, interprétés comme des sills ou dykes dans la croûte continentale amincie. Sous la marge, un corps de vitesses sismiques de 7,1 à 7,7 km/s est interprété soit comme une croûte continentale inférieure contaminée par des produits magmatiques mafiques, soit comme un sous-placage de matériel magmatique dérivé de la fusion partielle du manteau supérieur (White, 1992; Eldholm *et al.* 1995; Forsyth *et al.* 1994).

B : La marge de Voring présente un sous-placage magmatique sous la croûte océanique et la croûte continentale amincie. Le corps à 7,1-7,5 km/s se poursuit sous la première croûte océanique épaissie par un volumineux complexe basaltique extrusif. Ce sous-placage magmatique induit un soulèvement de la croûte océanique et une érosion de plus de 2400m (Holbrook W.S. *et al.*, 1994).

C : La marge non-volcanique de Goban, dont le passage entre le domaine continental et océanique est simple, ne possède pas d'anomalies de vitesse.

D : La marge du Groenland est une marge non-volcanique extrême. Au pied de la marge, une fine couche sismique de vitesses comprises entre 7,1 et 7,4 km/s sépare le domaine continental du domaine océanique. Elle est interprétée comme représentative d'un manteau serpentinisé exhumé.

partielle. Lors de la rupture lithosphérique, des conditions thermiques élevées permettraient le mélange de cette croûte métamorphisée avec le manteau supérieur. Il s'agirait d'un manteau néoformé. Dans une situation extrême, la couverture sédimentaire pourrait reposer directement sur le Moho néoformé, toit du matériel mantellique (Pinet *et al.*, 1987c).

(2) Pour la majorité des auteurs, la couche sismique à 7,3-7,6 km/s serait représentative d'un manteau serpentinisé (Reid, 1994 ; Jackson *et al.*, 1995 ; Whitmarsh et Sawyer, 1996 ; Reid et Jackson, 1997). Les péridotites forées au large de la Marge Ouest-ibérique (Sawyer *et al.*, 1984 ; Boillot et Malod, 1988a ; Whitmarsh *et al.*, 1998) seraient les composantes de cette couche sismique (Pickup *et al.*, 1996). Des travaux récents ont démontrés que les vitesses de péridotites serpentinisées varient entre 3,7 et 7,5 km/s en fonction du taux de serpentinitisation du manteau supérieur (Recq *et al.*, 1996).

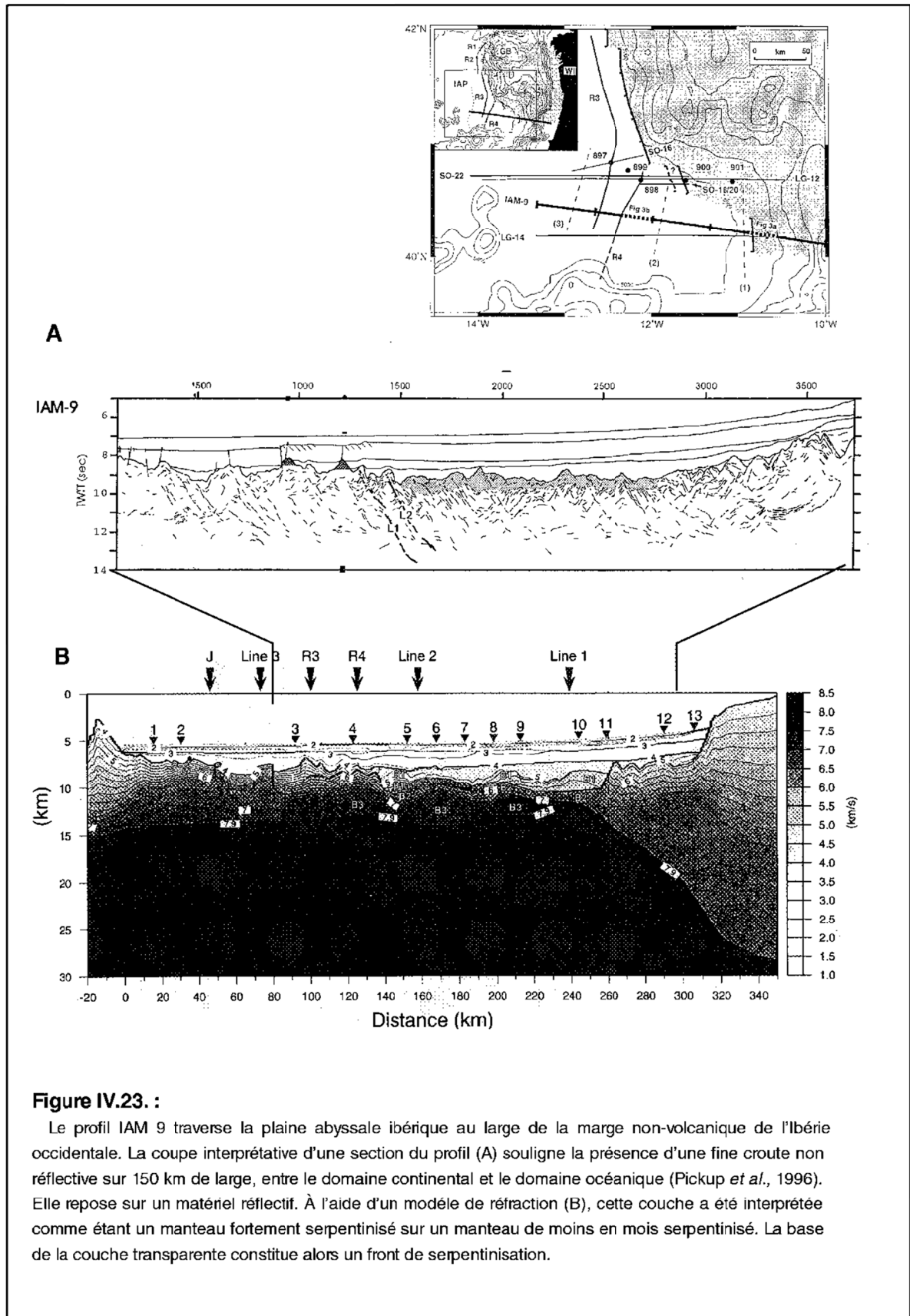
Cette dernière hypothèse est appliquée à de très nombreuses marges non-volcaniques (Marges Ouest-Ibérique, de Terre-Neuve, du Labrador, ouest-Groenland, Sud-Australienne), où la présence d'un corps de vitesse 7,3-7,5 km/s définit, à elle seule, une zone de TOC (*Fig. IV.22.d. et IV.23.*). En effet, la présence de cette couche sismique est devenue systématique pour de nombreuses marges non-volcaniques. Seules, sa géométrie et son extension en profondeur sont variables (*Fig. IV.22.d. et IV.24.*). Pour la Marge Ouest-Ibérique, le manteau serait exhumé sur une largeur et longueur relativement importante, au pied de la pente continentale lors d'une phase de rifting.

A.III.2.3. Matériel sus-jacent à la couche 7,2-7,6 km/s au pied des marges non-volcaniques

Le matériel sus-jacent au manteau serpentinisé est caractérisé par de faibles vitesses, comprises entre 4,5 et 6,0 km/s. De faible épaisseur, il est représenté par une couche superficielle sismiquement non-réflexive. Il a été interprété (*Fig. IV.23. et IV.24.*) :

(1) comme étant un manteau supérieur intensément serpentinisé, sur un manteau beaucoup moins serpentinisé (Pickup *et al.*, 1996). Cette serpentinitisation "à deux niveaux" aurait été induite lors de l'exhumation tectonique du manteau supérieur au moment du rifting. Cette interprétation a été appliquée pour le socle acoustique de la plaine abyssale ibérique (*Fig. IV.23.*). Les vitesses sismiques du socle acoustique superficiel sont comprises entre 4 et 5,7 km/s et reposent sur un matériel à 7,3-7,6 km/s (Whitmarsh *et al.*, 1990);

(2) comme étant une croûte continentale extrêmement amincie, non structurée en blocs basculés, qui repose sur du manteau serpentinisé (Bown *et al.*, 1995). Cette interprétation a été appliquée pour le socle acoustique situé au pied de la marge de Galice, entre la ride de péridotite et les blocs basculés (*Fig. IV.24.a.*). La couche superficielle du socle acoustique aurait des vitesses sismiques comprises entre 5,2 et 7,0 km/s et reposeraient sur un matériel à 7,4-7,8 km/s ;



(3) comme étant une croûte continentale amincie au dépens de la croûte continentale supérieure. Cette croûte, non structurée en blocs basculés, repose sur du manteau serpentinisé par une circulation de fluides favorisée par une fracturation intense de la croûte (O'Reilly *et al.*, 1996). Cette interprétation a été appliquée pour le socle acoustique du Bassin de Porcupine (*Fig. IV.24.b.*) ;

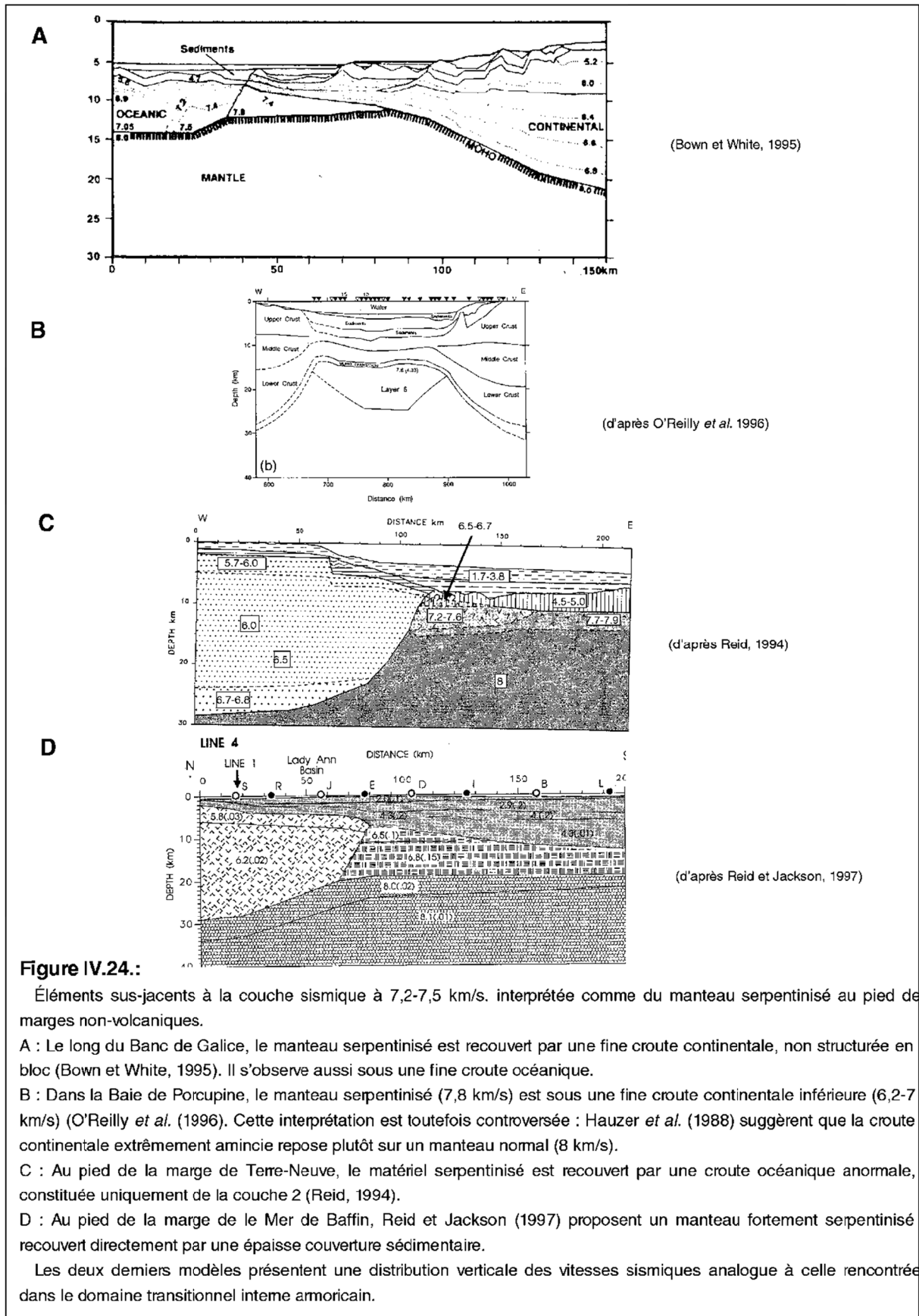
(4) comme étant une croûte océanique, de 3 km d'épaisseur, ne présentant pas de couche 3 océanique (Reid, 1994). Cette interprétation a été appliquée pour expliquer la distribution verticale sismique, observée au large de la marge de Terre Neuve (*Fig. IV.24.c.*). Si cette distribution verticale, ayant une couche à 4,5-5 km/s sur un matériel à 7,2-7,6 km/s (*Fig. IV.24.c.*), est semblable à celle observée dans le domaine transitionnel occidental armoricain (*Fig. IV.17.*), la géométrie et le faciès sismique des corps sont différents ;

(5) comme la partie inférieure d'une couverture sédimentaire. Cette interprétation a été utilisée dans la mer de Baffin (*Fig. IV.24.d.*). Le manteau serpentinisé, sous la couverture sédimentaire, a des vitesses (6,5-6,8 km/s) beaucoup plus faibles que celles décrites sous les autres marges. Cette distribution verticale, une couche sismique inférieure à 5 km/s sur un matériel à 6,5-6,8 km/s (*Fig. IV.24.d.*), est semblable à celle observée dans le domaine transitionnel oriental armoricain (*Fig. IV.21.*).

Tous ces exemples nous montrent que des vitesses sismiques ne correspondent pas à une nature géologique type. Il nous faut intégrer à ces vitesses, le faciès sismique et la géométrie des corps observés en sismique réflexion, ainsi que la signature magnétique et gravimétrique. Mais surtout, il nous faudrait à l'heure actuelle des échantillons.

A.III.3. Signification possible des vitesses sismiques caractéristiques du domaine transitionnel armoricain

La Marge Armoricaine n'entre pas dans la catégorie des marges dites volcaniques. Elle ne comporte ni SDRs, ni croûte océanique épaissie par des extrusions basaltiques massives. De plus, contrairement à une marge volcanique typique, le domaine océanique oriental du golfe de Gascogne n'est pas juxtaposé au domaine continental aminci armoricain. Le domaine transitionnel armoricain, de part sa géométrie et la position de son substratum par rapport à la marge continentale, est relativement semblable à la zone de Transition Océan/Continent (TOC) de la marge ouest-ibérique et de la marge occidentale du Groenland.



A.III.3.1. Le substratum du domaine transitionnel armoricain

a) Sa nature

La couche sismique à 7,2-7,5 km/s est présente sous la totalité du domaine transitionnel occidental. Elle est directement recouverte par une couverture sédimentaire litée, par les corps lenticulaires et transparents de la couche 3B, ou par différents éléments supposés volcaniques (ST, *Fig. IV.1. et IV.15.*). Son épaisseur est globalement homogène (3-4 km). Sa vitesse ne reflète pas la structure sismique d'une croûte continentale, ni celle d'une croûte océanique. Par analogie aux marges continentales passives décrites précédemment, trois hypothèses peuvent être émises sur la nature de la couche sismique à 7,2-7,5 km/s :

Cette couche sismique pourrait représenter : **(1)** une contamination de la croûte continentale inférieure par du matériel mafique ; **(2)** un sous-placage de matériel magmatique ; **(3)** un manteau serpentinsé par hydratation.

Sur la base d'une comparaison Marge Nord Gascogne et Marge Ouest-Ibérique, nous favorisons la dernière interprétation. Le Bassin Armoricain et la plaine abyssale ibérique ont une géométrie et une distribution des vitesses sismiques, ainsi qu'une signature magnétique comparables. Le Bassin Armoricain comporterait donc une zone de transition océan/continent de 80 km de large environ, où le manteau serpentinsé constitue le substratum.

b) Sa surface : le réflecteur MS

Dans la partie interne du domaine transitionnel occidental, le toit du substratum est souligné par un gradient de vitesse très important (5 à 5,3 km/s à 7,4 km/s), compatible avec le faciès sismique du réflecteur MS. Ceci n'exclut toutefois pas la possibilité que le faciès sismique du réflecteur MS soit dû à sa propre impédance, caractéristique acoustique d'une discontinuité mécanique (Reston, 1996).

Pour remarque : dans la partie interne du domaine transitionnel oriental, le réflecteur MS présente une faible impédance : la base de la couche 3C y est le plus souvent déduite de l'interruption de réflecteurs pentés appartenant au matériel sous-jacent (*Fig. IV.7.c. et IV.2.*). Ce faible contraste d'impédance entre la couche 3C et le matériel sous-jacent pourrait provenir **(1)** d'une faible impédance du réflecteur MS lui-même ou **(2)** d'un contraste de vitesse sismique et/ou de densité insuffisant entre la couche 3C et le matériel sous-jacent.

c) Son extension le long de la Marge Armoricaine

Si la couche à 7,2-7,5 km/s a été clairement établit dans le domaine occidental du Bassin Armoricain (grâce aux données Norgasis de réflexion et réfraction acquises), il n'en ait pas de même pour les domaines latéraux adjacents. Le substratum du domaine transitionnel interne oriental présente un faciès sismique comparable à celui du domaine occidental. Toutefois, il se différencie par des vitesses sismiques inférieures (6,8 km/s). Si une vitesse sismique de 7.5 km/s a été enregistrée lors de la campagne Margas (*Fig. IV.*), celle-ci est ponctuelle, ne reflétant pas l'ensemble du domaine transitionnel. Selon Avedik et Howard (1979), le

substratum du Bassin Armoricaïn oriental serait constitué d'une croûte continentale inférieure (*Fig. I.7. et IV.21.*). Cependant, les images NORGASIS de sismique réflexion mettent en évidence l'absence de croûte litée dans l'ensemble du domaine transitionnel (*Fig. IV.5. et IV.7.*). Actuellement, l'absence de données fiables ne nous permet pas de trancher entre ces trois hypothèses : **(1)** La croûte continentale peu réfléchive pourrait représenter une croûte continentale inférieure néoformée par l'intermédiaire d'une transformation de la croûte continentale inférieure par des processus thermo-mécaniques (Pinet *et al.*, 1987b ; Collier *et al.*, 1994) ; **(2)** La croûte continentale peu réfléchive pourrait représenter un manteau fortement serpentinisé, par analogie aux interprétations des données de réfraction dans la mer de Baffin selon Reid et Jackson (1997) (*Fig. IV.22.d.*) : le degré de serpentinsation serait plus important que pour le substratum du domaine occidental armoricaïn ; **(3)** La croûte continentale peu réfléchive pourrait correspondre à une couche mixte composée de corps volcaniques, gabbroïques et serpentinisés, comme sur la Marge Est de Terre-Neuve (Reid, 1994).

A.III.3.2. Les éléments sus-jacents à la couche à 7,2-7,5 km/s

Malgré les petites différences de faciès sismiques, la couche 3B et la couche 3C ont des vitesses sismiques de même ordre de grandeur (entre 4 et 5,0 km/s). Elles confirment les vitesses sismiques établies lors des travaux antérieurs (Barbier *et al.*, 1986). Les vitesses peuvent représenter un matériel évaporitique, volcanique (couche océanique 2, *Fig. IV.24.c.*), sédimentaire (*Fig. IV.24.d.*) ou mantellique fortement serpentinisé (*Fig. IV.22.d. et IV.23.*) ; elles ne permettent pas, à elles seules, de favoriser l'une ou l'autre hypothèse. Toutefois, la présence d'un gradient significatif au sein de la couche 3B élimine l'hypothèse d'une nature évaporitique : on rencontre un tel gradient au sein d'une croûte océanique ou dans une couche sédimentaire, où la serpentinsation est décroissante avec la profondeur ou bien où le degré de compaction et/ou de métamorphisation est croissant avec la profondeur. Au vu de la signature magnétique et des études stratigraphiques effectuées sur l'ensemble de la Marge Nord Gascogne (*cf.* : *Chap. III*), nous favorisons l'hypothèse d'une nature sédimentaire pour la couche 3B. Le gradient de vitesse serait alors représentatif d'une compaction sédimentaire ou d'une métamorphisation graduelle. Dans ce dernier cas, l'apport de chaleur pourrait provenir d'une réaction exothermique induite par la serpentinsation du substratum mantellique ou provenir d'une température suffisamment élevée lors de la mise en place du substratum.

Les corps appelés ST (*Fig. IV.1. et IV.10.b.*) et répertoriés dans la partie externe du domaine transitionnel, ont des vitesses de 6 km/s, sur des vitesses de 6,2-7 km/s (*Fig. IV.17.*). Cette distribution verticale est ponctuelle. Elle ne représente pas l'ensemble de la partie externe du domaine transitionnel. Cette structure de vitesse peut refléter celle :

(1) d'une croûte continentale inférieure litée, impliquant l'idée d'une relique continentale, située à plus de 40 km du domaine continental aminci armoricaïn. Cependant, le faciès sismique, la géométrie informe et la localisation des corps ST semblent incompatibles avec un bloc continental ;

(2) d'un corps fortement serpentinisé. Des rides de péridotites, échantillonnées au large de Galice et de la Marge Ouest ibérique (Sawyer *et al.*, 1984 ; Boillot et Malod, 1988a ; Whitmarsh *et al.*, 1998), sont associées à de faibles vitesses (inférieures à 7,0 km/s, *Fig. IV.22.d.*). Cette hypothèse apparaît, cependant, incompatible avec la géométrie de la couche sismique ST observée dans le domaine armoricain (*Fig. IV.17.*).

(3) d'une croûte océanique anormale, comportant principalement la couche océanique 3 (gabbros et serpentinites) (*Fig. IV.24.c.*). Cette hypothèse permet d'expliquer le faciès sismique, la ponctualité géographique et la complexité sismique interne des corps ST. De plus, la présence de ces corps est compatible avec la proximité du domaine océanique (*Fig. IV.1.*) et la géométrie des couches sismiques du modèle de réfraction (*Fig. IV.17.*).

A.III.4. Synthèse sur la structure sismique profonde du domaine transitionnel armoricain

Après cette étude, il apparaît indispensable de coupler les informations de sismique réfraction avec celles de sismique réflexion, dans le but d'affiner les interprétations géologiques.

Sur la Marge Nord Gascogne, les frontières des domaines continental, océanique et transitionnel correspondent relativement bien à celles définies en sismique réflexion.

Le Neck se caractérise par la présence de blocs continentaux qui s'étendent sur 30 km dans le Bassin Armoricain au pied de la pente continentale. Ces structures distensives sont des éléments de la C.C.S. Elles reposent sur une couche litée, de faciès et de vitesses sismiques comparables à une C.C.I. litée. L'épaisseur de cet ensemble est d'une dizaine de kilomètre. Le réflecteur S, base des blocs basculés, coïncide avec un saut de vitesse important.

Le domaine transitionnel se caractérise par l'existence d'une couche sismique à 7,4-7,5 km/s interprétée comme du manteau serpentinisé. La surface de cette couche sismique, le réflecteur MS, est affectée par aucune structure distensive (failles normales). La base, le réflecteur Mn, est parfaitement distincte sur les profils NORGASIS. Toit du manteau normal, il représenterait un front de serpentinsation important. Peu profond dans le domaine transitionnel interne occidental, cette couche sismique s'approfondit sous la partie externe du Bassin Armoricain pour se biseauter sous la croûte océanique. Le substratum mantellique est directement recouvert par les premiers sédiments *post-rifts*, la couche 3B, l'unité sismique 3C et quelques corps supposés volcaniques. La couche 3B, couche sédimentaire allochtone, présente un gradient de vitesses sismiques..

Dans le domaine dit océanique, les vitesses et l'épaisseur du socle acoustique sont celles d'une croûte océanique de faible épaisseur (5 km). La couche sismique à 7,2-7,5 km/s, interprétée comme du manteau serpentinisé, se prolonge localement dans le domaine océanique. Le sous-placage de cette couche sismique sous la croûte océanique est associée à un haut de socle, créant ainsi le plateau océanique. Une érosion ou un non-dépôt de la première formation sédimentaire du domaine océanique (Unité sismique 3) situe le sous-placage lors de l'accrétion océanique.

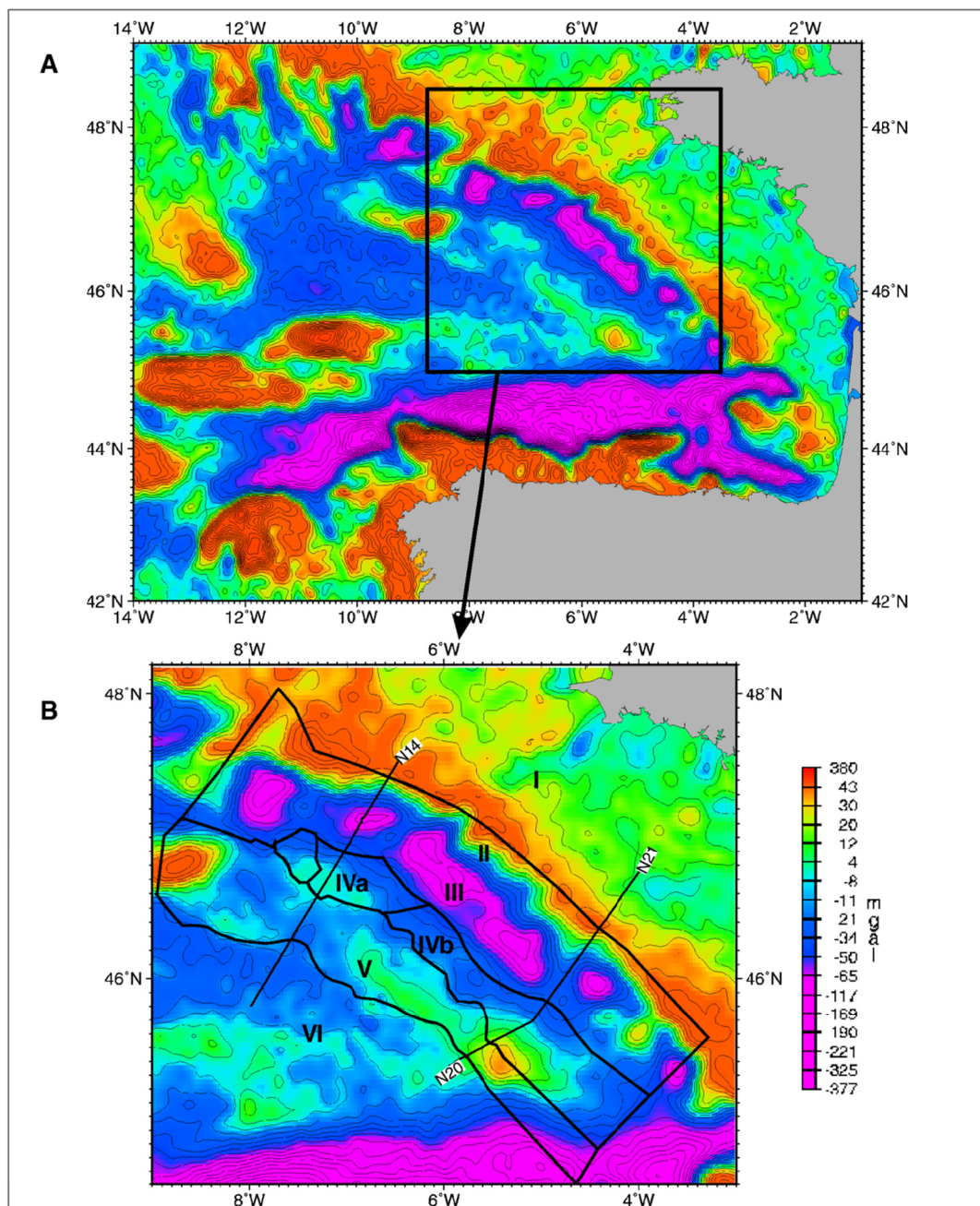


Figure IV.25. :

A : Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre de Sandwell et Smith (1997), du golfe de Gascogne.

Les monts-sous-marins sont associés à de fortes anomalies positives.

B : Zoom sur le Bassin Armoricain. Sur cette carte gravimétrique, sont reportés les domaines simplifiés, utilisés pour la modélisation gravimétrique avec densité variable du socle acoustique sus-jacent (couches 3B et 3C) aux réflecteurs S et MS (parties III, IV, V et VI). Quelques profils ont été reportés (Figure IV.2.).

A.IV. Apports de l'étude effectuée sur les données de gravimétrie à l'air libre du domaine armoricain

A.IV.1. Les anomalies gravimétriques

La carte des anomalies gravimétriques à l'air libre de Sandwell et Smith (1997) reflète particulièrement bien la topographie. Elle permet ainsi de discerner les anomalies gravimétriques dues aux reliefs de celles dues aux hétérogénéités de masse en profondeur.

Le trait majeur de la carte des anomalies gravimétriques à l'air libre (*Fig. IV.25.a.*) est la dissymétrie du golfe de Gascogne marquée par un important minimum gravimétrique sur la fosse nord-espagnole, qui ne trouve pas son équivalent au pied de la Marge Nord Gascogne. La signature gravimétrique négative du pied de pente est due, en grande partie, à l'effet de bord, c'est-à-dire à l'attraction des masses adjacentes (Sibuet et Le Pichon, 1971a). Au pied de la pente armoricaine, on observe l'existence d'anomalies gravimétriques positives, reflets d'un excédent de masse ou d'un relief. La bathymétrie et les images de sismique réflexion permettent de leur attribuer des structures continentales allongées N110, appelées "horst du pied de pente" (*Fig. IV.6.a.* et *IV.22.b.*).

Le Bassin Armoricain proprement dit est entouré par de fortes et larges anomalies gravimétriques positives : ces anomalies soulignent au N-NE la Marge Armoricaine, à l'ouest l'ensemble Mériadzek-Trévelyen, au sud le Dôme Gascogne et sa prolongation. Le Bassin Armoricain est bordé par un gradient gravimétrique positif, allongé selon des directions N110° et N130-140°, qui s'étend de l'escarpement de Trévelyen au Dôme Gascogne (*Fig. IV.25.*). Le changement d'orientation s'effectue dans l'axe du canyon d'Audierne.

À l'extrémité orientale du Bassin Armoricain, le Dôme Gascogne est marqué par une importante anomalie gravimétrique positive, qui se prolonge vers le NW (N130) en s'atténuant (*Fig. IV.25.b.*). Si cette anomalie positive est associée au relief du mont sous-marin, le Dôme Gascogne, la prolongation de cette anomalie positive vers le NW semble due à la topographie de la discordance éocène (*cf. : Chap. III*), aux reliefs supposés volcaniques de la partie externe du domaine transitionnel (éléments Vo, Ru et Ra de la partie V, *Fig. IV.1.*) et aux reliefs du substratum du Bassin Armoricain (*Fig. IV.1b.*). L'anomalie gravimétrique positive au SE de Trévelyen, orientée N110, n'est associée à aucun relief apparent, mais pourrait refléter la topographie de la discordance éocène (*cf. : Chap. III*). De plus, le domaine interne et occidental du Bassin Armoricain est marquée par une faible anomalie gravimétrique patatoïde dans la partie IVa (*Fig. IV.25.b.*). Cette anomalie n'est associée à aucun relief apparent, ni à aucun excès de masse dans la couverture sédimentaire. La forme de cette anomalie positive est relativement semblable à l'espace occupé par la couche 3B (*Fig. IV.17.*)..Toutefois, celle-ci se situe aussi à l'aplomb d'une remontée du réflecteur MS, donc d'une remontée de la couche à 7,4 km/s (*Fig. IV.7.a.*).

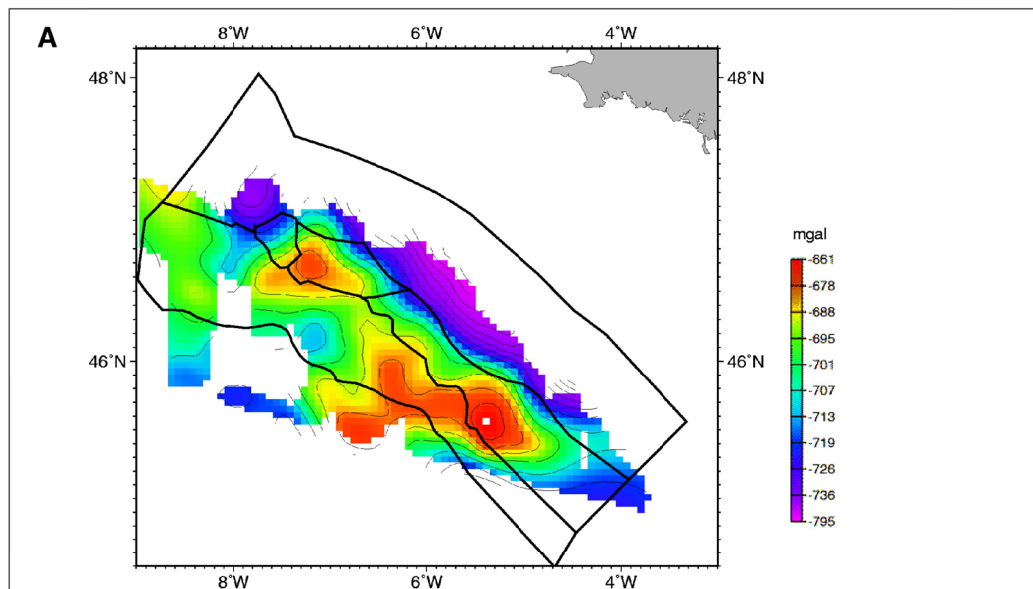


Figure IV.26.a. :

Carte des anomalies gravimétriques calculées à partir du modèle direct. Elle est basée sur les données de sismique réflexion (eau, horizons sédimentaires, épaisseur du socle acoustique situé au-dessus des réflecteurs S et MS) mais aussi sur les données de réfraction pour les densités (via les vitesses).

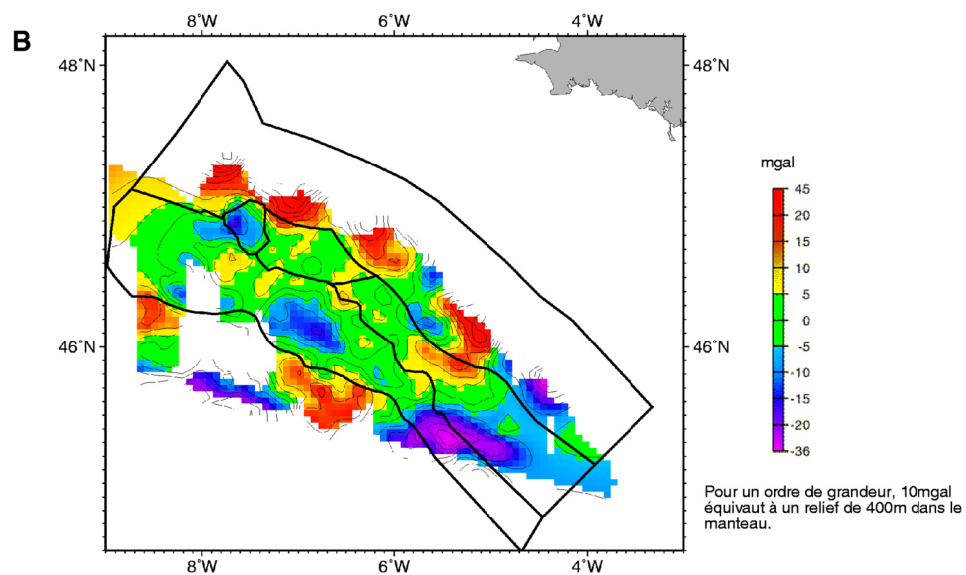


Figure IV.26.b. :

Carte des anomalies résiduelles, appelées anomalies réduites au manteau (Mantle Bouguer Anomaly). Le modèle synthétique des anomalies gravimétriques (Figure IV.26.a.), déduites des données sismiques, est soustrait aux anomalies gravimétriques à l'air libre observées (Figure IV.25.b.). Les anomalies positives indiquent une profondeur du Moho gravimétrique plus importante que celui du Moho sismique et/ou une différence de densités croute/manteau plus élevée que celle utilisée dans le modèle.

A.IV.2. Modèle gravimétrique 3D et 2D du Bassin Armoricaïn

Cette analyse gravimétrique est encore préliminaire. Les modélisations gravimétriques directes et inverses ont permis de valider les modèles de vitesses de réfraction mais aussi de déterminer les relations entre les structures sismiques profondes et les anomalies de densité. Ces modèles ont été effectués par L. Matias (en 1998) à partir des interprétations sismiques, des cartes isopaques 3D des différentes formations et des modèles de réfraction préliminaires. La modélisation a été effectuée uniquement pour le Bassin Armoricaïn, domaine le plus connu du golfe de Gascogne (*Fig. IV.25.*). Cette étude gravimétrique utilise des densités via les vitesses, pour chacune des couches répertoriées par sismique réflexion. Les séquences sédimentaires y ont des vitesses de 2 km/s, 3,5 km/s, 3,9 km/s et 3,8 km/s (établies grâce aux OBS des lignes NORGASIS 14 et OC17). Même si la structure du domaine crustal a été simplifiée, plusieurs domaines ont été différenciés (*Fig. IV.25.b.*). Les zones I, II et III (domaine continental aminci et non-aminci) ont une vitesse de 6 km/s ; les zones IVa et IVb (domaine interne transitionnel) ont une vitesse de 5 km/s ; les zones V (domaine externe transitionnel) et VI (domaine océanique) ont une vitesse de 6,4 km/s. Une vitesse de 8 km/s est attribuée au manteau supérieur, lui conférant ainsi une densité de 3,3 g/cm³. Le corps à 7,2-7,5 km/s, observé sur les données de réfraction, n'a pas été intégré, afin de confirmer sa présence nécessaire pour les modélisations gravimétriques.

Bien que cette analyse gravimétrique soit encore préliminaire, elle nous confirme la géométrie globale du Bassin Armoricaïn définie en sismiques réflexion et réfraction.

A.IV.2.1. Modélisation gravimétrique directe 3D et les principaux résultats

Le modèle direct gravimétrique 3D a consisté à calculer les anomalies gravimétriques dues à l'attraction de tous les horizons considérés et comparer cette signature gravimétrique avec la signature gravimétrique observée de Sandwell et Smith (1997). La carte des anomalies gravimétriques calculées prend en compte les différentes couches situées au-dessus du réflecteur MS dans le domaine transitionnel et situées au-dessus du réflecteur S, base des blocs de la croûte continentale supérieure. Le modèle synthétique (*Fig. IV.26.a.*) est ensuite soustrait aux données gravimétriques satellitaires réelles (*Fig. IV.25.b.*). Il en résulte une carte des anomalies résiduelles, appelée anomalie de Bouguer du manteau (MBA = *Mantle Bouguer Anomaly*). Si l'on suppose que tout le signal gravimétrique est généré par les structures situées au-dessus du Moho, une anomalie négative résultera soit d'une mauvaise détermination géométrique, soit d'un mauvais choix des densités (intra-sédiments, intra-crustal). Les anomalies négatives et positives se compensent. En particulier dans la zone de la couche 3B et 3C (IVa et IVb, *Fig. IV.26.b.*), dont la densité a été estimée à environ 2,5 g/cm³ correspondante à une vitesse de 5 km/s selon la loi de Ludwig *et al.* (1970) (Matias *et al.* 1998, voir en annexe).

Dans cette tendance générale, la partie IVb est particulière par la présence d'une forte anomalie positive dans la carte des anomalies résiduelles du manteau (*Mantle Bouguer Anomaly*) : cette anomalie impliquerait une densité plus élevée que celle utilisée (2.4-2.5 g/cm³). Cette différence segmente le domaine transitionnel en un domaine oriental et occidental. Il y a aussi deux anomalies négatives supérieures à 10-15 mgal..

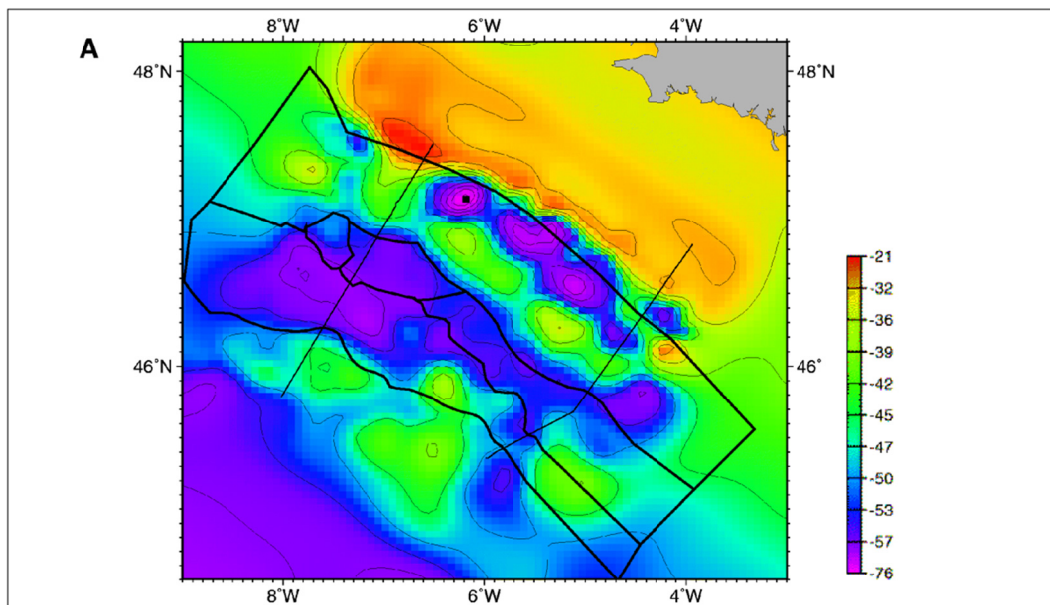


Figure IV.27.a. :

Carte des anomalies gravimétriques de la couverture sédimentaire du Bassin Armorica. L'influence des sédiments est particulièrement importante au pied de la pente continentale, permettant ainsi de justifier en partie l'importante anomalie négative (III, Figure IV.25.b.).

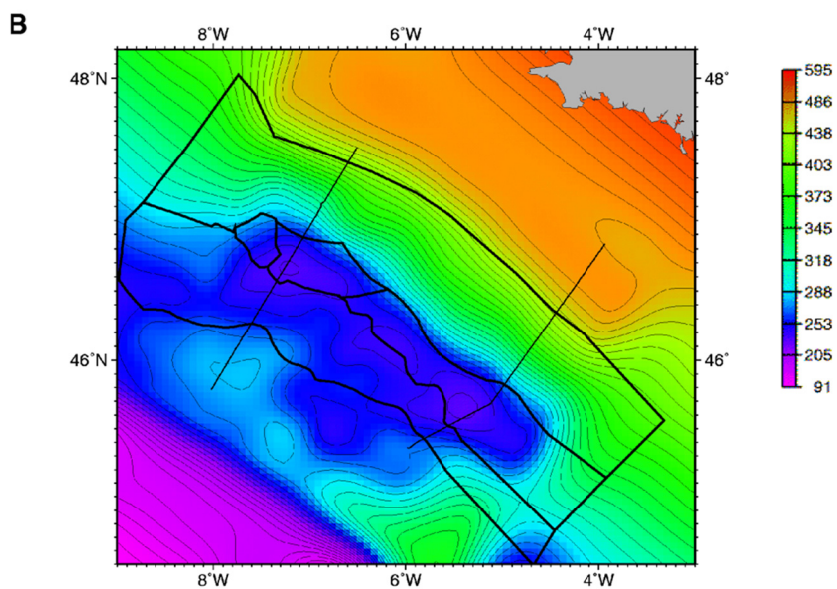


Figure IV.27.b. :

Carte des anomalies gravimétriques du socle acoustique sus-jacents aux réflecteurs S et MS. Noter l'effet gravimétrique négligeable des couches 3C et 3B situées dans la partie interne (IVa et IVb, Figure IV.25.b.).

Ces anomalies peuvent correspondre à un Moho plus profond ou à un corps plus léger. Cependant, ces anomalies négatives ne recouvrent pas tout le domaine transitionnel.

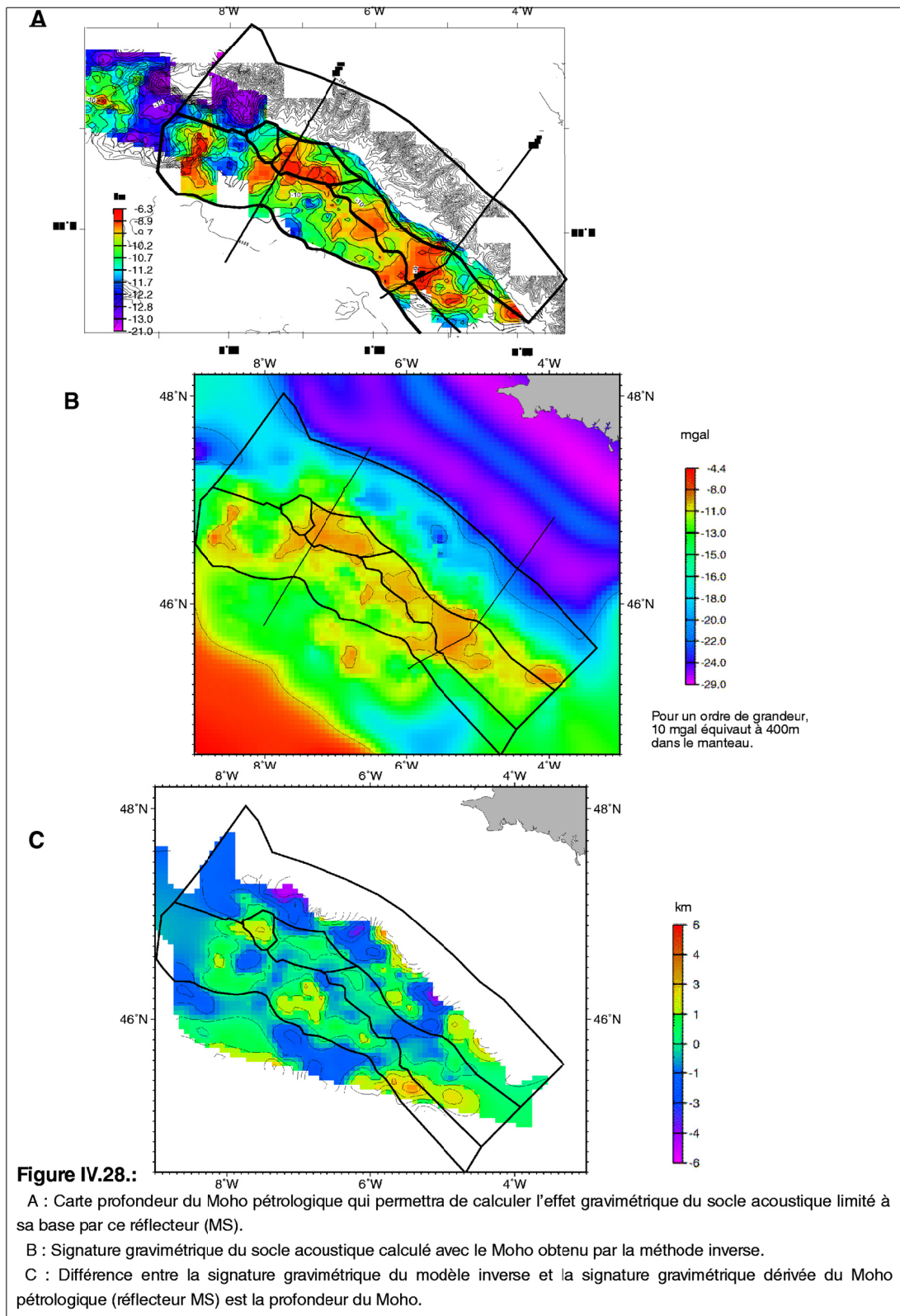
Les cartes sur la *Figure IV.27.* représentent les effets gravimétriques dissociés de la couverture sédimentaire (A) et du socle acoustique (B) du modèle calculé précédemment. Les anomalies négatives de la MBA ne correspondent à aucune structure dans les anomalies gravimétriques sédimentaires. Ces anomalies ne semblent donc pas correspondre à des erreurs de densité dans les sédiments. La carte des anomalies gravimétriques de la couverture sédimentaire (*Fig. IV.27.a.*) met en évidence l'importance des sédiments au pied de la pente continentale armoricaine, qui contribuent à justifier une petite partie de l'anomalie négative (*Fig. IV.25.b.*).

A.IV.2.2. Modélisation gravimétrique indirecte 3D et les principaux résultats

Le modèle inverse gravimétrique 3D a consisté à modéliser un Moho théorique à partir des anomalies gravimétriques à l'air libre et de le comparer au Moho sismique observé par sismique réflexion. L'effet gravimétrique de la couche d'eau et des sédiments ont été soustraits aux anomalies gravimétriques observées, afin d'obtenir une carte d'anomalies gravimétriques appelée Anomalie Crustale de Bouguer (CBA : *Crustal Bouguer Anomalie*) : c'est la soustraction de la figure IV.26.a. à la figure IV.24.b. Cette carte des anomalies réduites à la croûte (CBA) fut ensuite corrigée des effets des variations de densité latérales en utilisant une topographie du Moho *a priori*, dans le souci de prendre en compte les différents domaines du Bassin Armoricaïn (partie III, IV, V et VI). Cette carte reflète l'effet entre le sommet du socle acoustique et le Moho. L'objectif de ce modèle inverse est de trouver un modèle crustal avec un manteau de densité constante, dont l'effet gravimétrique calculé par itération ajustera la CBA.

Comme l'on considère le sommet du socle acoustique bien contraint, le résultat de cette inversion donnera un relief du Moho gravimétrique (en fonction du niveau de référence du Moho et le contraste de densité croûte/manteau choisi). Cet horizon sera comparé au Moho pétrologique (*Fig. IV.28.a.*). Il en résulte une carte des anomalies résiduelles (*Fig. IV.28.c.*). Une anomalie négative suggère que le Moho gravimétrique est plus profond ou bien que la densité choisie pour le matériel sous-jacent est trop élevée (et inversement).

Le modèle inverse montre que le Moho gravimétrique est généralement plus profond que le Moho pétrologique, dans la plupart des zones transitionnelles et aussi sous le domaine continental aminci au pied de la pente continentale (*Fig. IV.28.c.*). Il existe donc entre ces deux Mohos un matériel d'affinité mantellique mais de plus faible densité. Cette conclusion corrobore l'existence de la couche anormale à 7,2-7,5 km/s.



A.IV.2.3. Modélisation 2D et les principaux résultats

Pour faciliter l'analyse des structures 3D du Bassin Armoricaïn révélées par l'étude de gravimétrie inverse, plusieurs sections verticales ont été effectuées perpendiculairement à la marge et recoupant globalement toutes les structures profondes répertoriées dans le Bassin Armoricaïn (*Fig. IV.29.*). En tout point le long de la coupe, on calcule la charge du socle acoustique et du manteau par rapport à un niveau de référence (y compris le poids des sédiments et de l'eau). L'anomalie de charge correspond à la différence de cette charge par rapport à la charge moyenne calculée sur toute la coupe.

Ces coupes montrent, tout d'abord, une bonne concordance entre la gravimétrie calculée et observée. Toutefois, on observe un mauvais ajustement au niveau de la pente continentale. Cette différence pourrait être atténuée en corrigeant l'épaisseur de la couverture sédimentaire de la pente continentale mal contrainte par la sismique (il faut la diminuer).

Sur la majeure partie de ces coupes, le domaine océanique apparaît parfaitement compensé, malgré un soulèvement local important de la croûte océanique formant un large plateau. Ce dernier s'équilibre avec la présence d'une couche sous-jacente de plus faible densité (vitesse 7,4 km/s).

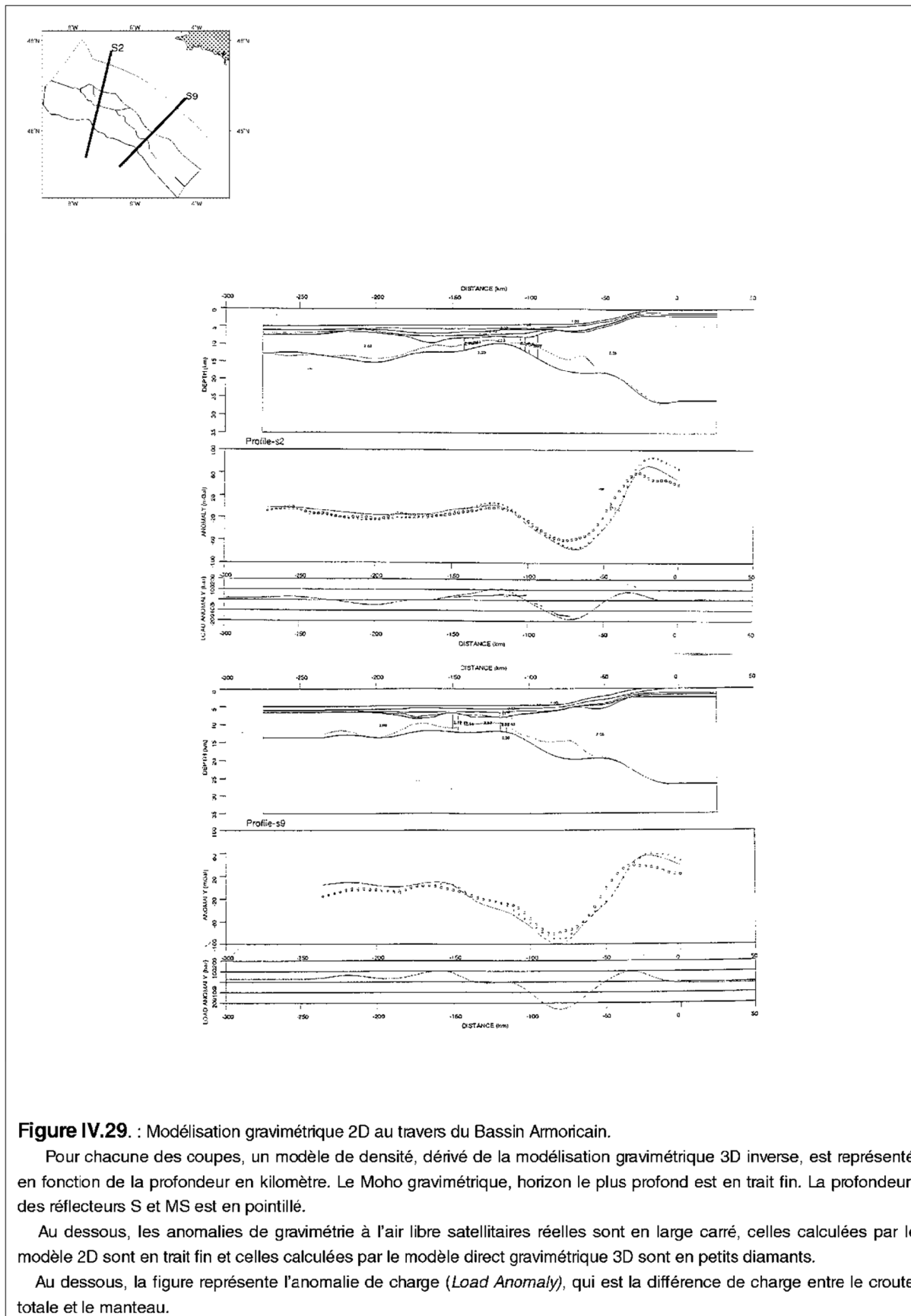
On retrouve les résultats des modèles inverses 3D :

- Sous le domaine transitionnel (IV et V, *Fig. IV.1.*), le Moho gravimétrique apparaît plus profond que le Moho sismique (le réflecteur MS), suggérant ainsi l'existence d'une déficience de masse en profondeur. Cette dernière pourrait être expliquée par l'existence d'une couche à vitesse 7,4 km/s, impliquant une densité moindre que celle d'un manteau normal.

- Sous le domaine continental aminci (III, *Fig. IV.1.*), le Moho gravimétrique apparaît plus profond que le réflecteur S. Nous confirmons que le réflecteur S est un réflecteur intracrustal situé à la base de la croûte continentale supérieure et au toit de la croûte continentale inférieure (matériel moins dense).

Il est à noter que le domaine continental aminci est en paliers à sa base comme à son sommet. Le Moho situé vers 30-35 km de profondeur sous la marge remonte rapidement sous la pente continentale (jusqu'à 20 km), reste à profondeur constante sous les structures distensives (20 km) et enfin remonte pour aboutir au Moho pétrologique (MS) du domaine transitionnel du Bassin Armoricaïn (10-12 km).

® En résumé, bien que cette analyse gravimétrique soit encore préliminaire, elle nous confirme la géométrie globale du Bassin Armoricaïn définie en sismique réflexion et réfraction. Elle nous permet aussi de vérifier l'existence, dans le domaine transitionnel, d'une couche (7,4-7,5 km/s) de plus faible densité que celle du manteau normal sous le réflecteur MS. Le domaine transitionnel est en équilibre isostatique : les anomalies gravimétriques à l'air libre sont principalement induites par des structures sédimentaires. Le domaine océanique, malgré l'existence du plateau océanique, est aussi en équilibre isostatique.



A.V. Apports des données magnétiques sur la compréhension des structures du golfe de Gascogne

Par l'observation de la répartition des anomalies et de leurs grains, les cartes des anomalies magnétiques permettent (1) de définir une segmentation magnétique du domaine armoricain et (2) de contraindre une reconstruction cinématique, qui nous permettront d'approcher la quantité de domaine déformé ou disparu sous l'Ibérie lors de la convergence Ibérie/Europe, c'est-à-dire la dimension de la marge Nord Ibérique après la dernière phase de rifting.

A.V.1. La signature magnétique du golfe de Gascogne

Au vu des données de sismique réflexion, de sismique réfraction et de gravimétrie, nous avons pu constater que le golfe de Gascogne était segmenté. Cette constatation peut aussi être faite avec les anomalies magnétiques du champ total (*Fig. IV.30.a.*) et réduites au pôle (*Fig. IV.30.b.*). Une brève description de l'opération de réduction au pôle a été faite dans le chapitre II. La réduction au pôle décale les anomalies magnétiques vers le Nord, réajuste leur intensité et réduit leur longueur d'onde. La distinction entre les domaines océanique, transitionnel et continental et l'asymétrie du domaine océanique par rapport à l'anomalie 34, sont particulièrement bien visibles sur la carte des anomalies réduites au pôle (*Fig. IV.30.b.*).

A.V.1.1. le domaine océanique

Sur la carte magnétique, le domaine océanique a une forme de triangle. Il est défini par des anomalies magnétiques linéaires orientées globalement EW, dont l'anomalie 34 constitue l'unique référence chronologique régionale. Cette anomalie 34, qui correspond à l'axe d'accrétion océanique fossile du golfe, est bordée par deux anomalies positives à densité équivalente puis d'anomalies négatives de faible intensité (*Fig. IV.30.b.*). La répartition des anomalies magnétiques confirme une accrétion le long d'un axe EW, mais souligne une différence entre le domaine océanique oriental (*cf. : Chap. IV.A.*) et le domaine océanique occidental (*cf. : Chap. IV.B.*), de part et d'autre de 8°W.

A.V.1.2. Le Bassin Armoricain

D'après l'interprétation des données de sismique réflexion, de sismique réfraction et de gravimétrie, le Bassin Armoricain est un domaine transitionnel entre les domaines continental et océanique. Les données sismiques et gravimétriques segmentent ce bassin en une partie orientale et occidentale de façon analogue à la Marge Armoricaine. Les données magnétiques s'accordent sur ces observations. Le domaine occidental se caractérise par une absence d'anomalie magnétique, alors que le domaine oriental est associé à d'importantes anomalies magnétiques positives ponctuelles. Ce changement de signature magnétique s'effectue dans l'axe du canyon d'Audierne, lieu où s'effectue le changement de direction de la Marge Armoricaine (N110 à N140).

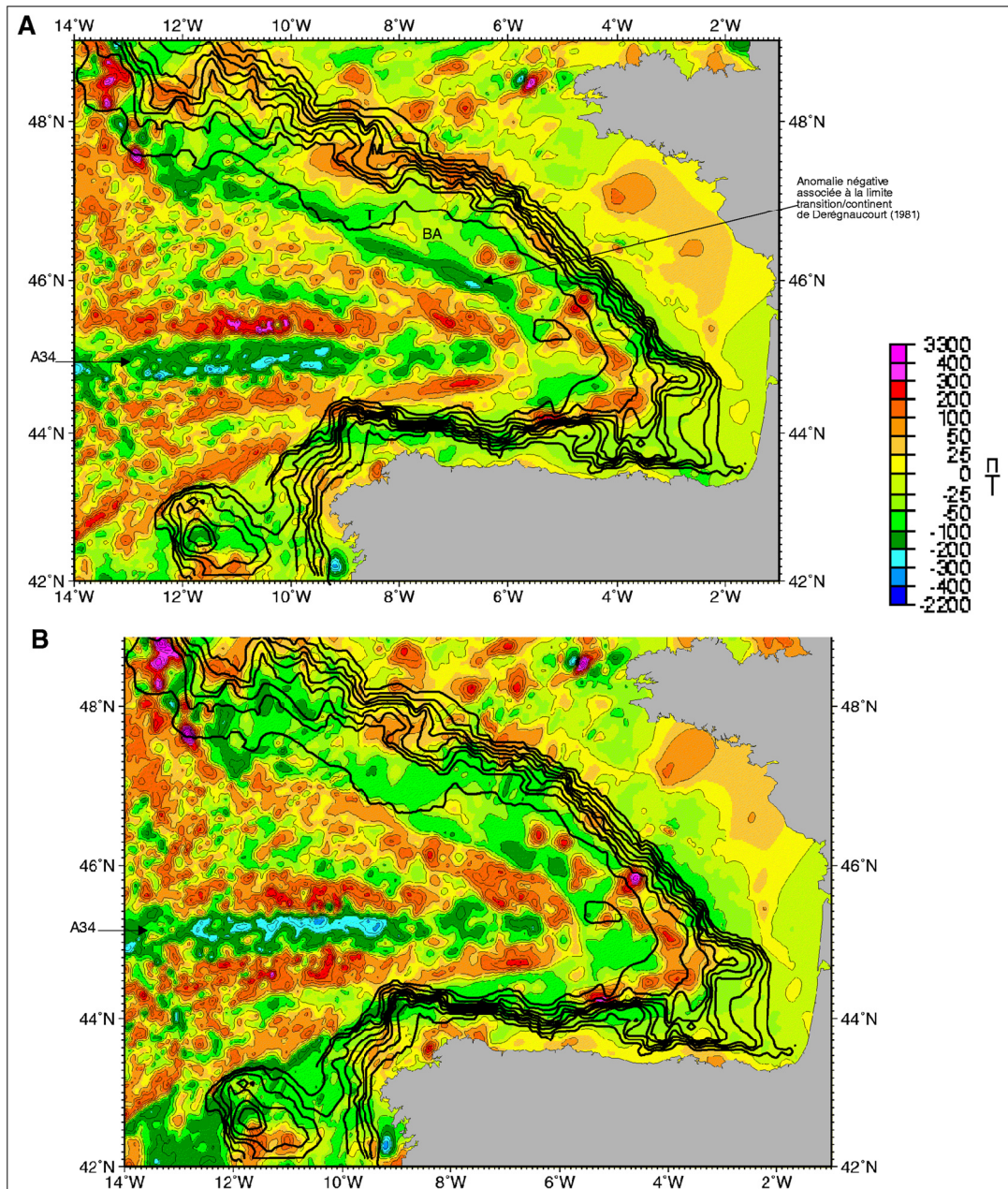


Figure IV.30. :

A : Carte des anomalies magnétiques du champ total de Verhoef et al. (1996). isocontour : 50 nT.

B : Carte des anomalies magnétiques réduites au pôle du Crétacé, établie pour la période 80-120 Ma.

Noter la disparition de l'anomalie négative linéaire, qui fut associée à la Ride Nord-Gascogne elle-même interprétée comme la limite continent/océan (Derégnaucourt et al., 1982).

Noter la symétrie des anomalies magnétiques de part et d'autre de l'Anomalie 34, signature de l'axe fossile d'accrétion du golfe.

Nous interprétons le gradient magnétique séparant le domaine océanique fortement magnétique d'un domaine magnétique calme (Bassin Armoricaïn, Trévelyan, Bassin Celtique Profond, et au pied de la Marge Nord-Ibérie) comme la limite océanique du golfe de Gascogne.

L'extrémité orientale du Bassin Armoricain, au SE du Dôme Gascogne, se caractérise par des anomalies magnétiques positives allongées selon une direction N140. Il est difficile de relier cette anomalie magnétique à une structure profonde sismique particulière.

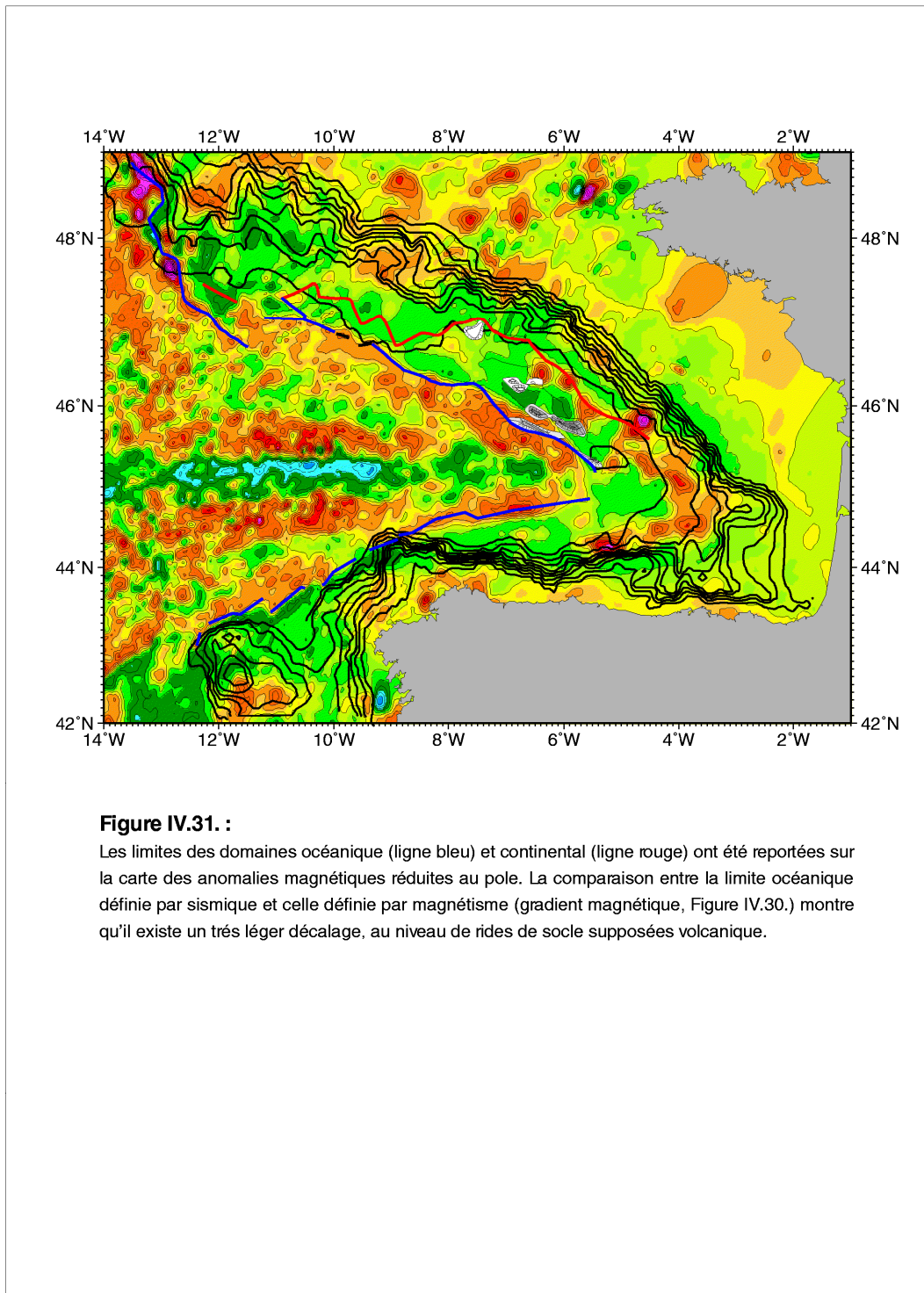
A.V.1.3. La limite du domaine océanique du golfe de Gascogne

Dans la littérature, il est établi que la limite continent/océan est soulignée par une forte anomalie magnétique négative, allongée NW-SE, qui s'étend de la marge de Goban au Dôme Gascogne (Montadert *et al.*, 1979b ; Derégnaucourt et Boillot, 1982). Sur la carte des anomalies magnétiques du champ total, cette anomalie est un trait majeur entre un domaine fortement magnétique et un domaine magnétique calme (*Fig. IV.30.a.*). Cependant, la réduction au pôle induit une atténuation voire une disparition de cette anomalie linéaire négative (*Fig. IV.30.b.*). La disparition de cette anomalie lors de la réduction au pôle, s'accompagne d'une augmentation d'intensité des anomalies positives du domaine océanique et d'une homogénéisation de la signature magnétique faiblement négative (-50 nT environ) dans le domaine transitionnel (*Fig. IV.30.b.*).

La limite septentrionale océanique, dans le domaine oriental, a été cartographiée sur la base des données de sismique réflexion et réfraction et confirmée par la gravimétrie. Par juxtaposition (*Fig. IV.31.*), cette limite océanique est soulignée en magnétisme par un gradient bien distinct, séparant un domaine magnétique calme (domaine transitionnel) d'un domaine fortement magnétique (domaine océanique). Les quelques différences observées coïncident avec l'existence de quelques rides de socle supposées volcaniques. Nous suggérons que la limite océanique soit définie par ce gradient magnétique (*Fig. IV.30.b.*) plutôt que par une large anomalie magnétique négative (*Fig. IV.30.a.*).

Nous avons étendu cette relation simple à l'ensemble du golfe de Gascogne. Sur la marge de Goban, les images de sismique réflexion, les données de réfraction et surtout les forages du Leg 80 corroborent assez bien cette relation (de Graciansky et Poag, 1985b ; Montadert et Poag, 1985 ; Pinet *et al.*, 1991). Nous avons aussi situé la limite océanique, au large de la plaine abyssale ibérique, à l'ouest de la ride de péridotite. La limite océanique au large de la marge des Entrées de la Manche semble se situer au pied de Trévelyan, relativement rectiligne malgré une certaine discontinuité du gradient magnétique.

Ce gradient est bien distinct au pied de la marge Nord Ibérique. La carte des anomalies magnétiques réduites aux pôle montre donc que la croûte océanique du domaine central ne subducte pas sous la plaque ibérique, exceptés sous le cap Ortégal et le Banc de Galice. Cette observation a un impact important sur l'existence d'une symétrie ou asymétrie des marges conjuguées du golfe de Gascogne. Pour aborder ce problème, il nous faut connaître la géométrie spatiale du golfe de Gascogne, avant la convergence pyrénéenne. Une reconstruction cinématique à l'anomalie 34, représentative du stade de l'ouverture maximale du golfe de Gascogne, a été établit sur la base des reconstructions cinématiques d'Olivet (1996). Cette reconstruction (*Fig. IV.32.*) montre l'espace absorbé sous l'Ibérie lors de la convergence pyrénéenne et donc l'espace que l'on doit attribuer à la marge conjuguée de la Marge Nord Gascogne.



A.V.2. Un domaine transitionnel au large de la Marge Nord Ibérique ?

Basée sur le gradient magnétique supposé être la limite océanique, la distance entre la croûte océanique et la pente continentale Nord Ibérique diminue d'est en ouest jusqu'à s'annuler au pied du Banc de Galice (*Fig. IV.30.*). La signature typique du domaine océanique recouvre très légèrement le Banc de Galice. Des basaltes, échantillonnés par submersible sur la pente septentrionale de Galice (Boillot *et al.*, 1989), attestent l'existence de croûte océanique au pied de Galice. Au large de la Marge Nord Ibérique Orientale, un domaine non négligeable (90 km au maximum) semble exister entre la croûte océanique typique et la pente continentale Nord Ibérique. Si cet espace n'est pas océanique, il pourrait correspondre à un domaine continental aminci ou à un domaine transitionnel comme dans le Bassin Armoricaïn.

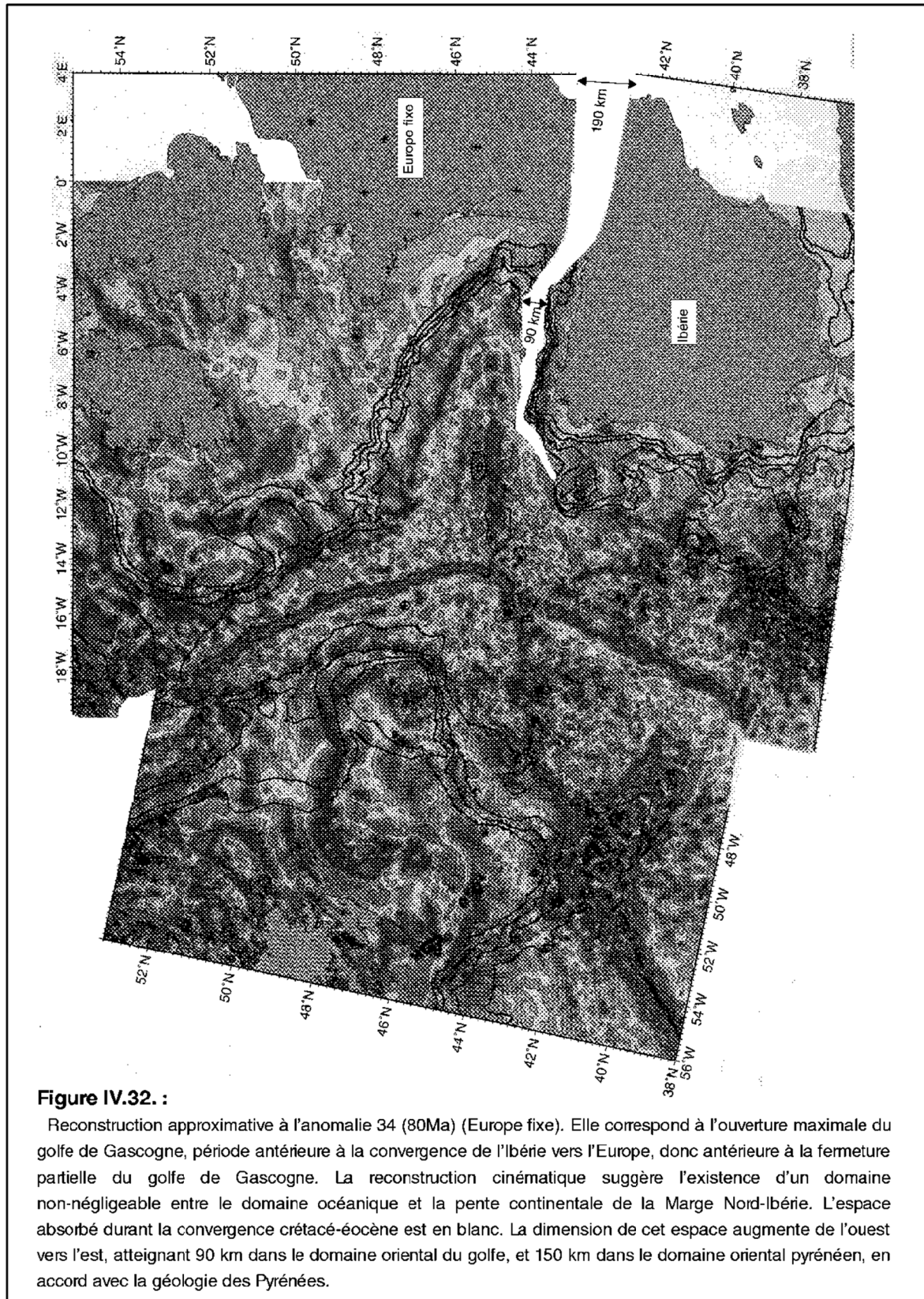
Domaine transitionnel ou continental ? Les récentes données ESCIN de sismique réflexion et de grand-angle, effectuée par une équipe scientifique espagnole (Pulgar *et al.*, 1996 ; Alvarez-Marron *et al.*, 1996, 1997 ; Fernandez-Viejo *et al.*, 1998), montre la structure profonde le long de la Marge Nord Ibérique orientale. Au pied de la pente continentale, le socle acoustique est de faible épaisseur avec une vitesse de 5.7 km/s et sus-jacent à un matériel de 7.2 km/s.

Ce domaine faiblement magnétique pourrait coïncider avec :

- (1) une croûte océanique atypique (Alvarez-Marron *et al.*, 1997) ;
- (2) une croûte continentale extrêmement amincie, par analogie à l'interprétation du Bassin Armoricaïn selon Barbier *et al.* (1986) (Pulgar *et al.*, 1996). Dans ce cas, les marges conjuguées du golfe de Gascogne seraient asymétriques (Barbier *et al.*, 1986) ;
- (3) un manteau anormal, similaire à notre interprétation du Bassin Armoricaïn. Une zone de transition continent/océan existerait donc au large de chacune des marges conjuguées du golfe de Gascogne. Dans ce cas, nous serions en présence de marges relativement symétriques. Le matériel subducté sous la Marge Nord Ibérique, lors de la convergence pyrénéenne, serait une portion du substratum mantellique du domaine transitionnel.

A.V.3. Synthèse sur les apports des données magnétiques

La répartition des anomalies magnétiques implique une segmentation du golfe de Gascogne de premier ordre (1) et de second ordre (2) : (1) À l'échelle du golfe, parallèlement à la marge, on distingue un domaine océanique, caractérisé par des anomalies magnétiques linéaires et deux domaines magnétiques calmes, le domaine continental et le domaine transitionnel. Ces derniers sont distincts l'un de l'autre par un grain magnétique différent. Pour ma part, l'anomalie faiblement négative dans la zone transitionnelle me paraît caractéristique du domaine transitionnel (*Fig. IV.30. et IV.32.*); (2) Dans le Bassin Armoricaïn, il y a deux domaines méridiens de signatures différentes. Les anomalies magnétiques nous permettent aussi de définir, avec une assez bonne précision et de manière continue, la limite océanique du golfe de Gascogne. Cette limite est relativement symétrique de part et d'autre de l'axe du golfe de Gascogne ; l'axe est matérialisé par l'anomalie 34 associée aux Monts Charcot et à la Montagne Biscaye.



L'existence de la limite océanique méridionale, au pied de la marge Nord Ibérique, détruit l'hypothèse d'une subduction possible de la croûte océanique vraie sous l'Ibérie, mais implique l'existence d'une croûte continentale amincie, d'une croûte océanique atypique ou d'une croûte transitionnelle au pied de la pente continentale. Ces différentes hypothèses ont un impact important sur l'existence d'une symétrie ou asymétrie entre les marges conjuguées du golfe de Gascogne. Si nous préférons la dernière hypothèse, celle-ci n'est actuellement pas vérifiée.

A.VI. Discussion de quelques traits essentiels du Bassin Armoricaïn

La limite océan/continent du golfe de Gascogne a été définie dans les années 70 et dogmatisée dans les années 80 : un haut de socle, indice supposé de la Ride Nord Gascogne, fut interprété comme la limite océan/continent et étendue sur plus de 300 km de long du pied de l'Escarpement de Trévelyan au Dôme Gascogne (Avedik *et al.*, 1996 ; Derégnaucourt, 1981).

Les nouvelles données sismiques ont révélé que la Ride Nord Gascogne n'existait pas en tant que ride étroite mais comme un large plateau (*Fig. IV.1.*). La réduction au pôle des anomalies magnétiques a montré l'inexistence de l'anomalie magnétique négative, interprétée auparavant comme la signature de la limite continent/océan (*Fig. IV.30.*). Nos travaux ont mis en évidence une zone de transition océan/continent sur la largeur du Bassin Armoricaïn. La limite océanique de cette zone de transition océan/continent armoricaïne est relativement proche de la limite océan/continent de Derégnaucourt (1981).

La limite septentrionale du domaine océanique, orientée globalement EW dans sa partie occidentale, est bien contrainte par les images de sismique réflexion et réfraction (*Fig. IV.1.*). Les caractéristiques sismiques de cette limite sont : **(1)** une diminution de la profondeur du toit du socle acoustique ; **(2)** la présence de réflecteurs inclinés superficiels et profonds. La limite septentrionale du domaine océanique, à proximité du Dôme Gascogne, est difficilement reconnaissable et donc incertaine, située au nord ou bien au sud de la ride nommée Rb (*Fig. IV.17.*). Cette indécision est due à l'impossibilité de retrouver les mêmes caractéristiques sismiques définissant la limite septentrionale occidentale : la déformation éocène affecte tout particulièrement la région des Pyrénées et particulièrement la zone située au pied du Dôme Gascogne.

Nous avons remarqué l'existence d'une relation étroite entre la bordure septentrionale du domaine océanique armoricaïn (définie par sismiques réflexion et réfraction) et un gradient magnétique des anomalies réduites au pôle (*Fig. IV.30.*). Nous avons admis que ce gradient magnétique pouvait souligner la bordure du domaine océanique typique. Cette hypothèse se vérifie relativement bien au large de la marge de Goban, où les images de sismique réflexion, les données de réfraction et les forages du Leg 80 ont permis de montrer la juxtaposition de la croûte océanique à la croûte continentale amincie (Graciansky et Poag, 1981b ; Montadert et Poag, 1981 ; Pinet *et al.*, 1991).

A.VI.1. La nature du substratum du domaine transitionnel

La nature du socle acoustique du Bassin Armoricaïn a été le plus souvent définie comme celle d'une croûte continentale extrêmement amincie (Avedik et Howard, 1979 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982 ; Le Pichon et Sibuet, 1981) plutôt que celle d'une croûte océanique typique. Nous ne confirmons aucune de ces hypothèses : nos observations ont montré que la majeure partie du Bassin Armoricaïn se caractérisait par un substratum atypique, définissant un domaine transitionnel (partie IV et V, *Fig. IV.1.*). Les principales caractéristiques de ce substratum sont les suivantes :

- (1)** Le substratum est plus profond que les domaines adjacents et ne comporte aucune structure tectonique de type blocs basculés ou horst ;
- (2)** Sous le réflecteur MS, des réflexions inclinées en *toplap* se prolongent sur 0,5 std de profondeur en moyenne ;
- (3)** Le substratum est défini par des vitesses sismiques (7,2 à 7,5 km/s) inférieures à celles du manteau normal et supérieur à celles d'une croûte continentale inférieure. Il repose sur du matériel à 8 km/s interprété comme du manteau normal (*Fig. IV.3 et IV.17.*).
- (4)** Le Bassin Armoricaïn a une signature magnétique atypique, où aucune anomalie linéaire n'a été distinguée (*Fig. IV.30.*).

Ces caractéristiques sont comparables à celles de la zone de transition océan/continent (TOC) de la plaine abyssale ibérique, ce qui est en accord avec les résultats des reconstructions cinématiques (Olivet, 1996) : le Bassin Armoricaïn est un espace océanique qui pose pour la reconstruction initiale les mêmes problèmes géométriques que les bassins ouest-ibériques (*cf. : Chap. I.C.*).

Pour le substratum de la zone de TOC de la plaine abyssale ibérique, trois hypothèses sur sa composition ont été énoncées, correspondant à trois processus de rupture continentale amagmatique différents. Le substratum serait constitué :

- (1)** soit d'une croûte océanique formée par accréation extrêmement lente (5 mm/an) (Whitmarsh et Sawyer, 1996). Pour 80 km de large, cela correspond à une accréation lente durant 16 Ma environ ;
- (2)** soit d'une croûte continentale amincie et contaminée par du matériel mafique (Whitmarsh et Sawyer, 1996). La croûte continentale inférieure litée aurait été transformée, perdant son litage, et contaminée par du matériel plus dense. Cette hypothèse rejoint celle de Barbier *et al.* (1986) qui suggérait une croûte continentale inférieure comme substratum du Bassin Armoricaïn;
- (3)** soit encore d'un manteau supérieur serpentinisé : les échantillonnages de péridotites serpentinisées effectués sur les extrémités occidentale et orientale de la zone de transition océan/continent de la plaine abyssale ibérique soutiennent cette hypothèse (Boillot *et al.*, 1987 ; Beslier *et al.*, 1988 ; Whitmarsh *et al.*, 1998).

Par analogie à la plaine abyssale ibérique, les vitesses sismiques de 7,2-7,5 km/s, la signature magnétique, les caractéristiques sismiques du substratum et la géométrie de la TOC armoricaïne soutiennent plutôt l'hypothèse d'un manteau anormal. Recouvert directement par une couverture sédimentaire (la couche 3B

et l'unité 3), le manteau dénudé aurait été serpentinisé par l'action d'une circulation de fluides favorisée par une fracturation superficielle intense (Boillot *et al.*, 1988a, 1995c; Pickup *et al.*, 1996; Recq *et al.*, 1996). Dans ce cas, le réflecteur MS représente le Moho pétrologique, c'est-à-dire le contact croûte/manteau ou sédiment/manteau.

A.VI.2. Les caractéristiques du substratum du domaine transitionnel

A.VI.2.1. Sa topographie

Le toit du substratum présente des bombements de grande longueur d'onde, qui se répartissent le long de la Marge Armoricaire (*Fig. IV.9.*). Leurs limites se situent dans la continuité des principaux traits morphotectoniques de la marge. Les reliefs topographiques du réflecteur MS sont antérieurs aux premiers dépôts de la couverture sédimentaire litée et apparaissent antérieurs ou synchrones à la mise en place de la couche 3B (*Fig. IV.9.a.*). Cette topographie du manteau n'est pas une observation nouvelle, puisqu'elle a déjà été observée dans la Mer Tyrrhénienne (Réhault *et al.*, 1990 ; Tisseau *et al.*, 1986), toutefois elle apparaît différente de la zone de transition océan/continent septentrionale de la Plaine Abyssale Ibérique qui semblerait contenir des horsts et grabens de manteau serpentinisé (profil LG12) (Beslier *et al.*, 1993a, b, 1994, 1995).

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer l'origine de ces bombements. Ils pourraient être la conséquence de la déformation compressive pyrénéenne ou d'un processus diapirique dû à la serpentinisation. Ils pourraient aussi représenter un indice structural de la mise en place du manteau au pied de la marge. Si ces bombements étaient une conséquence de la déformation compressive pyrénéenne, la couverture sédimentaire sus-jacente serait elle aussi déformée. Comme la topographie apparaît indépendante des structures sus-jacentes, nous rejetons cette hypothèse. Une exception existe toutefois pour le bombement situé sous la partie orientale de Trévelyhan, qui doit sa très faible profondeur à un soulèvement tardif lors de la déformation compressive pyrénéenne. Comme nous n'observons aucun indice de mouvements verticaux dans la série sédimentaire sus-jacente, si ces bombements sont dus à un réajustement, ce dernier est soit instantané par rapport au taux de sédimentation soit antérieur à la sédimentation. Ces bombements peuvent être également un indice structural de l'exhumation mantellique. Le manteau aurait acquis alors sa topographie lors de sa dénudation.

A.VI.2.2. Ses caractéristiques sismiques

Les réflecteurs inclinés, observés sous le réflecteur MS, appartiennent à la partie supérieure de la couche sismique de 7,2 à 7,5 km/s (*Fig. IV.17.*). Communément observés dans tout le domaine transitionnel armoricain, ils présentent une répartition hétérogène : sur les coupes sismiques, la densité des réflecteurs varie sans relation distincte avec le matériel sus-jacent. En plan, leur répartition est fonction de la topographie du substratum, de sorte que la distribution apparaît radiale autour d'un bombement ou d'une dépression. (*Fig. IV.3.a. et IV.10.*). Ces réflecteurs acoustiques soulignent en théorie un contraste d'impédance suffisant pour être détecté en sismique réflexion. Ils pourraient refléter une déformation cassante associée à des fluides ou des variations de serpentisation, originaire de la dénudation du substratum ou d'une déformation ultérieure. Les hypothèses sont les suivantes :

- (1) Les réflecteurs inclinés ont été interprétés comme la continuité de failles listriques limitant des blocs basculés (Barbier *et al.*, 1986). Cependant contrairement aux observations faites par Barbier *et al.* (1986a), ils ne représentent pas la continuité d'une fracturation du matériel sus-jacent (failles listriques), celle-ci n'existant pas.
- (2) Ces réflecteurs pourraient représenter un complexe de dykes ou de filons, par analogie aux réflecteurs SDRs observés sur les marges volcaniques (Eldholm *et al.*, 1995 ; Holbrook *et al.*, 1994). Les dykes gabbroïques et basaltiques de type MORB, observés au sein de la lherzolite Erro-Tobbio dans le massif ophiolitique Voltri ont été associés à une zone de déformation cisailante et seraient initiés lors de la dénudation du manteau durant le rifting (Vissers *et al.*, 1995).
- (3) Ces réflecteurs pourraient représenter une fracturation cassante de la partie superficielle du substratum. Étant en contact direct avec la couverture sédimentaire, cette fracturation serait associée à une circulation de fluides qui serait le moteur d'une serpentisation. Cette serpentisation justifierait ainsi les 2 à 4 km d'épaisseur de la couche à faibles vitesses (7,2-7,5 km/s) pour un manteau supérieur. Cette hypothèse implique un manteau suffisamment froid et/ou pas trop serpentisé pour être ou rester fragile.

La relation, qui existe entre les réflecteurs inclinés et les reliefs du manteau, favoriserait, selon nous, l'hypothèse d'une fracturation comme une cause ou une conséquence des bombements mantelliques : c'est la mise en place de bombements mantelliques froids qui induit la fracturation, ou la fracturation qui favorisant la serpentisation crée les reliefs par l'augmentation de volume du matériel mantellique.

A.VI.3. La frontière méridionale du domaine transitionnel

La couche sismique interprétée comme étant du manteau serpentisé se poursuit sous la croûte océanique (*Fig. IV.17. et IV.19.*). La présence d'une couche de plus faible vitesse, donc de plus faible densité que celle du manteau normal, est associée à une large zone moins profonde que la croûte océanique voisine (VI, *Fig. IV.3.*). Ce plateau océanique correspond à un soulèvement de la croûte océanique, associé à une érosion ou à un non-dépôt de la première formation sédimentaire *post-rift* (*Fig. IV.17.*). Cette structure haute

est donc synchrone ou très légèrement postérieure à l'accrétion océanique, impliquant ainsi la présence du manteau serpentinsé dès l'accrétion océanique. L'étude gravimétrique préliminaire montre que ce domaine est en équilibre isostatique : Le sous-placage d'une couche de faible densité compense parfaitement le relief du plateau océanique (*Fig. IV.3. et IV.17.*).

A.VI.4. Âge de mise en place du substratum-âge du Bassin Armoricaïn

Si nous nous fondons sur l'étude sédimentaire, nous avons vu que le domaine transitionnel du Bassin Armoricaïn est un bassin sédimentaire mis en place peu de temps avant l'accrétion océanique, lors de la structuration de la Marge Nord Gascogne : la base de la couverture sédimentaire litée est datée de l'Albien-Cénomaniën et la couche 3B est un corps sédimentaire mis en place à la fin du rifting. Ces datations relatives excluent l'hypothèse d'une origine permo-triasique pour le Bassin Armoricaïn. Du domaine aquitain et de la Manche, le Bassin Armoricaïn aurait acquis sa géométrie lors de la dernière phase de rifting de la Marge Nord Gascogne (Barrémien/Intra-Aptien). Il n'aurait pas subi la distension triasique. On peut se demander pourquoi le Bassin Armoricaïn, qui est le plus jeune, est actuellement le bassin le plus profond et le plus mature (dans le sens où il atteint la phase d'océanisation). Les bassins permo-triasiques, dont la croûte continentale était déjà amincie, n'ont pas été les plus affectés par l'extension ultérieure du Crétacé inférieur.

L'analyse de la couverture sédimentaire sus-jacente au socle acoustique du Bassin Armoricaïn met en évidence l'horizontalité des dépôts et l'absence de dépôt-centre privilégié, qui impliquent que l'extension du Bassin Armoricaïn était déjà acquise lors du premier dépôt sédimentaire et que l'environnement était tectoniquement calme. Cette observation est en accord avec les reconstructions cinématiques (Olivet, 1996) qui montrent que le Bassin Armoricaïn avait déjà une extension équivalente à son extension actuelle, au début de l'accrétion océanique.

Les hypothèses sont les suivantes :

- (1) - Soit la mise en place du domaine transitionnel est instantanée en regard du taux de sédimentation, puisque la couverture sédimentaire ne comporte aucune variation d'épaisseur fonction de la dimension du bassin. L'exhumation rapide est en désaccord avec l'hypothèse d'une exhumation lente établie grâce aux datations sur les amphibolites des péridotites de la Plaine Abyssale Ibérique (Girardeau *et al.*, 1988 ; Beslier *et al.*, 1993b, 1994).
- (2) - soit la mise en place s'effectue progressivement en position haute, défavorisant ainsi le dépôt sédimentaire.

Ces deux hypothèses font appel à deux processus de mise en place différents en des temps différents.

® En résumé, le Bassin Armoricaïn présente toutes les caractéristiques d'une zone de transition océan/continent, similaire à celle de la plaine abyssale ibérique au large de la marge ouest-ibérique. Son substratum est constitué de manteau anormal, supposé serpentinsé par une circulation de fluides. Pour le domaine armoricaïn, ce matériel mantellique dénudé a une paléotopographie acquise lors de son exhumation ou peu de temps après. Cette topographie serait la cause ou la conséquence d'une fracturation associée à des

fluides. D'après l'âge et la géométrie de la couverture sédimentaire, le Bassin Armoricaïn est un bassin datant de la dernière phase de distension (Crétacé inférieur). Il avait déjà acquis son extension lorsque s'est déposée la première série sédimentaire litée, impliquant une dénudation extrêmement rapide entre la phase de rifting et l'océanisation ou une dénudation antérieure au rifting situé dans une position haute défavorable à la sédimentation. Actuellement, si le domaine occidental est relativement bien contraint, des incertitudes persistent sur le domaine oriental qui limitent nos interprétations.

A.VII. Synthèse du domaine armoricain

Les données sismiques renforcent l'idée que la marge Nord Gascogne est segmentée d'ouest en est, mais est aussi compartimentée parallèlement à la marge. Trois domaines le long de la Marge Armoricaire ont été cartographiés : le domaine continental, le domaine transitionnel et le domaine océanique.

Le domaine continental

→ Le domaine continental non-aminci se restreint à la plate-forme, avec une épaisseur de 30 à 35 km. Il se compose d'une croûte continentale supérieure (20 à 25 km d'épaisseur) sur une croûte continentale inférieure litée (7 à 10 km d'épaisseur). Le Moho, base de la croûte continentale inférieure litée, se situe à 10-11 km de profondeur. La terminaison de ce domaine continental non-aminci se matérialise dans la croûte supérieure par un « horst de bord ».

→ Le domaine continental aminci se situe au niveau de la pente continentale et se poursuit sur 30 km dans le Bassin Armoricain. Sous la pente continentale, l'amincissement crustal est le plus important, aboutissant à 10 km d'épaisseur au pied de la pente. Aucune structure distensive distincte n'a été observée. Cet amincissement s'effectue dans la croûte supérieure par d'importants accidents, qui se matérialisent dans la bathymétrie par une rupture de pente. L'accident majeur constitue ainsi un important escarpement qui correspond au flanc externe du horst de bord.

→ Le domaine continental extrêmement aminci se caractérise par des structures distensives. Les rares structures distensives (blocs basculés, horsts et panneaux) se confinent sur une zone de 30 km de large le long de la pente armoricaine. Ce domaine est extrêmement aminci, puisque son épaisseur relativement constante est de 10 km. Il s'interrompt brutalement à 30 km de la pente. Ces structures de la croûte continentale supérieure reposent assez souvent sur une croûte continentale inférieure litée, d'épaisseur équivalente. Si la C.C.I. litée s'amincit et s'atténue très légèrement sous la pente, elle se biseaute rapidement sous le domaine extrêmement aminci. Le réflecteur S existe exclusivement dans ce domaine continental extrêmement aminci. Il correspond à un réflecteur intracrustal qui coïncide avec un saut de vitesse, situé à la base de la croûte continentale supérieure et au toit de la croûte continentale inférieure litée. Au pied de la pente continentale, ce réflecteur S est rejoint par le Moho, base de la C.C.I. litée ; matérialisant ainsi une remontée brutale du manteau. L'amincissement crustal de la Marge Armoricaire semble s'effectuer par palier, le maximum étant sous la pente continentale et l'ultime à 30 km de la pente continentale. La disparition de la croûte continentale supérieure est associée à celle de la croûte continentale inférieure, dans des proportions semblables.

Le domaine transitionnel

Le domaine transitionnel est la caractéristique principale du Bassin Armoricaïn. De 80 km de large sur 300 km de long, il correspond à une zone de transition océan/continent, comparable à celle de la Plaine Abyssale Ibérique. Son substratum n'est ni continental, ni océanique. Nous suggérons que le substratum du domaine transitionnel est de nature mantellique. La couche sismique de 7,2-7,5 km/s est interprétée comme représentative d'un manteau serpentinisé. La couverture sédimentaire du domaine transitionnel exclut l'hypothèse d'une origine permo-triasique. La plus ancienne série sédimentaire autochtone est datée du Crétacé moyen (Albien-Cénomaniën, Unité sismique 3). Aucune évolution d'épaisseur en fonction de la distance marge/croûte océanique n'a été observée à partir de la formation albo-cénomaniënne. Cette particularité implique que lorsque l'invasion marine s'est produite, le domaine transitionnel avait déjà son extension actuelle. Cette observation pose la question de la relation entre la mise en place du substratum mantellique et la formation du Bassin Armoricaïn.

→ Dans la partie interne du domaine transitionnel, le toit du substratum est matérialisé par le réflecteur MS, qui est le prolongement de la jonction du réflecteur S et de la base de la croûte continentale inférieure litée. Il est interprété comme le Moho pétrologique. Le Moho sismique, plus profond, est souligné par le réflecteur Mn, interprété comme le front de serpentinsation. Le substratum se distingue par une paléotopographie et par une succession de réflecteurs inclinés dans sa partie la plus superficielle. Ces particularités seraient des indices structuraux de la mise en place du manteau. Le substratum est recouvert par une couverture sédimentaire litée et par quelques éléments à caractère volcanique. Il est aussi recouvert dans sa partie occidentale par une fine couche transparente, d'épaisseur variable, de 4,5 à 5,3 km/s. Cette couche appelée 3B se corrèle à l'unité sismique 4 de la Marge des Entrées de la Manche, interprétée comme une formation sédimentaire barrémo-aptienne mise en place dans l'Aptien par glissement gravitaire.

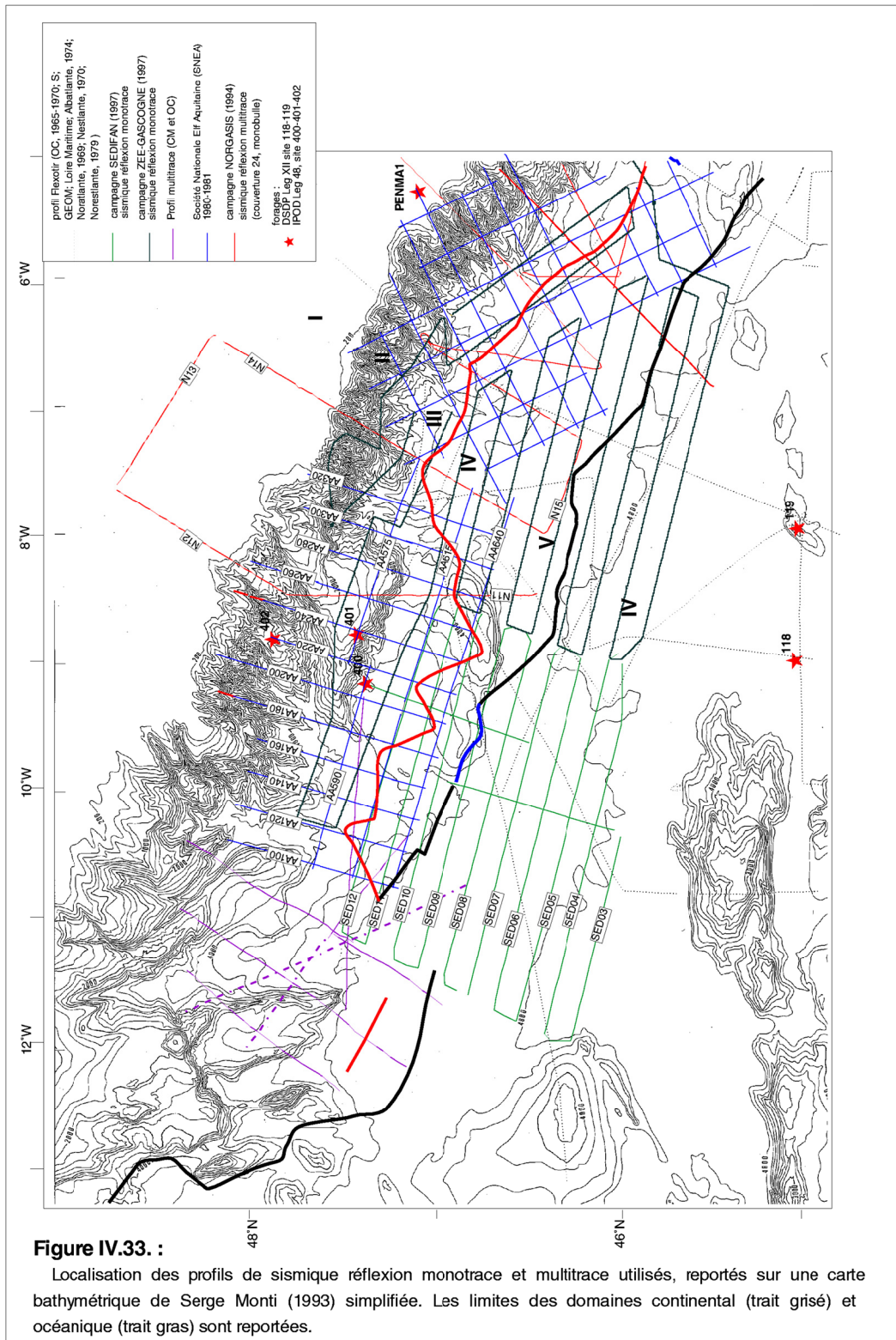
→ Dans la partie externe du domaine transitionnel, le socle acoustique est plus profond, hétérogène et faiblement tectonisé. Son approfondissement est postérieur à la mise en place du substratum et contemporain de la phase compressive pyrénéenne. Cette déformation souple de grande longueur d'onde est la seule déformation compressive observée affectant le Bassin Armoricaïn. Entre quelques structures de socle acoustique variées, les sédiments lités de la formation albo-cénomaniënne (Unité sismique 3) reposent directement sur le réflecteur MS, interprété comme le toit du substratum du domaine transitionnel, correspondant au toit du manteau serpentinisé.

Le domaine océanique

→ Le domaine océanique est constitué d'une croûte océanique d'épaisseur normale. La Ride Nord Gascogne, comme définie dans les années 70-80, n'existe pas. Il en est de même pour la forte anomalie magnétique

négative linéaire qui lui était associée. Par contre, un plateau océanique de 8 std de profondeur est observé en bordure du domaine transitionnel occidental. Celui-ci est constitué d'une croûte océanique typique d'épaisseur normale et d'une couverture sédimentaire anté-éocène restreinte. Il est sousplaqé par la couche à 7,2-7,4 km/s, prolongement du domaine transitionnel. Le soulèvement de ce plateau océanique serait la conséquence d'un réajustement isostatique, induit par la présence d'une couche de plus faible densité que celle du manteau environnant. Ce réajustement est antérieur à la compression pyrénéenne, mais synchrone à l'accrétion de la première croûte océanique.

→ La limite océanique est fortement contrainte en bordure du Bassin Armoricaïn par des données de sismiques réflexion et réfraction. Comme cette limite est soulignée par un gradient magnétique sur la carte des anomalies magnétiques réduites au pôle, nous avons prolongé cette limite océanique dans tout le golfe de Gascogne. La limite océanique méridionale, située au large de la marge Nord Ibérique, exclue l'hypothèse d'une subduction océanique sous l'Ibérie. La marge conjuguée de la Marge Nord Gascogne aurait eu un domaine non océanique de 90 km de large maximum entre la pente continentale et le domaine océanique, avant la phase de convergence pyrénéenne.



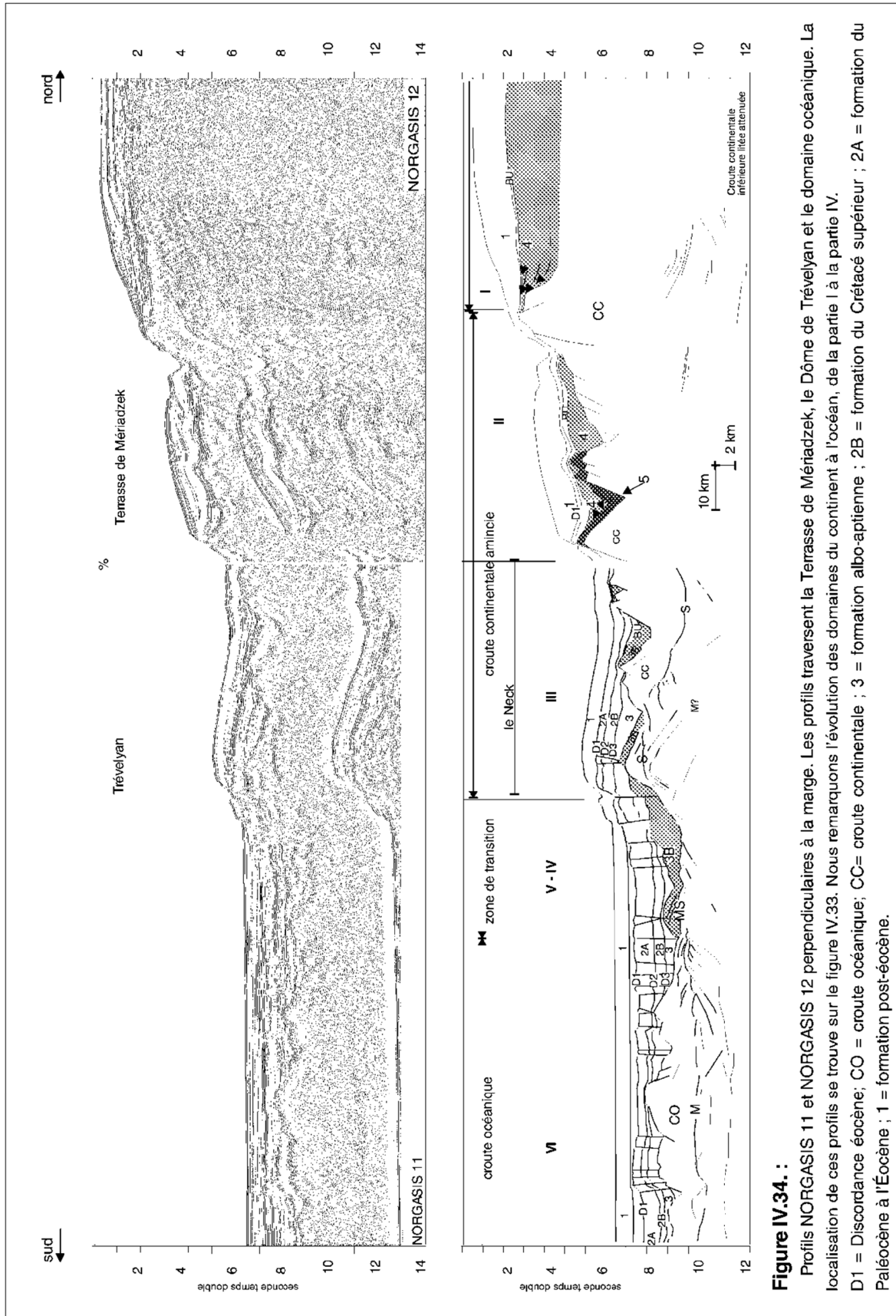
B. LA MARGE DES ENTREES DE LA MANCHE – LE BASSIN CELTIQUE PROFOND – LE DOMAINE OCEANIQUE OCCIDENTAL

B.I. Segmentation du domaine des Entrées de la Manche

La Marge des Entrées de la Manche apparaît morphologiquement plus complexe que ses marges voisines armoricaine et atlantique (*Fig. I.1.*). Limitée à l'Ouest par la Marge de Goban orientée NW-SE, elle se situe dans le prolongement de la marge Nord Armoricaire orientée EW. Elle intercepte le système de rift de la Manche NE-SW. Malgré une hétérogénéité morpho-structurale, nous avons distingué trois domaines, parallèles à la Marge des Entrées de la Manche : les domaines continental, transitionnel et océanique. Ces trois domaines s'observent sur le profil NORGASIS 11-12 qui recoupe l'ensemble Trévélyan-Mériadzek (*Fig. IV.33.*).

Ce profil (*Fig. IV.34.*) permet de visualiser un amincissement de la croûte continentale en direction de l'océan et une structuration en horsts et blocs basculés pour la Terrasse de Mériadzek et de Trévélyan (parties II et III). La tectonique compressive éocène est particulièrement importante sur Trévélyan (partie III) et sur le domaine océanique : elle se matérialise sur Trévélyan par une inversion de relief, par un escarpement abrupt, par une déformation intra-sédimentaire et par un soulèvement important des structures profondes. Au pied de l'escarpement, la disparition des structures de type bloc basculé ou horst et la présence d'une couverture sédimentaire épaisse directement sur un réflecteur profond, appelé réflecteur S (Avedik *et al.*, 1982 ; Ginzburg *et al.*, 1985), caractérisent le domaine transitionnel. Plus au Sud, une remontée du socle acoustique, dont la surface est diffractante, signale le domaine typiquement océanique (partie VI).

Malgré l'hétérogénéité morpho-structurale de la Marge des Entrées de la Manche, (*Fig. IV.34. et IV.35.*), celle-ci présente une grande homogénéité dans son ensemble (*Fig. IV.35. et IV.36.*). Les trois domaines, définis au large des Entrées de la Manche, sont globalement semblables à ceux définis pour la Marge Armoricaire. Nous observons toutefois des caractéristiques propres à la Marge des Entrées de la Manche, comme l'existence d'un important domaine continental aminci (partie III).



B.II. Description des structures observées

Les structures profondes ont été reportées sur un fond bathymétrique, Figure *IV.35*. Nous y avons aussi reporté le profil NORGASIS 11-12 précédemment décrit. Les illustrations de ce chapitre sont positionnées sur la figure *IV.33*.

B.II.1. Le domaine continental

B.II.1.1. La plate-forme des Entrées de la Manche (partie I)

Les images sismiques de la plate-forme des Entrées de la Manche, en notre possession, sont rares (*Fig. IV.37*) : le réseau sismique atteint uniquement la rupture de pente continentale, excepté le profil NORGASIS 13 qui se situe sur l'extrémité orientale de la Marge des Entrées de la Manche ; parallèle à la marge, il est face au canyon de Black Mud et au dénivelé important entre la Terrasse de Mériadzek et le Bassin Armoricaire (*Fig. IV.33*). Montadert *et al.* (1971a) avaient émis plusieurs hypothèses pour expliquer le dénivelé existant entre la Terrasse de Mériadzek et le Bassin Armoricaire : **(1)** un affaissement différent de part et d'autre de cette limite structurale, la subsidence étant plus active du côté de la Marge Armoricaire ; **(2)** une irrégularité dans la rupture initiale de la croûte continentale ; **(3)** une empreinte d'une faille transformante héritée de l'Hercynien, qui se poursuivrait au niveau du Banc de Galice et de la marge nord-espagnole. Duvergé et Poutchkovsky (1983) et Barbier (1986) ont suggéré que cet accident serait une ancienne zone de fracture NE-SW (N20) située dans le prolongement de la faille Aurigny-Ouessant. Sa position géographique apparaît capitale dans la compréhension des relations entre la Marge des Entrées de la Manche, la Marge Armoricaire et le système complexe de rifts de la Manche.

Comme dans les images sismiques de la plate-forme armoricaire, le socle acoustique du profil NORGASIS 13 est non réflectif dans sa partie supérieure et devient fortement réflectif à partir de 8 std (*Fig. IV.37.a*). Ces enregistrements sont représentatifs respectivement d'une croûte continentale supérieure et d'une croûte continentale inférieure litée d'environ 2 à 3 std d'épaisseur. Le toit du socle acoustique est horizontal et peu profond sous la plate-forme de la Marge Armoricaire, alors qu'il est incliné vers l'ouest sous la plate-forme de la Marge des Entrées de la Manche. L'inclinaison du socle acoustique, qui s'initialise vers le tir 6000, serait reliée au système de rifts NE-SW de la Manche en accord avec la carte des profondeurs des bassins des Entrées de la Manche, établie par Avedik (1975), sur la base de données de sismique réfraction (*Fig. IV.37.b*). Dans la partie superficielle de la croûte sous la plate-forme armoricaire, nous notons la présence d'une zone sismique sourde entre les tirs 6200 et 6500, dont la cause pourrait être d'ordre technique (acquisition du signal acoustique inadéquate) ou qui pourrait représenter une réelle hétérogénéité crustale telle qu'un accident et/ou un corps intrusif.

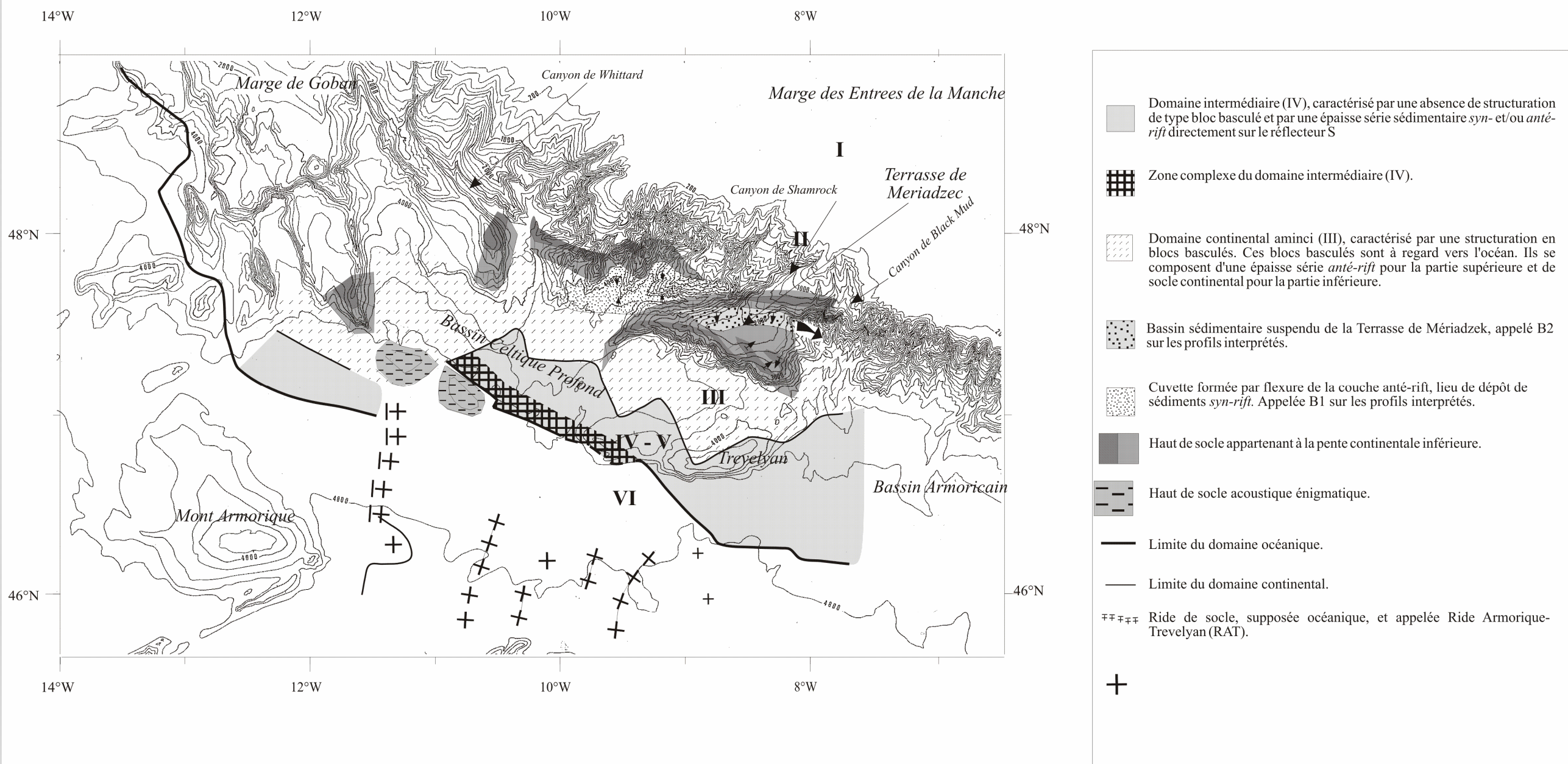


Figure IV.35. :

Carte structurale schématique du domaine occidental du golfe de Gascogne, de la Marge des Entrées de la Manche et de la Marge de Goban. Trois domaines sont définis perpendiculairement à la marge, le domaine continental (I, II et III), intermédiaire (IV) et océanique (VI). Le fond bathymétrique de S. Monti (1993) est simplifiée pour la clarté de la figure (isocontours 200 mètres).

Noter la complexité de la pente continentale. La Marge de Goban se compose d'alignement de socle NW-SE. La Marge des Entrées de la Manche est orientée globalement EW. Malgré cette hétérogénéité morphologique, la Marge Nord-Gascogne est compartimentée en un domaine continental non aminci et aminci, un domaine transitionnel et un domaine océanique.

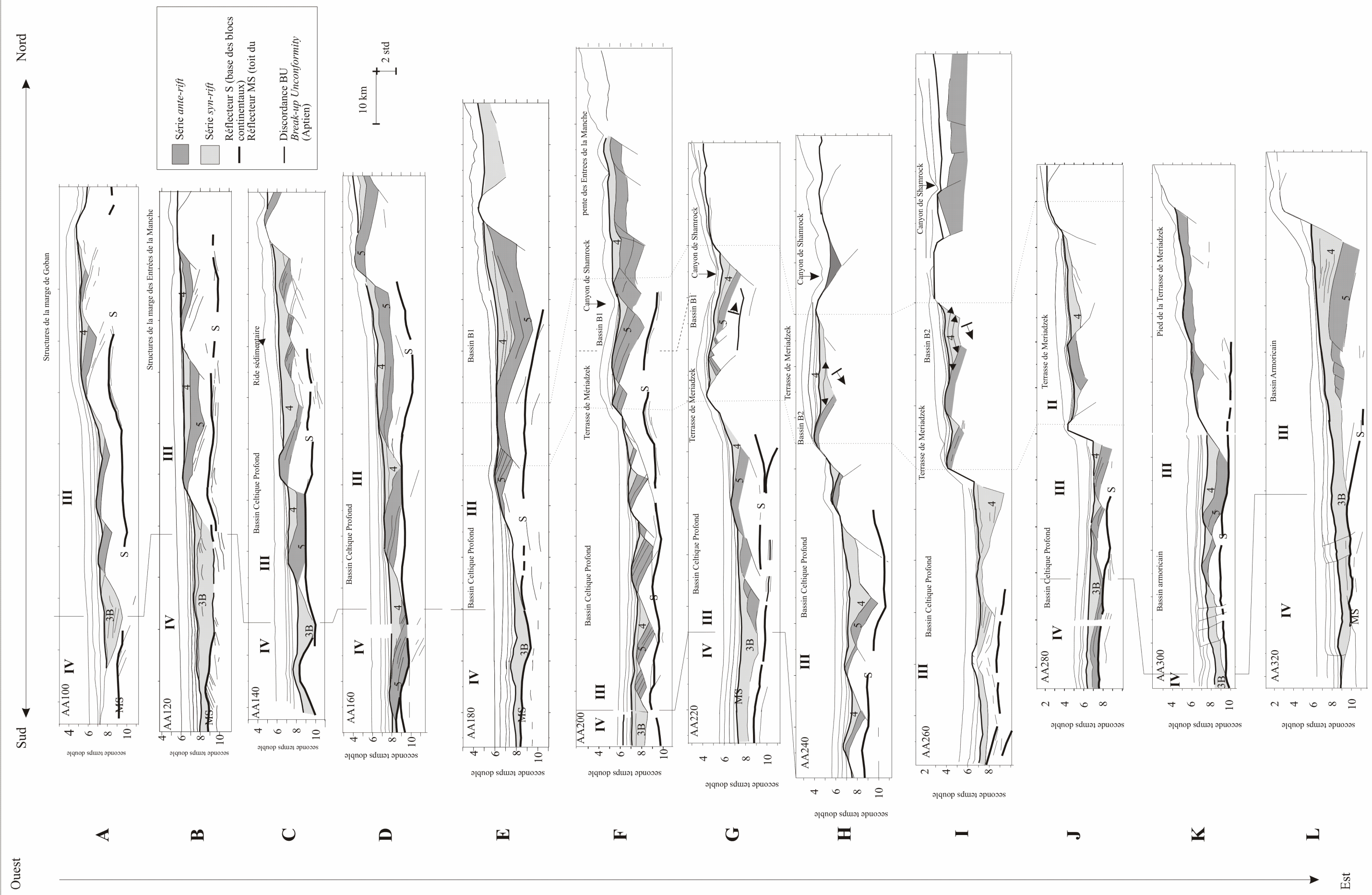
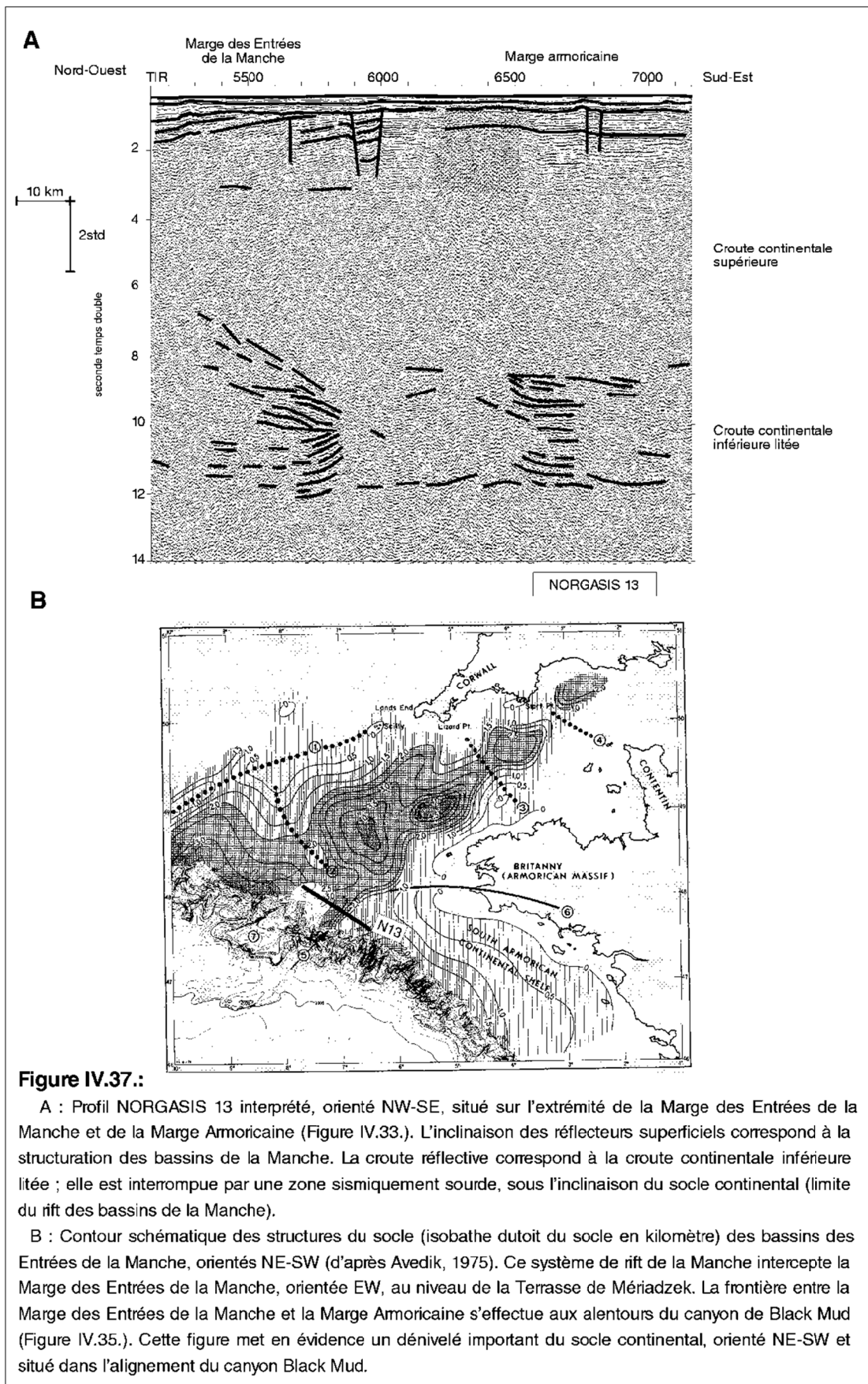


Figure IV.36. :

Évolution structurale d'ouest en est du domaine des Entrées de la manche. Les coupes interprétatives des profils pétroliers de sismique réflexion multitrace (SNEA) sont perpendiculaires à la marge des Entrées de la Manche (Figure IV.38.). Noter la présence du Nord au Sud d'un domaine continental, d'un domaine transitionnel et d'un domaine océanique, malgré l'hétérogénéité morphologique de la marge. (trait gras : réflecteur S et MS ; trait moyen = *Break-up Unconformity* ; trait fin limite de série sédimentaire ou de socle acoustique).



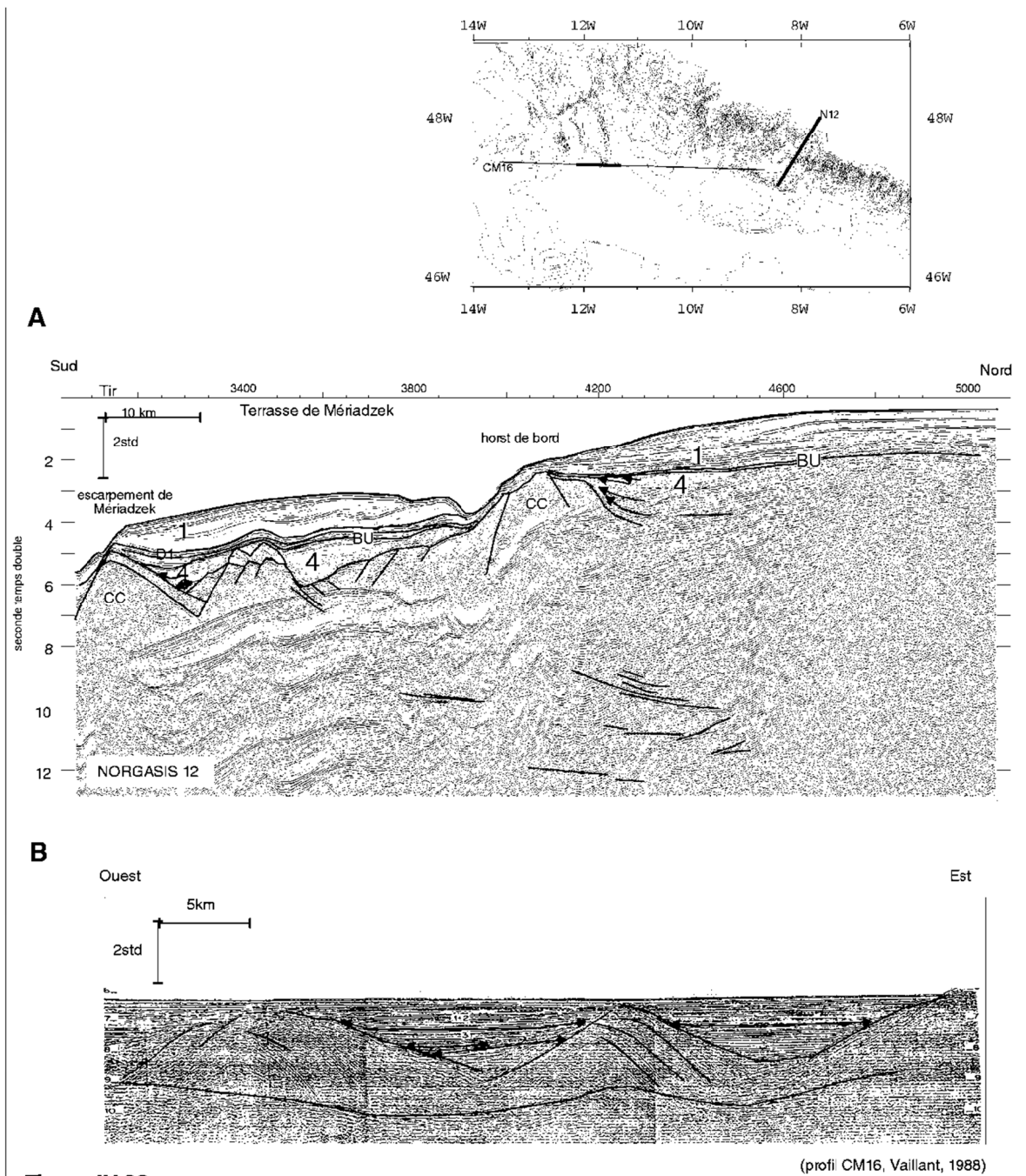


Figure IV.38. :

A : Image sismique de la première rupture de pente continentale. Comme pour la marge américaine, la plate-forme des Entrées de la Manche est bordée par une structure en horst, limitant un bassin. Sous ce « horst de bord », la croûte continentale semble s'amincir : quelques réflecteurs acoustiques sont inclinés vers le continent entre 8 et 11 std de profondeur.

B : Image sismique de la structure profonde au pied de la pente de la marge de Goban, constituée de grands alignements de socle continental, orientés NW-SE. Le pied de pente continentale est structuré en blocs basculés qui reposent sur le réflecteur S (coupe interprétée d'après Vaillant, 1988).

Dans sa partie profonde, la réflectivité de la croûte continentale inférieure n'est pas continue et homogène tout au long du profil : il y a une disparition brutale de réflexion entre les tirs 5900 et 6500, à l'aplomb de l'inclinaison du socle acoustique. Cette zone non-réfléctive pourrait refléter l'influence d'un accident profond, qui représenterait la bordure orientale du système de rift de la Manche. La limite morpho-structurale, qui sépare la Terrasse de Mériadzek du Bassin Armoricaire, serait donc la continuité d'un accident crustal qui sépare la Marge des Entrées de la Manche de la Marge Armoricaire. Cet accident serait aussi un trait tectonique majeur du système de rift de la Manche.

® En résumé, la plate-forme des Entrées de la Manche est une croûte continentale de 30 à 35 km d'épaisseur, comprenant une croûte continentale inférieure litée dans sa partie profonde. La frontière entre la plate-forme des Entrées de la Manche et la plate-forme armoricaire, qui s'observe à l'échelle crustale, est associée à la bordure SE du système de rift de la Manche. Elle acquiert une expression morphologique dans la marge : cet accident crustal se matérialise par le canyon de Black Mud et le flanc oriental abrupt de Mériadzek.

B.II.1.2. La pente continentale (partie II)

La pente continentale des Entrées de la Manche est étroite et fortement disséquée par les canyons sous-marins. La partie orientale de la pente continentale a une morphologie particulière avec la Terrasse de Mériadzek.

a) la pente continentale, à l'ouest de la Terrasse de Mériadzek

Le profil NORGASIS 12, situé sur l'extrémité orientale de Mériadzek (*Fig. IV.33.*), nous a permis de visualiser la première rupture de pente. Ce profil (*Fig. IV.38.a.*) montre une structure en horst, limitant au sud un bassin sédimentaire, appartenant à la plate-forme des Entrées de la Manche. Cette structure est semblable aux "horsts de bords", précédemment décrits sur la Marge Armoricaire. Sous ce "horst de bord", des réflecteurs, de basse fréquence et de forte amplitude, sont inclinés vers le continent, entre 9 et 12 std de profondeur. Cet ensemble de réflecteurs représenterait la C.C.I. litée, un peu atténuée par rapport à celle de la plate-forme continentale observée sur le profil NORGASIS 13 (*Fig. IV.37.a.*).

Le réseau sismique, que nous avons à disposition, nous a permis de visualiser essentiellement le bas de pente (*Fig. IV.36.*). Ce bas de pente, orienté globalement EW, se caractérise par un relief accidenté, disséqué par de nombreux canyons. Ces pointements topographiques sont à associer à d'importantes structures en horst ou en blocs basculés, dont le flanc externe, à regard vers l'océan, peut atteindre 2 à 4 std de rejet apparent (*Fig. IV.35.* et *IV.36.*). Toutes ces avancées topographiques sont donc reliées à des hauts de socle, exceptée celle située vers 9°5W et 47°8N qui est une ride sédimentaire (*Fig. IV.36.c.*). La structuration du bas de pente continentale de la Marge des Entrées de la Manche est semblable à celle de la marge méridionale de Goban.

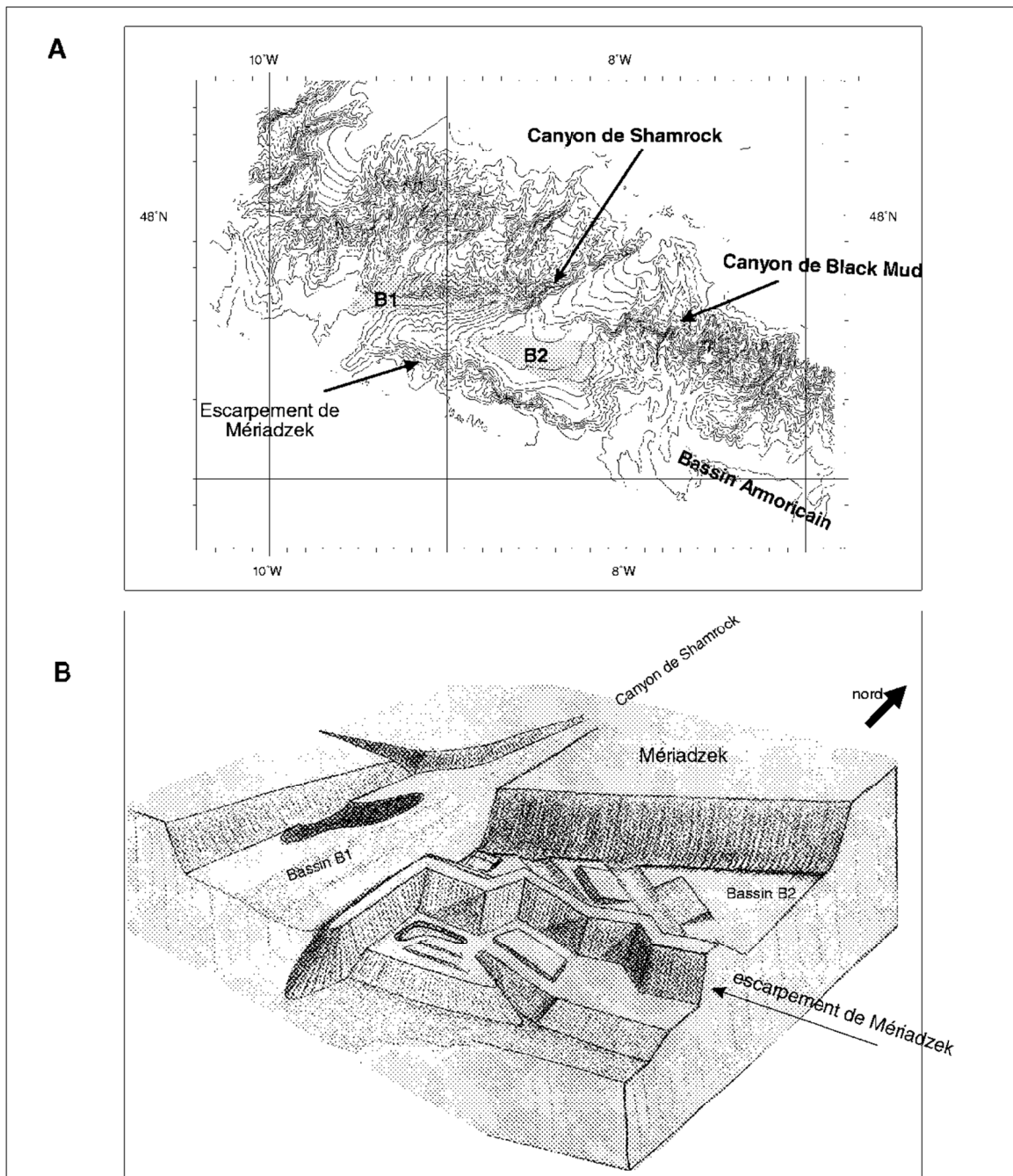


Figure IV.39. :

A : Carte bathymétrique EM12 de la Terrasse de Mériadzek (laboratoire de cartographie, IFREMER). La Terrasse de Mériadzek est un trait morphologique particulier de la marge des Entrées de la Manche. Cette structure est asymétrique avec une forme triangulaire dont les flancs méridional et oriental sont extrêmement escarpés.

B : Schéma structural de Mériadzek. Cette structure est un bassin suspendu, bordé de deux alignements de hauts de socle. Le principal alignement est l'escarpement de Mériadzek, orienté globalement EW. Le bassin suspendu, appelé B2 (Figure IV.35. et Figure IV.40.), comporte des blocs basculés, orientés NW-SE, des panneaux de socle effondrés vers le sud et une couverture sédimentaire épaisse. Le Bassin B1 se situe au pied de la pente continentale dans l'axe du canyon de Shamrock (Figure IV.35. et Figure IV.45.). Les coupes temps, au travers de cet escarpement, sont présentées sur la Figure IV.36.

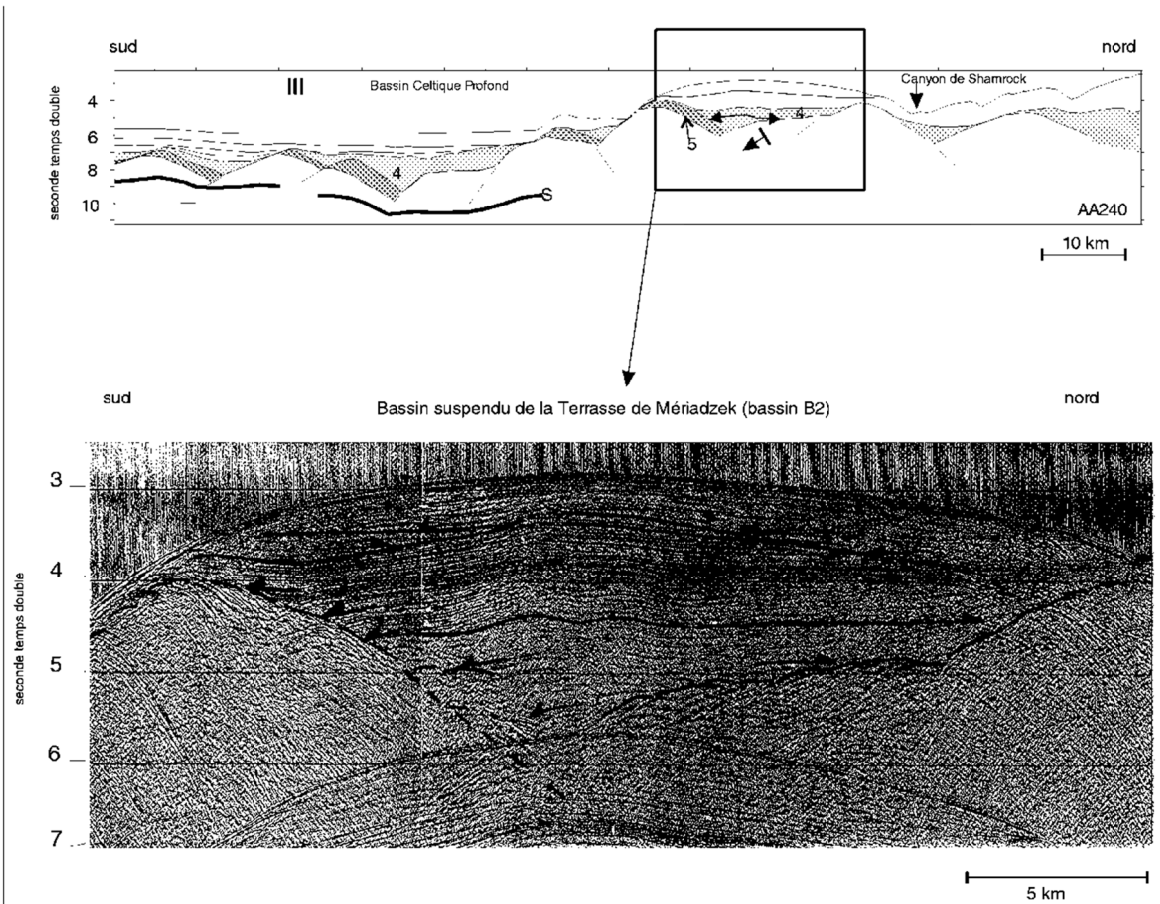


Figure IV.40. :

Image sismique du bassin suspendu de la Terrasse de Mériadzek, appelé bassin B2. Entre 2 hauts de socle, les sédiments reposent sur un socle acoustique diffractant et légèrement incliné vers le sud. Les réflecteurs de la formation sédimentaire 4 reposent en *onlap* sur le socle acoustique. Ils apparaissent relativement parallèles entre eux. La couverture sédimentaire anté- et syn-éocène apparaît très légèrement flexuré vers le Sud, par la phase compressive pyrénéenne.

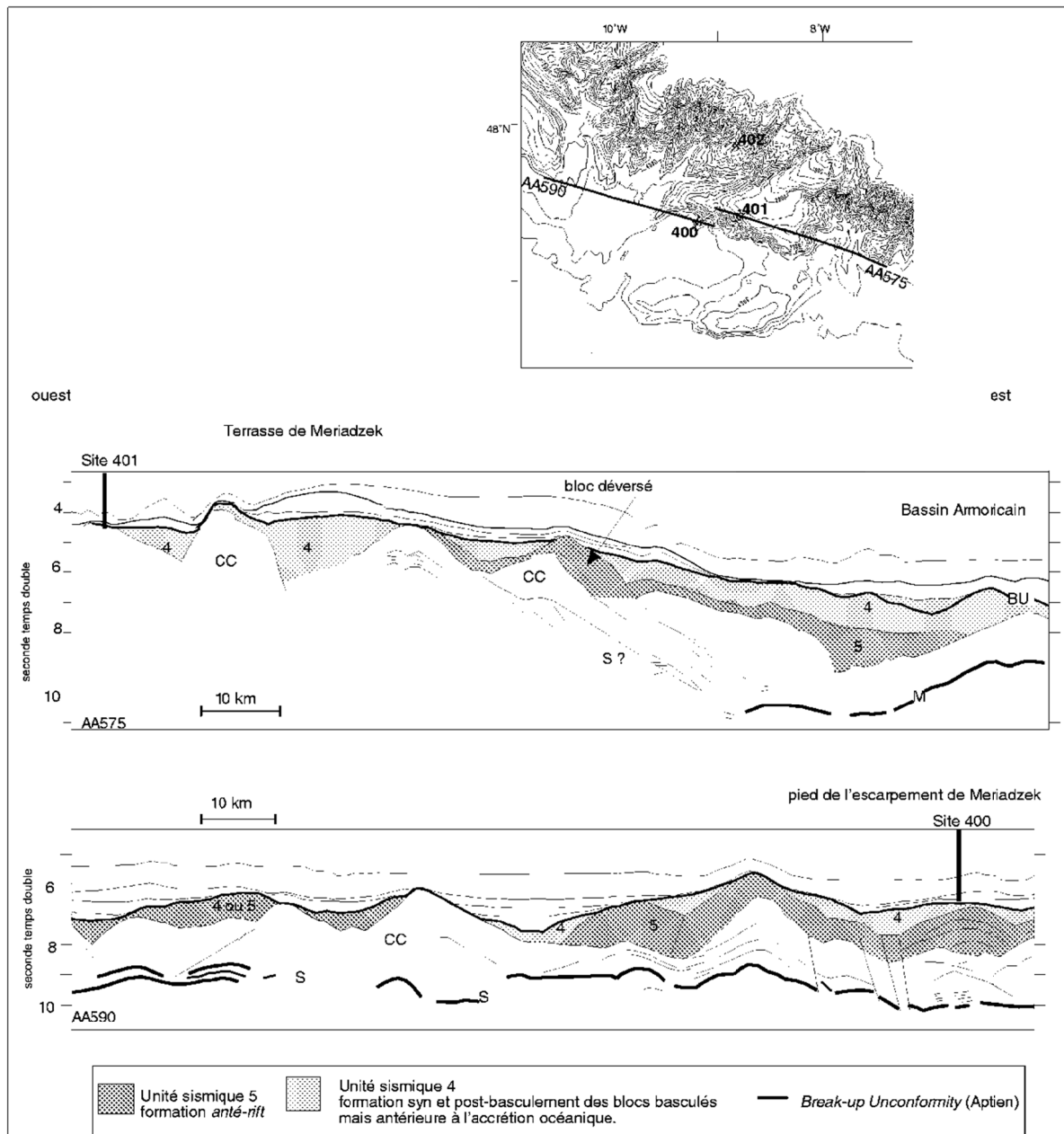


Figure IV.41. :

A : Structuration profonde entre la Terrasse de Mériadzek et le Bassin Armoricain. Sous un dénivelé de plus de 1500m, la couverture *syn* et *anté-rift* (unités 4 et 5) augmente d'épaisseur et le socle acoustique, ainsi que le Moho sismique, s'approfondissent. L'absence de structuration interne dans la couverture sédimentaire *syn* et *anté-rift* et la topographie de la discordance BU (*Break-up Unconformity*) suggèrent une mise en place par glissement après approfondissement du substratum du Bassin Armoricain. Le Bassin Armoricain s'approfondit par rapport à la Terrasse de Mériadzek. En accord avec cette hypothèse, un bloc basculé, sur l'extrémité de la Terrasse de Mériadzek, se déverse dans le sens opposé à son basculement

B : Structuration profonde au pied de l'escarpement de Mériadzek. Noter la complexité du socle acoustique, reliée sans doute à la déformation pyrénéenne.

Toutefois, l'orientation est différente : les hauts de socle sont orientés NW-SE (profil CM16, *Fig. IV.38.b.*). Le canyon de Whittard sépare les structures appartenant à la Marge des Entrées de la Manche de celles de Goban (*Fig. IV.35.*).

b) La Terrasse de Mériadzek : une structure particulière de la pente continentale

La Terrasse de Mériadzek donne une morphologie particulière à la pente des Entrées de la Manche (*Fig. IV.39.a.*). Il s'agit d'un large plateau triangulaire peu profond. Son flanc méridional est un escarpement abrupt, orienté EW-WNW-ESE. Cette structure correspond à un bassin sédimentaire suspendu, qui s'élargit vers l'est en direction du Bassin Armoricaïn (de 20 à 40 km de large). Ce bassin appelé B2 est bordé par deux alignements de horst et de blocs basculés, dont le principal est l'escarpement de Mériadzek qui en constitue le flanc externe, à regard vers l'océan (*Fig. IV.36.e. à j.*). Cet escarpement, globalement orienté EW, se compose de segments de socle orientés NW-SE et NE-SW (*Fig. IV.39.*). **Le bassin suspendu (B2) est un bassin sédimentaire épais et asymétrique, qui comporte quelques blocs basculés dans la partie méridionale et un panneau de socle incliné vers le Sud, dans sa partie septentrionale. Les blocs basculés internes à la Terrasse de Mériadzek sont orientés NW-SE et leur basculement est variable. Ils se composent dans la partie inférieure d'un socle acoustique transparent, supposé refléter le socle continental, et dans la partie supérieure d'une succession de réflecteurs subparallèles inclinés, qui suggèrent une couverture sédimentaire basculée, *anté-rift*. Le panneau de socle, quant à lui, est semblable aux structures observées au pied de la marge Sud Armoricaïne (*Fig. IV.6.c.*), ou bien au panneau effondré du Bassin de Parentis (*Fig. I.9.*).** Sur ce substratum et entre les blocs basculés, une épaisse couverture sédimentaire comble les dépressions. Cette série *syn-rift* ne présente qu'exceptionnellement des figures en éventails, caractéristiques d'un dépôt synchrone à la rotation des blocs. Comme les réflecteurs sismiques sont relativement horizontaux, subparallèles et en *onlap* sur le socle acoustique (*Fig. IV.40.*), la mise en place de ces blocs se serait effectuée dans un laps de temps instantané par rapport au taux de sédimentation de l'unité sismique 4. La couverture sédimentaire anté-éocène semble affectée par une légère déformation, conséquence de la phase compressive pyrénéenne.

La frontière occidentale de la Terrasse de Mériadzek est douce et relativement simple. Par contre, la frontière orientale est abrupte, complexe et parfaitement rectiligne selon une direction NNE-SSW. Sous un dénivelé de plus de 1500 m, on observe une augmentation d'épaisseur de la série sismique 5 et un approfondissement du socle acoustique et du Moho sismique (*Fig. IV.41.*). Recouverte par une succession de réflecteurs sismiques horizontaux des séries du Crétacé moyen et supérieur, l'unité sismique 4 ne comporte aucune structuration interne distincte. Sous la rupture de pente, un bloc basculé semble se déverser vers l'Est, sens opposé au basculement initial de ce bloc.

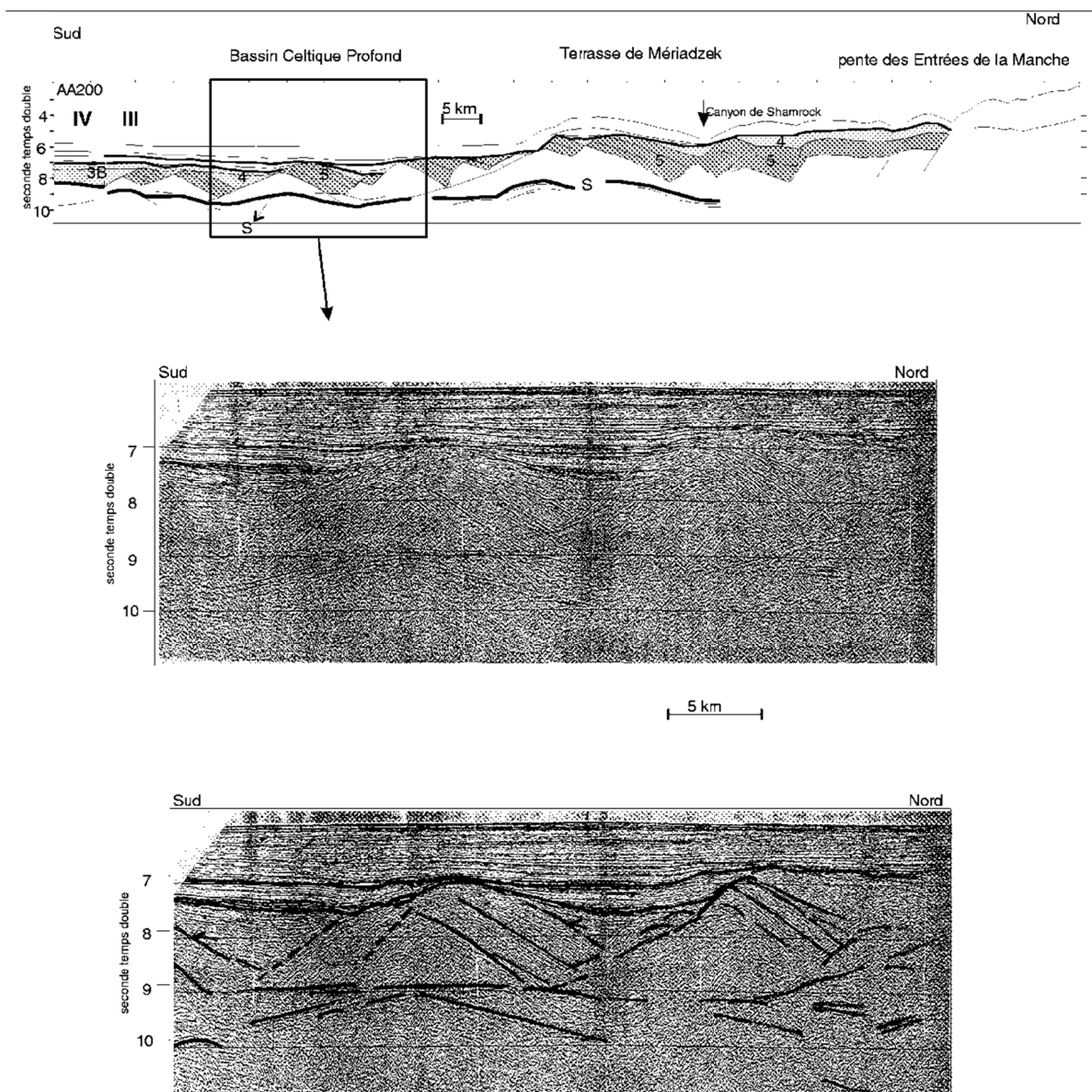


Figure IV.42. :

Exemple de blocs basculés parallèles à la marge des Entrées de la Manche. Ils caractérisent la structuration du domaine continental aminci (partie III) des Entrées de la Manche. Ces blocs basculés ont une largeur d'une dizaine de kilomètres. À regard vers l'océan, ces blocs sont coiffés par l'unité sismique 5, reportée à une formation sédimentaire anté-rift et inclinée vers le continent. Ces blocs reposent sur le réflecteur S. Entre ces blocs, la configuration de l'unité sismique 4 présente peu de figures sédimentaires relatant les mouvements du basculement des blocs. Ceci suggère une structuration en blocs dont le basculement fut réalisé instantanément par rapport au taux de sédimentation de l'unité sismique 4.

Sur ce profil, les blocs basculés situés actuellement sur un réflecteur S sub-horizontale, semblent provenir d'une importante surface de décollement, confondue avec l'escarpement de Mériadzek. Ce détachement semble devenir horizontale sur le réflecteur S.

La structuration superficielle et profonde sous l'important dénivelé entre la Terrasse de Mériadzek et le Bassin Armoricaïn, suggère un glissement gravitaire des structures préexistantes le long de la pente ; il se serait peut-être réalisé lors de l'approfondissement du Bassin Armoricaïn et de l'escarpement de Trévelyen par rapport à la Terrasse de Mériadzek. Cette hypothèse rejoint celle de Vaillant (1988) qui optait pour la création d'un graben à l'Albien sur une plate-forme carbonatée à l'emplacement du futur Canyon de Black Mud (*Fig. I.1.*). Elle est aussi en accord avec les interprétations des forages 400 et 402 du Leg 48 (Montadert et Roberts, 1979 ; Annexe I), qui ont mis en évidence une différence d'altitude de 1500m à 2000m entre le dépôt des *Black Shales* albiennes du Site 401 (Terrasse de Mériadzek) et celui du Site 400 (pied de l'escarpement de Mériadzek).

® En résumé, la Terrasse de Mériadzek correspond à un bassin suspendu entre deux murs de socle. L'importante couverture sédimentaire se serait déposée dans un environnement relativement calme, sur les rares blocs basculés constitués de croûte continentale et de sédiments *anté-rifts*. Le schéma tectonique est semblable à celui d'un rift asymétrique, comme pour le rift est-africain (Sander et Rosendahl, 1989) et autres... Sa bordure orientale a toutes les caractéristiques d'une instabilité gravitaire, reliée à la mise en place du canyon et à l'approfondissement de l'escarpement de Trévelyen et peut-être du Bassin Armoricaïn. Si l'orientation générale de la Terrasse de Mériadzek est EW, les blocs basculés internes ont une orientation N130 à N140 et la morphologie et la structure de la bordure occidentale est N60 à N70. Cette structure a donc toutes les caractéristiques d'une structure indépendante, mais influencée par le système complexe du rift de la Manche (N60-N70) et par les structures (N130-N140) semblables à la Marge Armoricaïne.

B.II.1.3. Le domaine continental aminci (partie III, Fig. IV.35.)

Si aucune structure de type bloc basculé n'a été observée distinctement au niveau de la pente continentale armoricaïne, il n'en est pas de même pour le Bassin Celtique Profond et l'escarpement de Trévelyen (partie III). Le domaine continental aminci des Entrées de la Manche y est particulièrement développé, avec 80-100 km de largeur.

a) Les blocs basculés : les principales structures distensives

Si l'on considère qu'un bloc basculé, au sens strict du terme, est un bloc bordé par une faille normale plane ou listrique formant un demi-graben vers le continent, la structuration au pied de la pente des Entrées de la Manche occidentale et au pied de l'escarpement de Trévelyen est essentiellement sous forme de blocs basculés avec un escarpement de socle à regard vers l'océan et recouverts par une fine couverture sédimentaire (*Fig. IV.42.*). Toutefois, la forme sismique de certains hauts de socle n'est pas typique et est parfois difficile à interpréter (*Fig. IV.36.*). Il semble qu'il y ait une détérioration ou un changement d'orientation des blocs basculés en direction du Bassin Armoricaïn (*Fig. IV.36.*) : la structuration en blocs basculés y est de moins en moins identifiable.

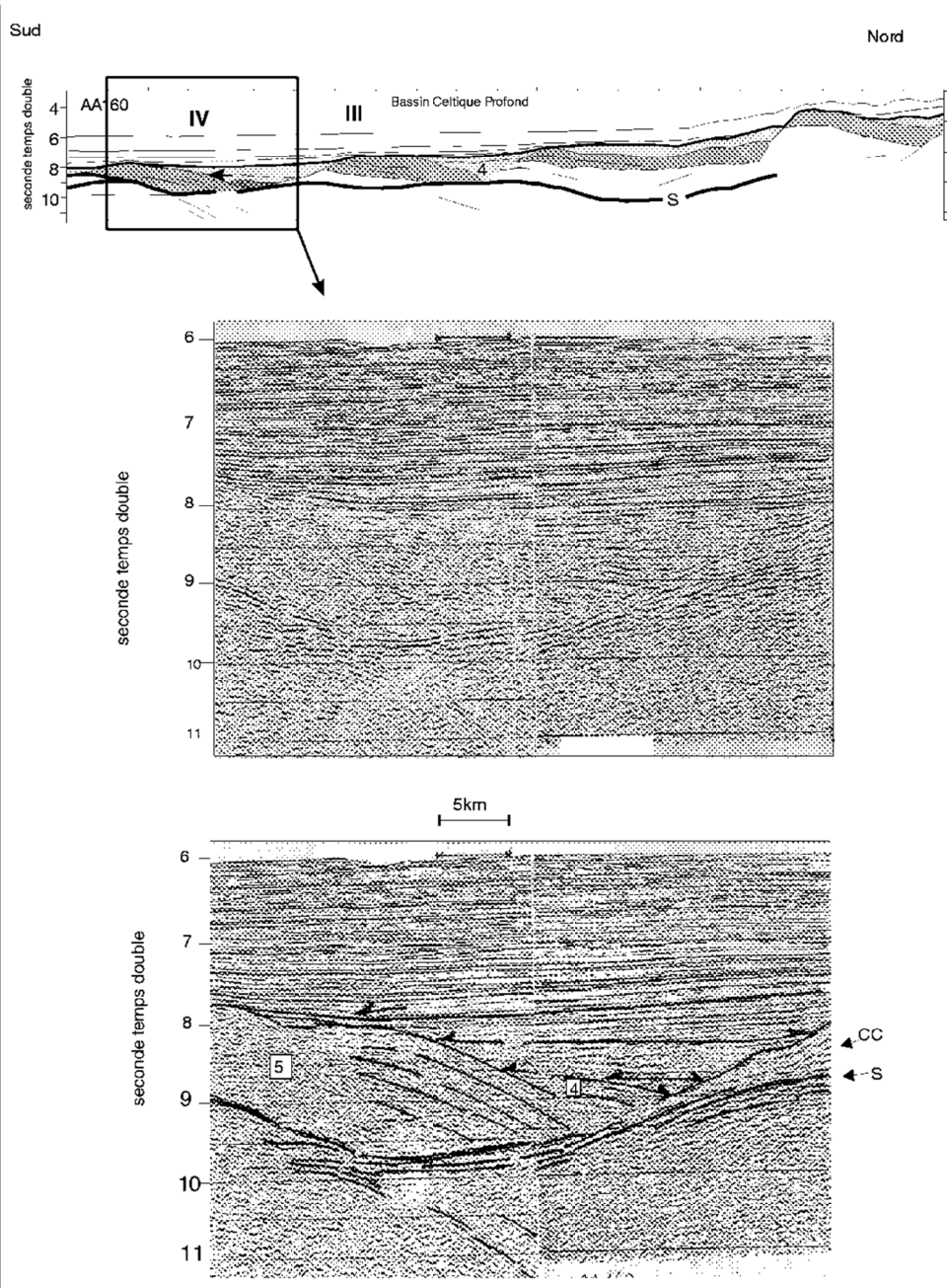


Figure IV.43. :

Exemple de relation entre le réflecteur S et le matériel sus-jacent. Le réflecteur S est en contact avec la couverture *syn-rift, ante-rift* ou le plus souvent avec le socle continental. Ces relations dépendent de l'espacement entre les blocs et de l'épaisseur de la partie inférieure du bloc.

Orientés NW-SE au pied des avancées continentales de Goban, leur direction au large des entrées de la Manche est difficile à certifier à cause d'un maillage sismique trop lâche et de la diversité géométrique des blocs (*Fig. IV.33. et IV.36.*). Par analogie à la direction globale de la Marge des Entrées de la Manche, on peut

penser que ces blocs basculés sont orientés globalement EW. Toutefois, les directions N60 et N130 ne sont pas à sous-estimer, car elles influent sur la morphologie et correspondent à la direction des structures distensives du système de rift de la Manche. L'interruption des structures distensives a suggéré l'existence de failles transverses d'orientation NE-SW, découpant et décalant les blocs basculés (Guennoc, 1978 ; Montadert *et al.*, 1979b) ; cependant du fait de la complexité des structures distensives et de la maille du réseau sismique, leur existence n'a jamais été prouvée et certains auteurs les réfutent mêmes (Barbier *et al.*, 1986).

Le mouvement de rotation du bloc de socle lors de l'extension devrait être compensé par la sédimentation, matérialisée par des figures sédimentaires en éventails. Celles-ci sont rares ou très faiblement développées (*Fig. IV.42. et IV.43.*). Cette attitude horizontale des réflecteurs acoustiques de la formation 4 suggère une mise en place instantanée des blocs basculés, comparée au taux de sédimentation.

En accord avec les travaux de Montadert *et al.* (1979) et de Barbier *et al.* (1986), l'espacement des blocs varie de quelques kilomètres à une trentaine de kilomètres, et la longueur des blocs est individuellement limitée entre 20 et 30 km, par l'absence de continuité des blocs faillés. Ces blocs se composent dans la partie inférieure d'un socle continental (*Fig. IV.42.*). Dans la partie supérieure, ils se composent d'une succession de réflecteurs subparallèles inclinés, qui suggèrent une couverture sédimentaire basculée, de type *anté-rift*.

L'épaisseur de ces blocs tend à diminuer en direction de l'océan, au dépens de leur partie inférieure, tandis que l'épaisseur de la formation *anté-rift* reste relativement homogène. À la limite du domaine continental aminci, la série *anté-rift* (unité sismique 5) repose directement sur un fort réflecteur profond, le réflecteur S (*Fig. IV.36.*).

Quatre hypothèses peuvent être émises (*Fig. IV.44.*):

- (1) la partie inférieure d'un bloc basculé, constituée de croûte continentale supérieure, est rabotée sur le réflecteur S, surface de décollement (Faure et Chermette, 1989 ; Reston *et al.*, 1996 ; Reston, 1996). Cette hypothèse pose le problème du lieu de stockage de l'important volume de matériel raboté ;
- (2) la partie inférieure du bloc basculé est mangée, par divers processus thermo-mécaniques, comme ceux suggérés pour la disparition de la croûte continentale inférieure sous le Bassin de Parentis (Pinet *et al.*, 1987b) ;
- (3) En réponse à l'amincissement crustal, l'épaisseur crustale diminue progressivement vers l'océan. Cet amincissement est synchrone à une fracturation et à un basculement des blocs ;
- (4) D'après les modèles analogiques de Beslier (1991) et de Brun et Beslier (1996), la diminution de la taille des blocs peut être due à une diminution du volume déformé au dépens de la base des blocs (communication personnelle de M.O. Beslier).

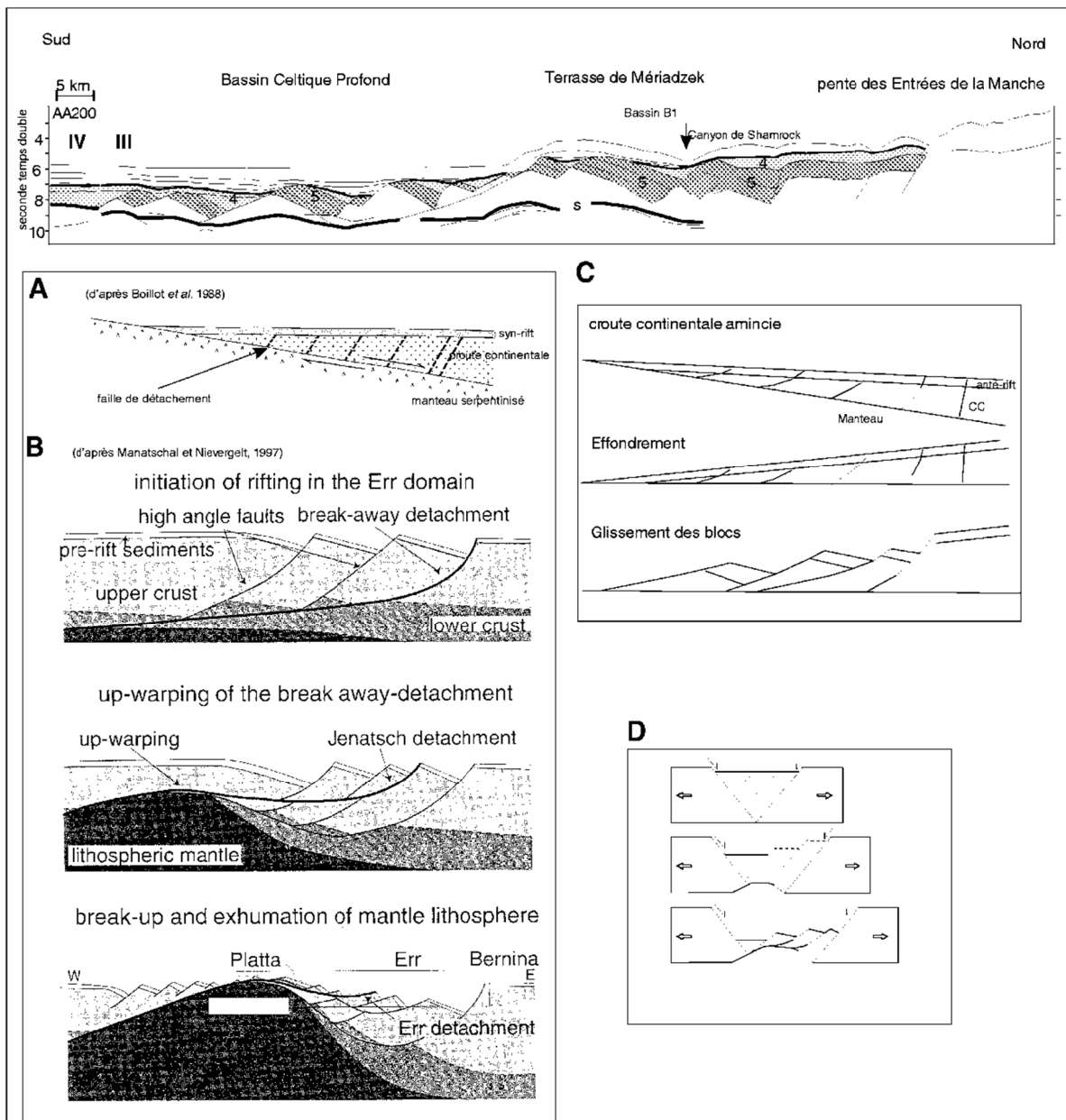


Figure IV.44. : schémas de formation des blocs bascules, basé sur un profil perpendiculaire à la marge des Entrées de la Manche.

Boillot et al. (1988b) a suggéré une croûte continentale amincie et fracturée, directement sur du manteau serpentinisé (A). La diminution vers l'océan de la proportion du socle continental à l'intérieur des blocs est expliquée par une croûte continentale de plus en plus amincie au dépens du matériel sous-jacent.

Manatschal et Nievergelt (1997) expliquent cette géométrie par un soulèvement et donc une diminution des pentages des failles bordières des blocs vers l'océan (B). La diminution de la taille des blocs est due au développement du deuxième détachement intracrustal plus superficiel.

L'association de ces deux processus (A et B) permet de diminuer la taille des blocs, dans l'hypothèse où les blocs bascules sont le produit de l'amincissement de la croûte continentale (C).

D'après les modèles analogiques, la diminution de la taille des blocs serait due à la diminution du volume déformé aux dépens de la base des blocs (D, communication personnelle de M.O. Beslier).

b) Une structure particulière

Au pied de la pente continentale des Entrées de la Manche, en face du canyon de Shamrock, se trouve une structure particulière, orientée globalement EW et appelée B1 (*Fig. IV.35., IV.36. e-g. et IV.45.*) ; il s'agit d'une large cuvette constituée d'une flexure de la couche *anté-rift* (unité sismique 5) dans laquelle se sont déposés des sédiments de la formation 4. Ce bassin se rétrécit et cette flexure s'atténue vers l'Ouest, laissant place à de nombreux petits blocs basculés. Il se rétrécit aussi vers l'Est et semble se terminer au pied du Canyon de Shamrock. Les sédiments de l'unité 5 sont constitués d'une succession de réflecteurs parallèles, isopaques et flexurés (*Fig. IV.45.*). Par contre, les sédiments de l'unité 4 reposent en *onlap* et comblent la dépression. La géométrie des réflecteurs de l'unité 4 suggère soit une flexure et subsidence progressive de l'unité 5, soit une flexure instantanément de l'unité 5 comblée par la suite. La structuration du bassin semble être liée à l'histoire tectonique du canyon de Shamrock.

c) Un réflecteur profond : le réflecteur S

Description et localisation :

Les images sismiques montrent que les blocs basculés reposent généralement sur un réflecteur de très forte amplitude et basse fréquence, appelé réflecteur S (*Fig. IV.36.*). Ce réflecteur, globalement horizontal, se situe entre 8,5 et 10 std de profondeur dans le domaine continental aminci situé au pied de la pente continentale. Il peut être localement soulevé par la phase compressive pyrénéenne, comme sous l'escarpement de Trévelyan (*Fig. IV.42.*).

Outre les quelques courtes ondulations créées par effet de *pull-up* sous les blocs basculés, ce réflecteur possède une ondulation de grande longueur d'onde (*Fig. IV.46.*). La carte d'isobathe du réflecteur S de la Marge des Entrées de la Manche montre des variations de profondeur s'effectuant d'Est en Ouest. Cette ondulation du réflecteur S, de longueur d'onde supérieure à celle des blocs de socle sus-jacents (n'étant pas des effets de *pull-up*), suggère que le domaine continental aminci situé au pied de la pente continentale est relativement déformable à l'échelle régionale. La partie orientale de Trévelyan présente un bombement du réflecteur S très important. Cette faible profondeur des structures crustales profondes serait fortement induite ou accentuée par l'inversion de relief due à la phase pyrénéenne. Cette observation est en accord avec Derégnaucourt (1981) qui expliquait par une remontée locale du manteau le déséquilibre isostatique de Trévelyan calculé par Lalaut *et al.* (1981). De part et d'autre de ce bombement du réflecteur S, deux dépressions importantes sont orientées NS-N20 :

(1) au pied de l'ensemble Trévelyan-Mériadzék, sur l'extrémité occidentale du Bassin Armoricain, la dépression est étroite et face au canyon de Black Mud. Cet approfondissement, où le réflecteur S et le Moho sont difficilement distincts l'un de l'autre, semble se relier à un important trait structural du système de rifts de la Manche (*cf.* : paragraphe B.II.1.2.b.);

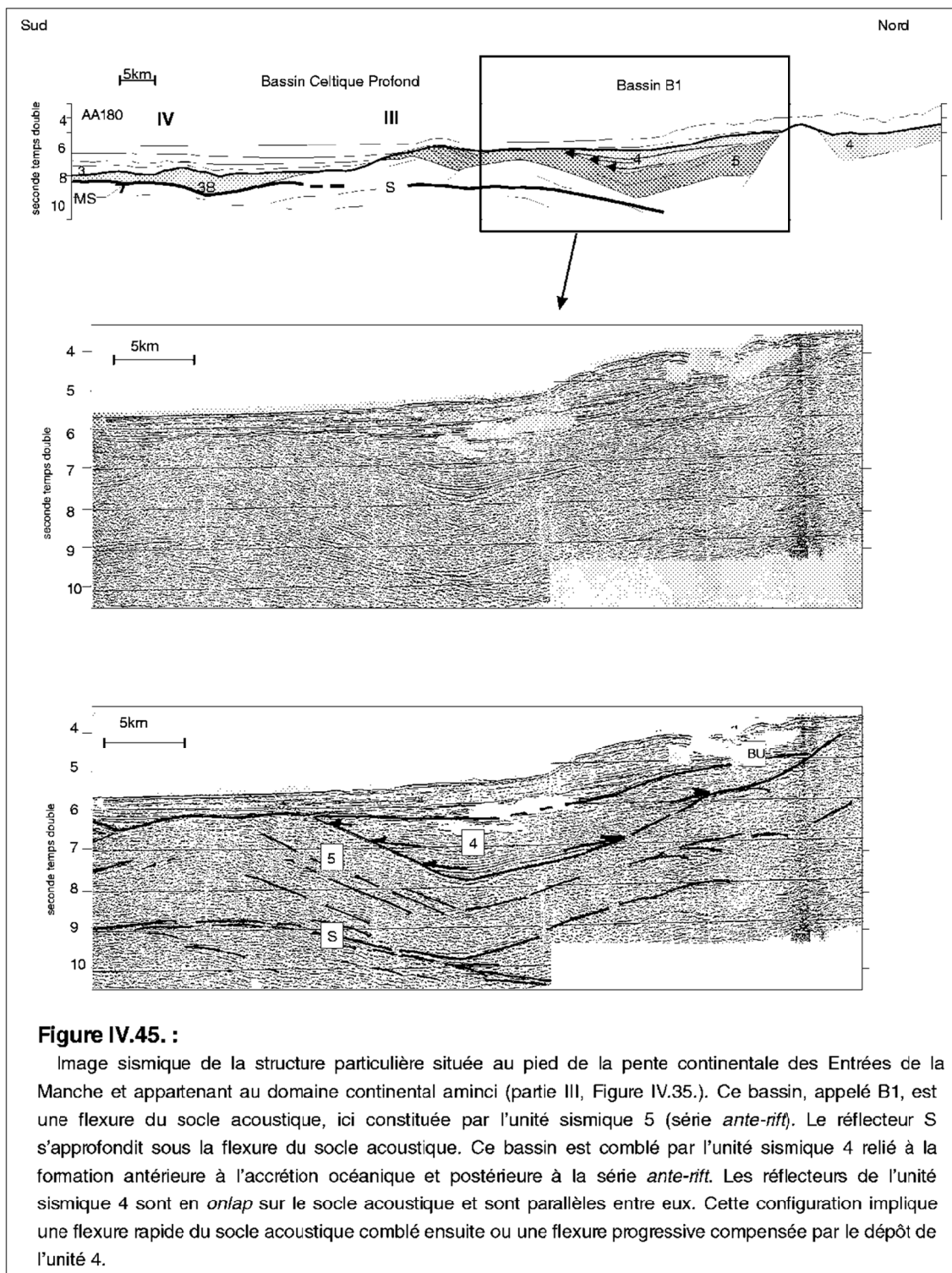


Figure IV.45. :

Image sismique de la structure particulière située au pied de la pente continentale des Entrées de la Manche et appartenant au domaine continental aminci (partie III, Figure IV.35.). Ce bassin, appelé B1, est une flexure du socle acoustique, ici constituée par l'unité sismique 5 (série *ante-rift*). Le réflecteur S s'approfondit sous la flexure du socle acoustique. Ce bassin est comblé par l'unité sismique 4 relié à la formation antérieure à l'accrétion océanique et postérieure à la série *ante-rift*. Les réflecteurs de l'unité sismique 4 sont en *onlap* sur le socle acoustique et sont parallèles entre eux. Cette configuration implique une flexure rapide du socle acoustique comblé ensuite ou une flexure progressive compensée par le dépôt de l'unité 4.

(2) sur l'extrémité occidentale de Trévelyan et de Mériadzek, l'approfondissement du réflecteur S est associé à la présence de blocs de socle importants, mais aussi à une déformation éocène non négligeable.

Observé dans tout le domaine continental aminci (partie III, *Fig. IV.36.*), le réflecteur S apparaît absent sous la Terrasse de Mériadzek (partie II, *Fig. IV.36.g. à j.*), ainsi que sous la pente continentale. Deux hypothèses peuvent être suggérées : (1) soit le réflecteur S n'existe pas ; (2) soit il existe mais il est confondu avec le multiple primaire.

Comme sous la pente continentale Nord Gascogne, le réflecteur S ne s'observe plus au-delà de 10 std de profondeur et disparaît avant d'atteindre la pente continentale. Le réflecteur S apparaît donc lorsque la croûte continentale est suffisamment amincie, cela semble plus qu'une simple coïncidence.

Ses relations structurales et son rôle :

Excepté sous le bassin appelé B1 où il semble s'approfondir avec la flexure du socle acoustique (*Fig. IV.45.*), le réflecteur S apparaît globalement indépendant de la dimension et de l'orientation des blocs basculés (*Fig. IV.36.*).

Il a été défini tout d'abord comme étant le lieu où les failles, le long desquelles ont basculé les blocs, s'arrêtent (Montadert *et al.*, 1979b). Par la suite, cette relation, qui lui confère un rôle de surface de décollement, fût fortement discutée (de Charpal *et al.*, 1978 ; Boillot et Malod, 1988a ; Sibuet, 1992 ; Krawczyk *et al.*, 1996 ; Reston *et al.*, 1996 ; Reston, 1996). Même si sur l'ensemble de nos profils stackés et migrés cette relation n'est pas très claire, les failles importantes semblent, en effet, s'arrêter sur le réflecteur S (*Fig. IV.42.*). Le profil pétrolier de sismique réflexion multitrace (*Fig. IV.35. et IV.42.*) nous montre que, si quelques blocs basculés reposent sur le réflecteur S, d'autres reposent sur un très fort réflecteur correspondant au flanc externe de Mériadzek. Ce dernier serait donc un important niveau de décollement qui viendrait également s'enraciner sur le réflecteur S. Si la partie crustale des blocs basculés, situés sur le réflecteur S, tend à diminuer en épaisseur en direction de l'océan, les blocs de socle situés sur l'escarpement de Mériadzek augmentent de dimension en direction du domaine océanique. Cette géométrie suggère l'existence d'accidents majeurs qui découperaient une croûte continentale, préalablement amincie, en blocs de grande dimension. Ces blocs seraient ensuite découpés par une fracturation de second ordre et basculés (*Fig. IV.44.*).

Dans le domaine continental aminci, le matériel sus-jacent au réflecteur S est constitué par les blocs basculés, séparés les uns des autres par une distance plus ou moins importante. La diversité des éléments en contact avec le réflecteur S est fonction de l'espacement entre les blocs basculés et de leur degré de basculement, mais aussi de l'épaisseur de la partie socle des blocs eux-mêmes (*Fig. IV.43.*). Les structures du socle acoustique au-dessus du réflecteur S appartiennent à la croûte continentale supérieure. Sous le réflecteur S, le matériel est peu réflectif. Ce réflecteur S peut être, parfois, la surface d'une très fine couche constituée de réflexions subparallèles (*Fig. IV.47.*). Cette couche litée est-elle une nouvelle représentation du réflecteur S ? est-elle représentative d'un matériel déformé ? est-elle représentative d'une fine croûte continentale inférieure faiblement litée ?

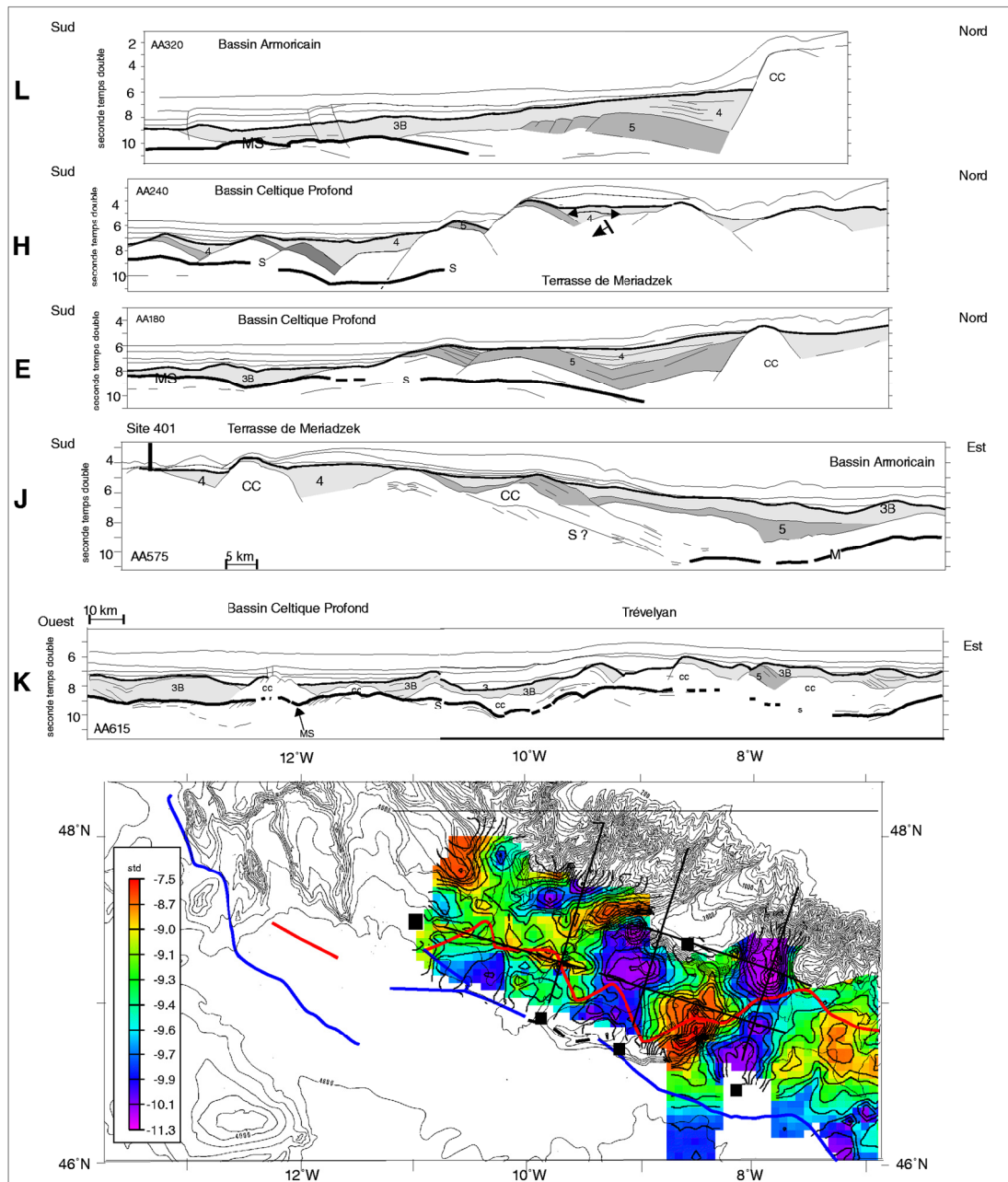


Figure IV.46. :

Coupes interprétatives perpendiculaires à la marge et carte d'isobathes en temps du réflecteur S, base des blocs basculés du Neck, et du réflecteur MS, toit du domaine transitionnel (Figure IV.35.). De part et d'autre d'un important bombement du réflecteur S+MS, observé sous la partie orientale du dôme de Trévelyen, deux dépressions allongées selon une direction NS existent. La dépression orientale coïncide avec le Canyon de Black Mud, la rupture de pente de la Terrasse de Mériadzek, le glissement des structures distensives de la croûte continentale supérieure et l'approfondissement du Moho (profil AA575). La dépression située sur la partie occidentale de Trévelyen s'associe à d'importants blocs de socle (profil AA240 et AA615). Les réflecteurs S et MS sont peu profonds dans le Bassin Celtique Profond (profil AA615). Les limites océanique (bleu) et continentale (rouge) sont reportées sur la carte d'isobathe de S et MS.

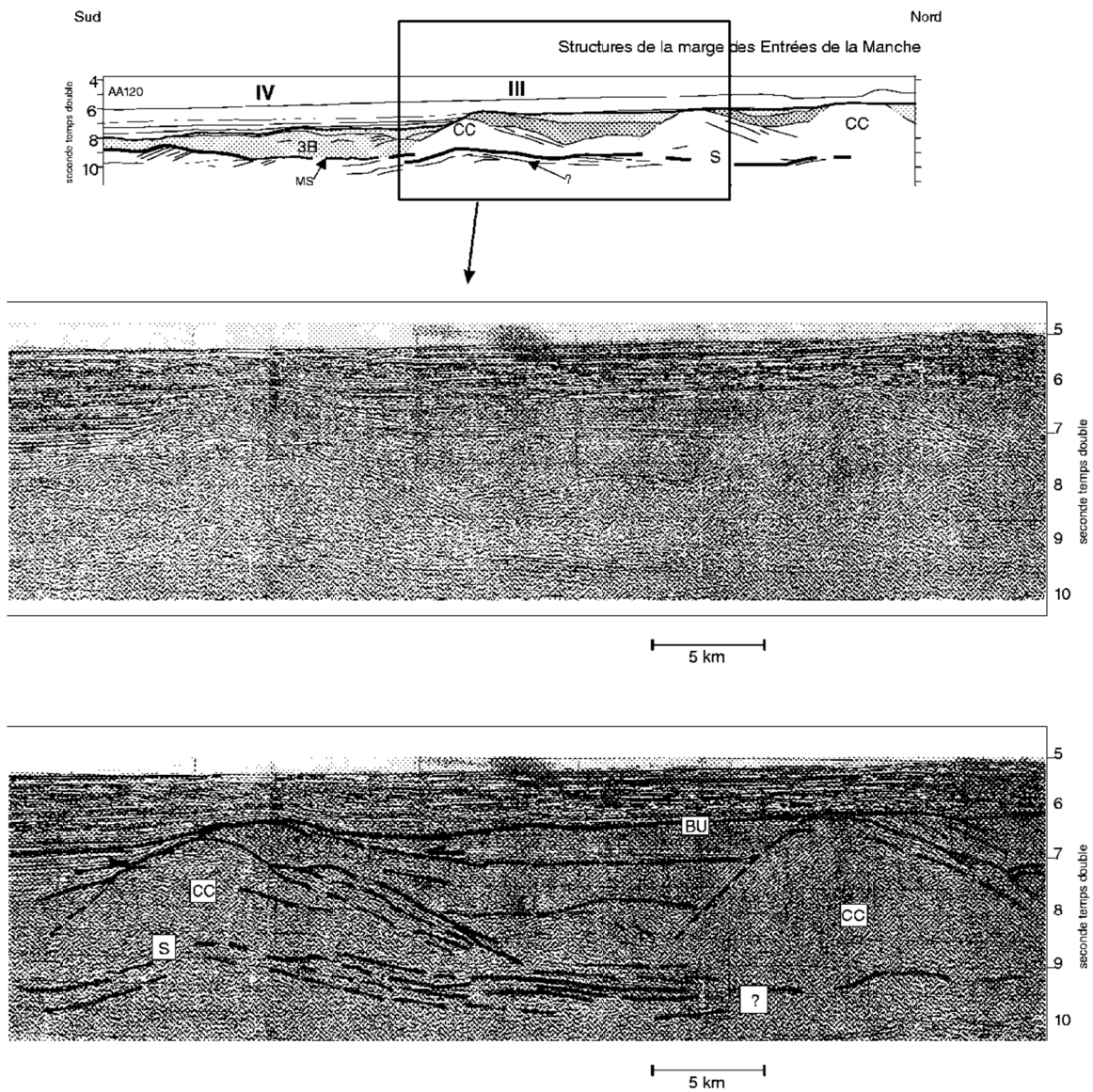


Figure IV.47. :

Exemples de couche finement litée sous le réflecteur S dans le domaine continental extrêmement aminci du Bassin Celtique Profond (partie III, Figure IV.35).

Les blocs basculés reposent sur un ensemble de réflecteurs parallèles, observé sous quelques blocs basculés du domaine continental aminci des Entrées de la Manche. De 0,5 std d'épaisseur, cette fine couche litée subit un effet de *pull-up*. Cette couche aurait une épaisseur de 3,4 km avec une vitesse de 6,8 km/s.

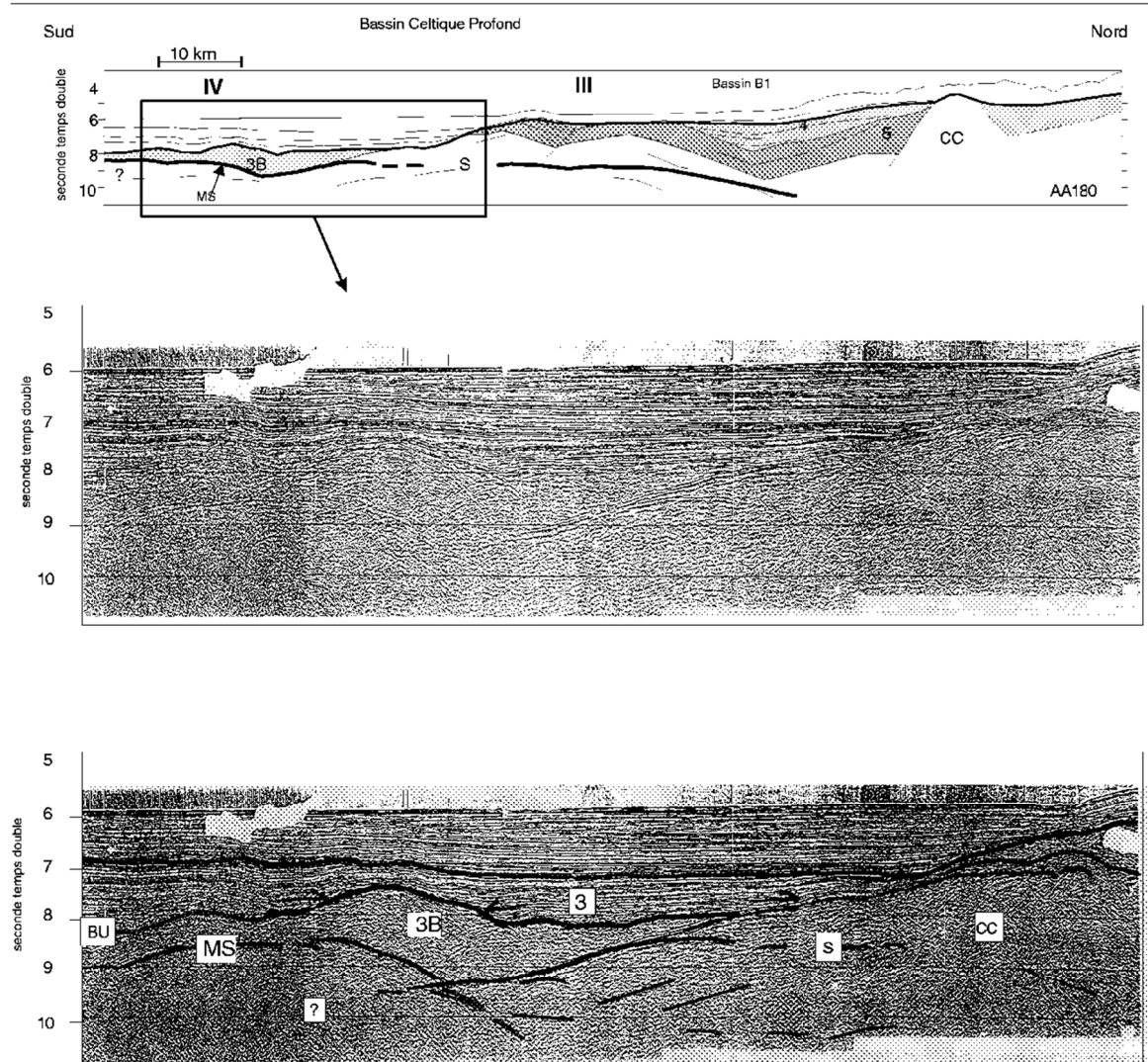


Figure IV.48. :

Structure type du domaine transitionnel. La couche 3B recouvre directement le réflecteur MS. Son faciès sismique et ses vitesses (4,5km/s) sont semblables à la couche 3B du Bassin Américain. La configuration de ce corps suggère une mise en place par glissement gravitaire, glissement effectué sur le flanc externe du bloc continental (CC). L'absence de figures sédimentaires en éventail implique une mise en place rapide. L'unité sismique 3, synchronisée à l'accrétion océanique, repose directement sur la surface de ce corps.

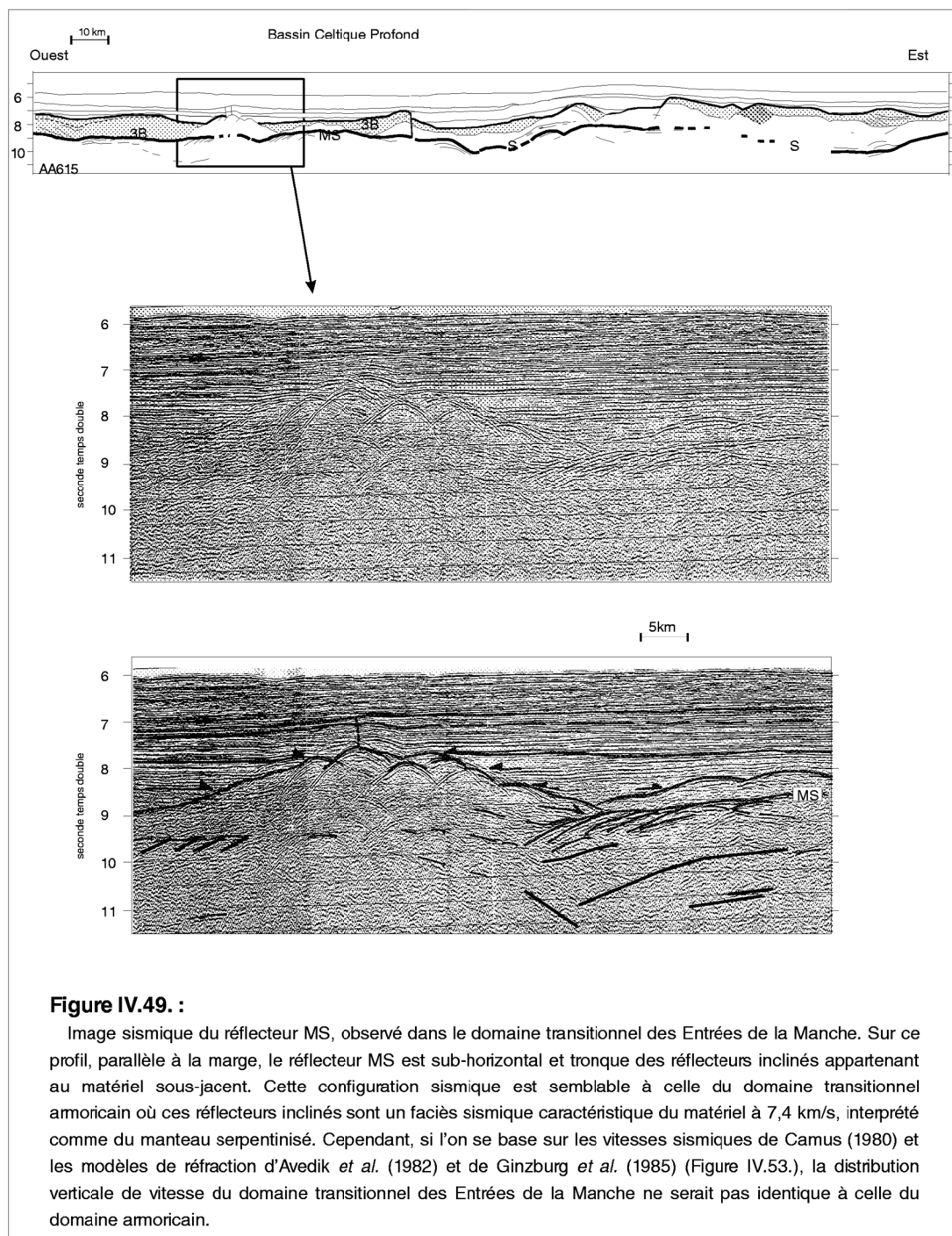
® L'amincissement se concentre essentiellement sous la pente continentale en accord avec l'hypothèse de Ginzburg *et al.* (1985). Les blocs basculés et le réflecteur S s'observent uniquement au pied de la pente continentale dans un domaine de 80 km de large, appelé le *Neck*. L'existence du réflecteur S semble fortement liée à la présence de blocs continentaux de faible épaisseur. Les blocs basculés, constitués de matériel *anté-rift*, correspondent à la partie la plus superficielle de la croûte continentale supérieure. Nous favorisons l'hypothèse selon laquelle l'amincissement crustal est **la cause** d'une structuration en blocs de la croûte supérieure et de l'existence du réflecteur S ; et non l'inverse. La structuration de la Marge des Entrées de la Manche met donc en avant un amincissement de la croûte continentale et un démantèlement de la croûte supérieure en blocs basculés, relativement nombreux et de petite taille. L'amincissement s'effectue pour l'essentiel sous la pente continentale.

B.II.2. Le domaine transitionnel

Les frontières de ce domaine (parties IVc et V, *Fig. IV.35.*) ne sont pas aussi simples que dans le Bassin Armoricaïn. La frontière interne, frontière entre le domaine transitionnel et le domaine continental aminci, serait composée de segments NE-SW et NW-SE. Nous ne pouvons certifier l'exactitude de ce tracé; toutefois l'escarpement de Mériadzek présente, lui aussi, une succession de directions NW-SE et NE-SW (*Fig. IV.39.*). La frontière externe, frontière du domaine transitionnel et du domaine océanique, est déduite des faciès sismiques du socle acoustique de chacun des domaines et des anomalies magnétiques.

Ce domaine se caractérise par une couverture sédimentaire *post-rift* importante et un socle acoustique qui ne comporte aucune structuration de type blocs basculés : tout au moins, les blocs basculés ne sont pas identifiables en tant que tels. Nous observons plutôt une couche sismiquement transparente qui repose directement sur le réflecteur MS (*Fig. IV.48.*). L'épaisseur de cette couche est supérieure à 2 std. Sa surface est très caractéristique : parfaitement continue, ondulée et constituée d'un réflecteur acoustique de forte amplitude et basse fréquence. Les travaux de sismique réfraction de Camus (1980) et de Whitmarsh *et al.* (1982) lui associent des vitesses de 4,4-4,5 km/s. Son faciès sismique, ses relations stratigraphiques et ses vitesses sismiques reportent cette épaisse couche sismique à la couche 3B (*cf. : Chap. III*), dépôt sédimentaire antérieur à la discordance *Break-up Unconformity*, base des dépôts synchrones de l'accrétion océanique.

Les faciès sismiques et la géométrie décrite précédemment sont globalement similaires à ceux du domaine transitionnel interne armoricaïn. Comme pour le domaine transitionnel armoricaïn, le réflecteur MS tronque également des réflecteurs inclinés, appartenant au matériel sous-jacent (*Fig. IV.49.*). Cette image est cependant plus rarement observée. Si l'on se base sur les similitudes de faciès sismiques, ce réflecteur correspondrait au toit d'un manteau anormal. D'ailleurs sur la plupart des profils sismiques perpendiculaires à la Marge des Entrées de la Manche, le réflecteur MS correspond au prolongement du réflecteur S observé sous les blocs basculés. Aucune réflexion profonde a pu être assimilée avec certitude à la discontinuité du Moho, base de la croûte continentale inférieure. La base de la croûte continentale inférieure litée n'a pas été observée.



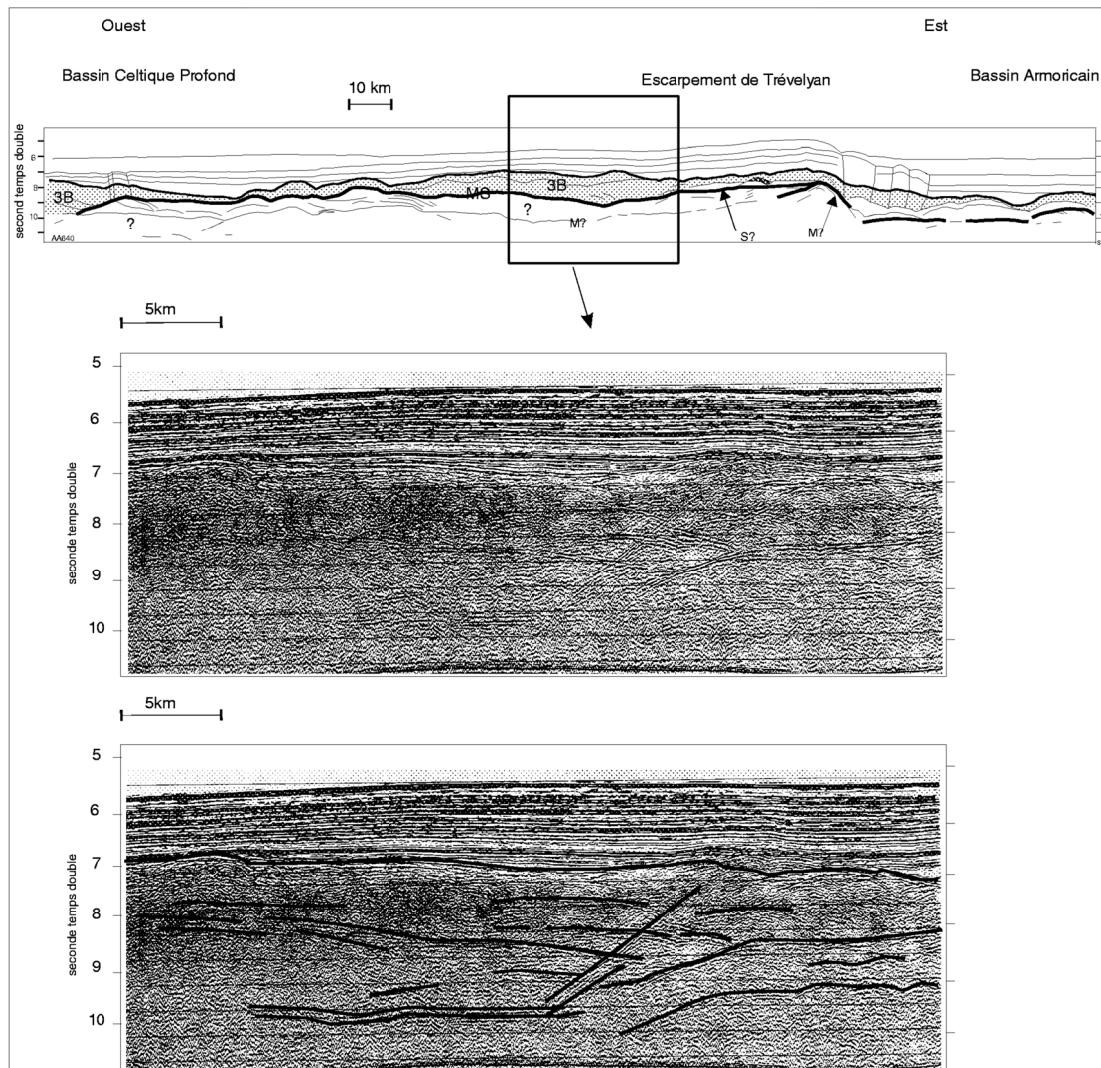
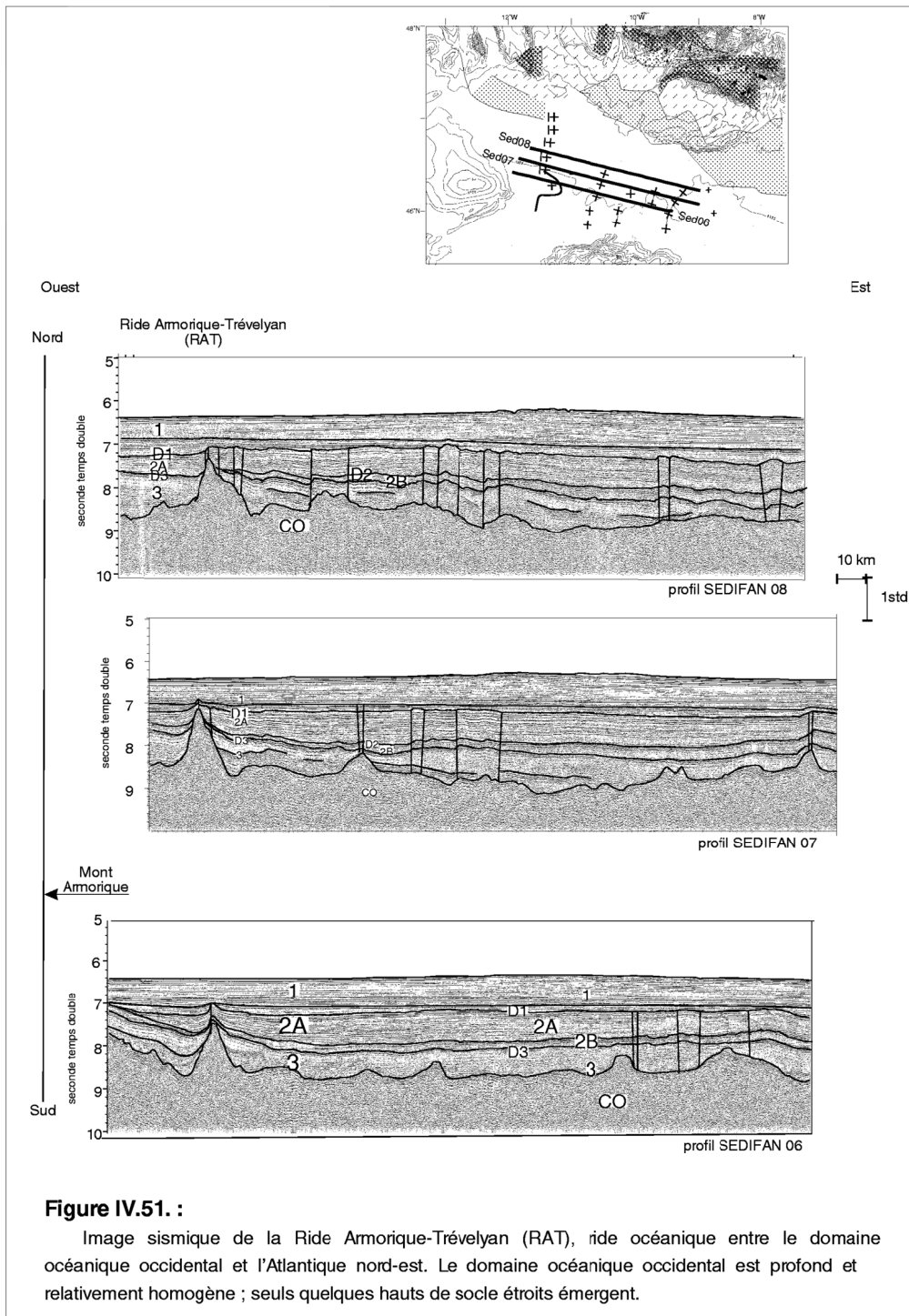


Figure IV.50.:

Image sismique de l'extrémité sud du domaine transitionnel, le long d'un profil parallèle à la marge des Entrées de la Manche. La complexité de la structuration profonde rend difficile toute interprétation géologique. Il est difficile de certifier le positionnement du réflecteur S, du réflecteur MS et du Moho. Nous avons supposé que le réflecteur MS se situait à la base de la couche 3B, comme ce qui a été observé plus au Nord, au pied du Neck. Au pied du domaine océanique, la structuration crustale est donc beaucoup plus complexe (Figure IV.35.).



L'extrémité méridionale du domaine transitionnel des Entrées de la Manche est peu connue. Toutefois, un profil de sismique réflexion parallèle à la marge et quelques profils de réfraction décrits dans la littérature (*Fig. IV.53.*) mettent en évidence la complexité de la structure profonde de l'extrémité méridionale du domaine transitionnel. L'extrémité méridionale du domaine transitionnel apparaît très différente et beaucoup plus complexe qu'au pied du domaine continental aminci. Les corps sédimentaires, constitués par la couche 3B, reposent sur une couche réfléchive où de très nombreuses réflexions sub-horizontales s'observent jusqu'à 10 std de profondeur (*Fig. IV.50.*). Le problème réside dans l'interprétation de ces réflexions et dans l'incertitude de situer le réflecteur S, le réflecteur MS et le Moho parmi celles-ci. On peut postuler, au vu de la structuration profonde du domaine transitionnel à proximité du domaine continental aminci, que la base de la couche 3B peut être assimilée au réflecteur MS.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises sur la signification de cette couche réfléchive sous-jacente au réflecteur MS, dont la présence est observée uniquement à proximité du domaine océanique et d'une zone où se confine la déformation compressive pyrénéenne (*Fig. III.19. et IV.35.*) : **(1)** elle représenterait l'image d'une croûte continentale inférieure ; **(2)** elle représenterait l'image d'une croûte continentale supérieure. Les réflexions pourraient refléter une intense déformation de la croûte continentale supérieure ou une contamination par des dykes ou sills mafiques ; **(3)** elle représenterait un domaine particulier du domaine transitionnel, semblable à la partie externe du domaine transitionnel armoricain ; **(4)** elle représenterait une croûte océanique, intensément déformée par la phase compressive pyrénéenne. Nous n'avons aucun moyen, actuellement, de trancher entre ces solutions. L'extrémité du domaine transitionnel des Entrées de la Manche reste énigmatique.

® Les caractéristiques sismiques et structurales du domaine transitionnel au large des Entrées de la Manche diffèrent des domaines adjacents, par :

(1) la présence d'une couche sismique peu réfléchive, la couche 3B, repose directement sur le réflecteur MS. Cet ensemble est similaire à ce que l'on observe dans le domaine transitionnel armoricain occidental interne ;
(2) l'absence de bloc basculé et de croûte océanique typique. Le substratum a donc une structuration atypique. Sa nature serait mantellique, si l'on se base sur les similitudes du faciès sismique du réflecteur MS entre le domaine transitionnel armoricain et le domaine transitionnel des Entrées de la Manche. Cette hypothèse est discutable au vue des anciennes données de réfraction (*Fig. IV.53.*).

Le substratum du domaine transitionnel des Entrées de la Manche n'est pas aussi profond que celui du domaine transitionnel armoricain : l'absence d'approfondissement par rapport au domaine océanique peut s'expliquer par un soulèvement tardif, induit par la compression pyrénéenne.

B.II.3. Le domaine océanique

La limite septentrionale n'est que rarement recoupée par les profils de sismique réflexion et semble être le lieu où se concentre la déformation pyrénéenne. Aucune des caractéristiques établies pour la limite océanique armoricaine n'est donc observée. Néanmoins, ayant remarqué l'existence d'une relation étroite entre la bordure septentrionale armoricaine du domaine océanique (définie par sismique réflexion et réfraction) et le gradient externe (méridional) de la large anomalie magnétique négative (qui borde le Bassin Armoricain), nous avons étendu cette observation au domaine du golfe de Gascogne : la limite septentrionale du domaine océanique des Entrées de la Manche borde le Bassin Celtique Profond et l'escarpement de Trévelyan selon une direction N110.

Le domaine océanique (partie VI) se caractérise par un socle acoustique, situé entre 8,5 et 9 std, dont la surface est diffractante et irrégulière (*Fig. IV.51.*). Le faciès sismique est similaire à celui d'une croûte océanique typique. Le Moho, souligné par des réflecteurs discontinus de basse fréquence, se situerait vers 10 std (Camus, 1980). L'épaisseur de la croûte serait alors d'environ 5 à 7 km. Ce socle océanique est constitué de reliefs de 0,5 à 1 std, et de 20 à 30 km de longueur d'onde.

Le socle acoustique du domaine océanique occidental est moins profond dans sa partie axiale. Au sud de 46,5°N, le socle acoustique se compose de pointements et de rides de socle océanique, orientées NS (*Fig. IV.35.*). Cette orientation est discutable, du fait qu'elle ne se retrouve ni au niveau des anomalies magnétiques (où elles sont orientées NE-SW), ni au niveau des anomalies gravimétriques à l'air libre (où elles sont orientées NW-SE). Un travail cinématique serait nécessaire afin de savoir si l'orientation NS des hauts de socle est plausible et pour comprendre leurs relations avec l'axe d'accrétion fossile EW du golfe de Gascogne.

Le domaine océanique du golfe de Gascogne est limité à l'ouest par une ride de socle orientée NS, entre le Mont Armorique et le Bassin Celtique Profond (*Fig. IV.35.*). Cette ride, supposée océanique, est asymétrique avec un flanc occidental plus abrupt (*Fig. IV.51.*). Elle coïncide avec un décalage de la limite océanique septentrionale. Cette ride pourrait souligner un trait structural majeur, semblable à une faille transformante senestre associée à des extrusions basaltiques, par exemple. Cette hypothèse permettrait d'expliquer le décalage de la limite septentrionale océanique au niveau de la Ride Armorique-Trévelyan.

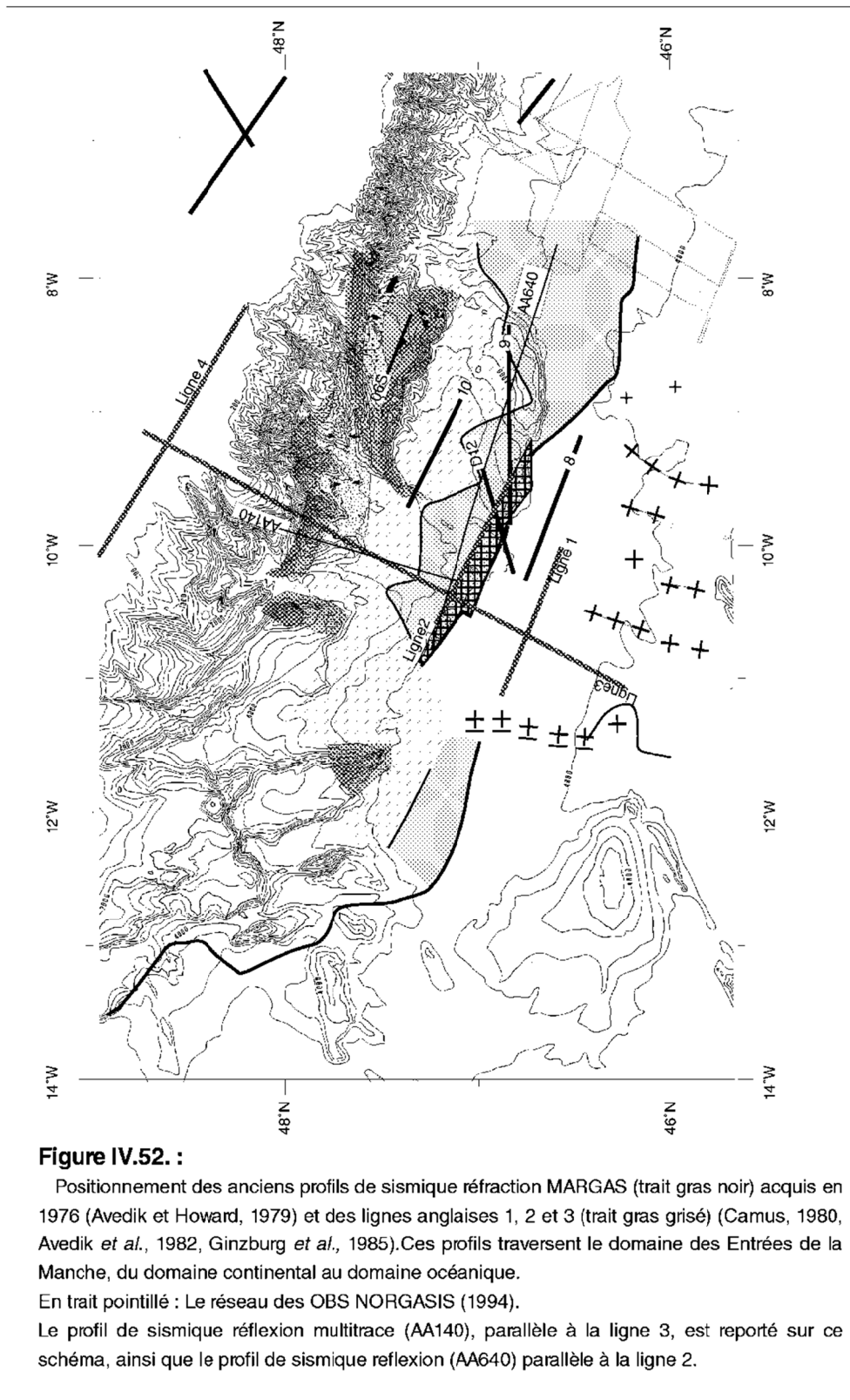


Figure IV.52. :

Positionnement des anciens profils de sismique réfraction MARGAS (trait gras noir) acquis en 1976 (Avedik et Howard, 1979) et des lignes anglaises 1, 2 et 3 (trait gras grisé) (Camus, 1980, Avedik *et al.*, 1982, Ginzburg *et al.*, 1985). Ces profils traversent le domaine des Entrées de la Manche, du domaine continental au domaine océanique.

En trait pointillé : Le réseau des OBS NORGASIS (1994).

Le profil de sismique réflexion multitrace (AA140), parallèle à la ligne 3, est reporté sur ce schéma, ainsi que le profil de sismique réflexion (AA640) parallèle à la ligne 2.

B.III. Apports des données de réfraction dans la compréhension des structures profondes du Bassin Armoricaïn

B.III.1. Présentation des données et des modèles de sismique réfraction

Le domaine des Entrées de la Manche fut étudié par sismique réfraction dans les années 70 et 80. Nous n'avons aucune donnée récente sur ce domaine, seules sont à notre disposition les publications faisant état des observations. La campagne MARGAS (1976) et les lignes de réfraction acquises par le R.R.S. Shackleton ont recoupé respectivement l'ensemble Trévelyen-Mériadzek et le Bassin Celtique Profond afin d'étudier la structure profonde de la croûte continentale jusqu'au domaine océanique (*Fig. IV.52.*) et de tenter de quantifier l'amincissement des deux croûtes. Les profils MARGAS ont été acquis avec des OBS (*Ocean Bottom Seismographs*). PUBS (*Pop-Up Bottom Seismographs*) et OBS ont été employés lors de la seconde campagne (lignes 1, 2 et 3) et ont été associés à des profils de sismique réflexion multitrace. Ces modèles ne reflètent pas la complexité structurale du domaine des Entrées de la Manche mise en évidence par notre étude de sismique réflexion, les informations qu'ils nous apportent sont à prendre avec précaution.

B.III.2. Apports des modèles réfractifs

Les données de MARGAS (1976) avaient établi que le réflecteur S correspondait à la limite sismique entre une couche à 4,9 km/s et une couche à 6,3 km/s (Avedik et Howard, 1979). Ce réflecteur fut interprété comme la limite fragile/ductile de la croûte continentale (de Charpal *et al.*, 1978 ; Montadert *et al.*, 1979b). Dès les années 70, l'amincissement observé dans la croûte continentale ne pouvait pas être expliqué uniquement par l'extension de la croûte supérieure : il serait accompagné d'un amincissement de la croûte continentale inférieure (de Charpal *et al.*, 1978 ; Montadert *et al.*, 1979b ; Avedik *et al.*, 1982).

Les différents modèles de vitesses donnent exactement les mêmes vitesses sismiques jusqu'à la couche sismique à 4,44 km/s (*Fig. IV.53.*). Cette dernière correspondrait à l'unité sismique 4 pour le domaine continental et à la couche océanique 2 pour le domaine océanique. La couche à vitesse 4,4 km/s repose sur une couche sismique de 6,3 km/s (Avedik *et al.*, 1982) ou de 6,0-6,3 km/s (Ginzburg *et al.*, 1985), qui représenterait, pour tous ces auteurs, la croûte continentale supérieure. Sous-jacente à cette croûte, la croûte continentale inférieure, qui est assimilée à de faibles vitesses sismiques (6,55 km/s), reposerait directement sur le manteau normal (Avedik *et al.*, 1982 ; Ginzburg *et al.*, 1985).

Si nous nous basons sur le modèle de réfraction établi par Avedik *et al.* (1982), la croûte continentale s'amincit au dépens de la croûte continentale inférieure. Cet amincissement s'effectue essentiellement sous le domaine constitué de blocs basculés pour l'essentiel, que nous avons appelé domaine continental aminci (partie III).

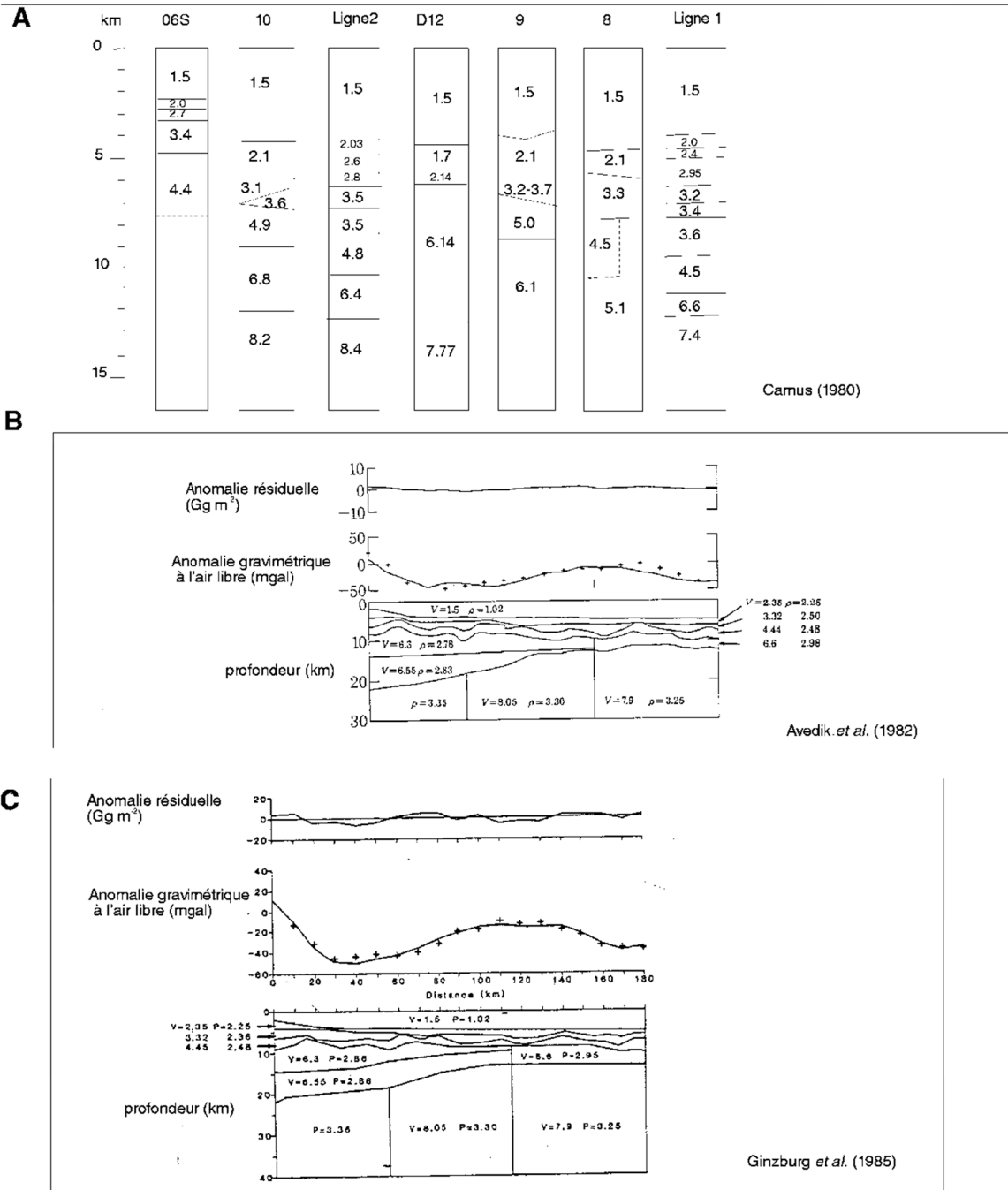


Figure IV.53. :

A : Logs des vitesses de propagation sismique, sur le domaine des Entrées de la Manche. Les logs 06S, 10, 9, 8 et D12 sont tirés des travaux de Avedik et Howard (1979). Les logs des lignes 1 et 2 sont tirés des travaux de Camus (1980).

B et C : Modèles des vitesses réfraction perpendiculaire à la marge des Entrées de la Manche. Le long de la ligne 3 (Figure IV.54.), le modèle B a été établi par Avedik *et al.* (1982) et le modèle C par Ginzburg *et al.* (1985).

Le modèle de Avedik *et al.* (1982) amincit préférentiellement la croute continentale inférieure, contrairement au modèle de Ginzburg *et al.* (1985)

La croûte continentale inférieure survivrait en une fine pellicule jusqu'au domaine océanique, sous un domaine que nous avons appelé transitionnel (partie IV). Si nous nous basons sur le modèle de réfraction établi par Ginzburg *et al.* (1985), la croûte continentale s'amincit au dépens de la croûte continentale supérieure. Notre domaine transitionnel présenterait la couche sismique à 4,4 km/s reposant directement sur une croûte continentale inférieure d'épaisseur 5 km (environ 1,5 std).

La seule différence entre ces deux modèles se confine dans le domaine extrêmement aminci. Dans cette partie-là, l'épaisseur des couches sismiques de 6,3 km/s et de 6,5 km/s varie. La différence en tout point entre ces deux modèles est donc au maximum de 0,2 m/s. C'est à partir de cette petite différence, que ces auteurs arrivent à deux conclusions radicalement opposées. Au vu des données de sismique réfraction, il est illusoire de trancher. Cependant, en sismique réflexion, nous n'observons pas de litage sismique caractéristique d'une croûte continentale inférieure litée. Cette observation n'exclut pas l'existence d'une croûte continentale inférieure non litée. Nous n'observons pas non plus une épaisseur significative de croûte continentale supérieure au-dessus du réflecteur S. Le modèle d'Avedik *et al.* (1982) ne peut être conservé. Nous préférons l'hypothèse du substratum mantellique, par analogie avec le faciès sismique du substratum mantellique du domaine transitionnel armoricain. Cependant, dans les logs de réfraction (Camus, 1980), aucune vitesse de l'ordre de 7,4 km/s n'a été observée pour ce domaine, ce qui constitue une différence majeure avec le domaine transitionnel armoricain. On pourrait toutefois interpréter la vitesse 6,5 km/s du substratum comme du manteau fortement serpentinisé.

® Les modèles de réfraction montrent un amincissement de la croûte continentale de la plate-forme au domaine océanique (*Fig. IV.53.*). Quel que soit le modèle de réfraction, l'amincissement s'effectue préférentiellement sous le domaine continental aminci, par palier, tout d'abord sous la pente continentale (partie II) puis sur l'extrémité méridionale de la partie III. Le domaine continental extrêmement aminci est caractérisé par des blocs basculés. Le domaine transitionnel se distingue par une épaisseur crustale extrêmement faible si elle existe. Les données de sismique réflexion et la comparaison avec la marge armoricaine permettent de transformer leur limite continent/océan en une limite océanique et de suggérer l'existence d'un domaine dit transitionnel entre le domaine continental extrêmement aminci et le domaine océanique.

B.IV. Synthèse des observations effectuées sur le domaine des Entrées de la Manche

Cette nouvelle analyse a pour effet de renforcer l'idée que la structuration de la marge Nord Gascogne est beaucoup plus complexe qu'elle n'apparaît sur les schémas proposés antérieurement. L'étude des structures profondes a permis de subdiviser le domaine des Entrées de la Manche en un domaine continental, transitionnel et océanique. Chacun d'eux présente des différences avec les domaines armoricains correspondant, justifiant ainsi la relation génétique des domaines des Entrées de la Manche au système de rift de la Manche et son

caractère de "marge d'intersection" : la Marge des Entrées de la Manche est un lieu de jonction, ce qui explique ainsi sa complexité et ses structures très particulières (Terrasse de Mériadzek).

La limite du domaine continental aminci se situe à 80 km du pied de la pente continentale. Elle reflète globalement la direction principale de la Marge des Entrées de la Manche, mais se compose également de segments NE-SW et NW-SE. La limite océanique, parallèle à la marge, est dérivée des données magnétiques où le gradient extérieur de la large anomalie négative en constitue la signature. Cette limite océanique, qui borde le Bassin Celtique Profond et l'escarpement de Trévelyan, semble affectée par une importante déformation compressive datée de la phase pyrénéenne éocène et décalée par une ride de socle océanique.

Le Domaine continental non-aminci :

Sur un Moho, situé à 10-11 km de profondeur, il se constitue d'une croûte continentale supérieure et inférieure litée. La structure externe de la plate-forme est un horst, semblable au horst de bord de la Marge Armoricaire. La limite armoricaire du système de rift de la Manche serait un accident lithosphérique majeur, qui se poursuivrait avec une expression morphologique, le long du canyon de Black Mud et le long du flanc oriental abrupt de la Terrasse de Mériadzek.

Le Domaine continental aminci :

La pente continentale comporte une structure particulière, la Terrasse de Mériadzek, qui est un rift asymétrique suspendu, situé dans le prolongement du rift de la Manche. La pente continentale ne comporte aucune structure distensive distincte. Toutefois, l'amincissement crustal y serait le plus important.

Le Neck :

Ce domaine s'étend sur 80 km au maximum à partir de la pente continentale. La croûte continentale supérieure y est structurée en blocs basculés. Ces structures distensives reposent sur un niveau de décollement, le réflecteur S. Le réflecteur S existe uniquement dans ce domaine. Son existence est liée fortement à l'existence des blocs continentaux de faible épaisseur. Aucune relation sismique directe entre le réflecteur S et la pente continentale n'a été observée.

Le domaine transitionnel :

Le domaine transitionnel, inférieur à 30 km de large, est plus complexe et restreint que le domaine transitionnel armoricaire. Il présente les principales caractéristiques superficielles du domaine transitionnel interne armoricaire :

- (1) un corps sédimentaire, de vitesse 4,5 km/s, repose sur un fort réflecteur. Cette série sédimentaire serait la couche 3B mise en place par glissement à la fin du rifting ;
- (2) la croûte continentale supérieure est absente et la croûte océanique n'existe pas.

La différence majeure entre le domaine transitionnel des Entrées de la Manche et le domaine transitionnel armoricain est l'absence de la couche sismique à 7,4 km/s : Le substratum, dont le faciès sismique est similaire à celui du domaine transitionnel armoricain, est défini par une couche sismique à 6,2-6,5 km/s sur un manteau supérieur normal.

Le flou qui subsiste sur le domaine transitionnel est due non seulement à l'absence de données et aux interprétations controversées mais aussi à la présence d'une importante déformation pyrénéenne sur l'extrémité méridionale, à proximité du domaine océanique.

Le domaine océanique :

Profond, il présente des hauts de socle dans la partie méridionale. Une ride, orientée NS et appelée Ride Armorique-Trévelyan, individualise le domaine océanique du golfe de Gascogne de l'Atlantique et décale la limite océanique septentrionale. Cette dernière a été définie en grande partie sur les données magnétiques.

La transition océan/continent de Montadert *et al.* (1979a), qui fut confirmée et quantifiée à 10 km de large par les données de sismique réfraction dans les années 80 (Camus, 1980 ; Avedik *et al.*, 1982 ; Ginzburg *et al.*, 1985 ; Whitmarsh *et al.*, 1986), ne représenterait que la limite océanique septentrionale du domaine des Entrées de la Manche.

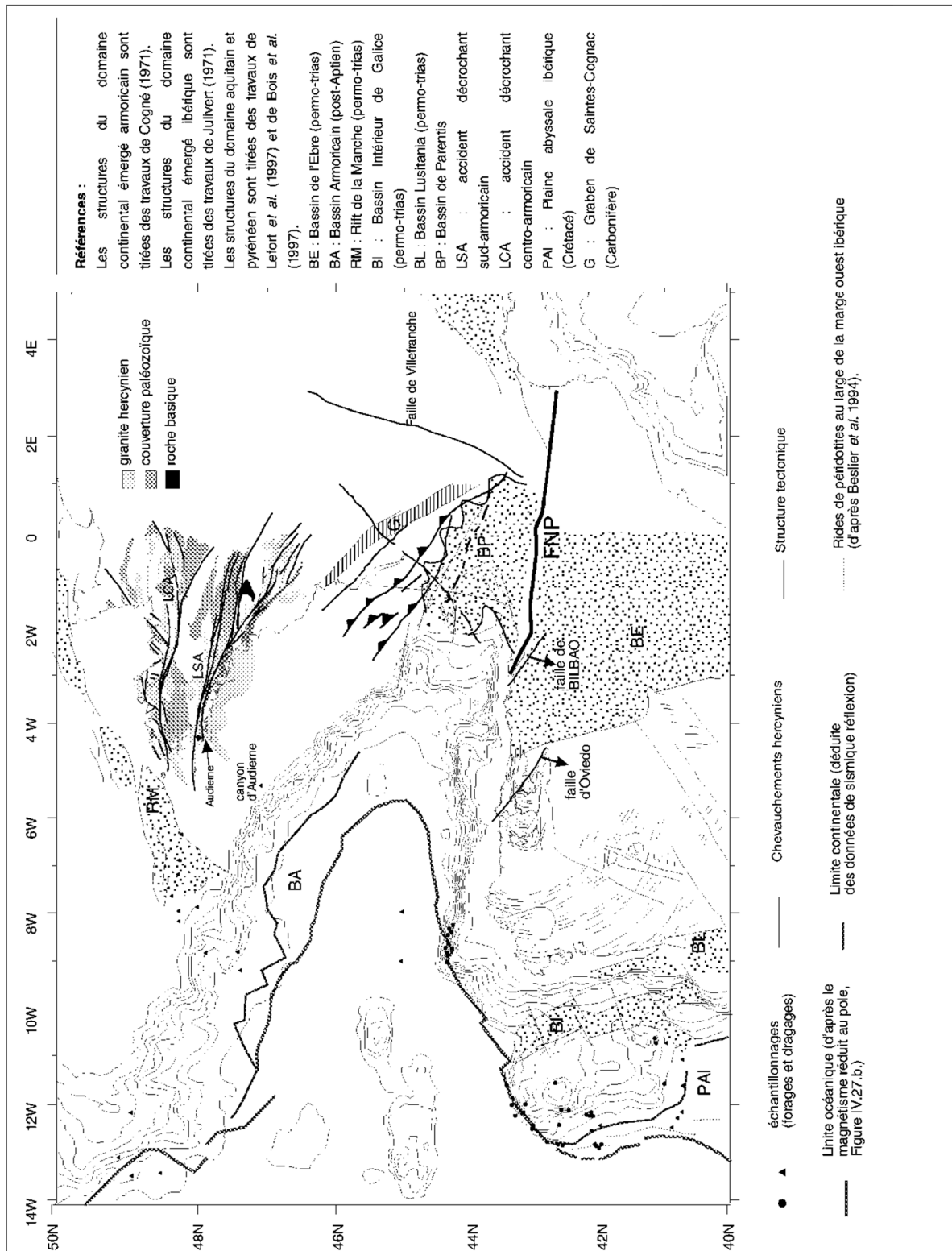


Figure IV.54. :

Carte structurale des domaines continentaux émergés. La plaque Ibérie et la plaque Europe ont une histoire structurale hercynienne importante. Les structures tectoniques (chevauchements et décrochements) entourent le golfe de Gascogne. Le prolongement de la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) correspondrait au golfe de Gascogne. De nombreux bassins triasiques sont adjacents au Bassin Armorica. Toutefois, le Bassin Armorica est un bassin sédimentaire au Crétacé, postérieurement à l'Aptien.

C. IMPORTANCE DE L'HERITAGE TECTONIQUE - RELATIONS DU GOLFE DE GASCOGNE AVEC LES DOMAINES CONTINENTAUX VOISINS

En première approximation, dans la plupart des modèles d'amincissement crustal, la lithosphère est décrite comme un milieu stratifié de façon homogène. En réalité, elle présente dans ses niveaux fragiles comme dans ses niveaux ductiles des discontinuités dans sa composition et dans sa rhéologie et des discontinuités tectoniques héritées de son histoire. Outre les variations possibles de composition, l'héritage structural joue un rôle majeur dans la structuration d'une marge continentale. En effet, les cicatrices tectoniques sont considérées comme des zones de faiblesse susceptibles d'être remobilisées, de guider la trame structurale ou de favoriser la mise en place de formations profondes en sub-surface.

L'image bathymétrique (*Fig. I.1.*) et l'étude de sismique (*Fig. IV.3.* et *IV.35.*) ont mis en évidence une segmentation de la Marge Nord Gascogne en une marge de Goban, une Marge des Entrées de la Manche et une Marge Armoricaïne. Cette segmentation est-elle une conséquence directe de la phase de rifting datée du Crétacé ou bien dérive-t-elle d'un héritage tectonique ? Pour comprendre l'importance de l'héritage structural dans la formation et l'évolution du golfe de Gascogne, nous avons étudié les caractéristiques géophysiques des domaines continentaux immergés et émergés, adjacents au golfe de Gascogne.

C.I. Méthode d'étude

Cette étude régionale se base principalement sur les différences de signature magnétique et gravimétrique des domaines continentaux immergés et sur leur interprétation (*Fig. IV.57.*). Ces caractéristiques géophysiques sont, dans les meilleurs cas, associées aux structures tectoniques reconnues à terre (*Fig. IV.54.*). L'interprétation des éléments observés par cette approche géophysique, est toutefois limitée par le manque de données géologiques directes (échantillons) entre le domaine océanique et le domaine continental émergé.

L'interprétation manuelle des cartes des anomalies de gravimétrie à l'air libre (*Fig. IV.55.b.*), des anomalies magnétiques du champ total (*Fig. IV.55.a.*), des anomalies magnétiques superficielles (*Fig. IV.56.a.*) et des anomalies magnétiques profondes (*Fig. IV.56.b.*) a mis en évidence plusieurs familles de linéaments de différentes directions (*Fig. IV.57.*). La distribution géographique de ces directions majeures n'est pas anarchique, mais définit des domaines relativement hétérogènes et hiérarchisés (*Fig. IV.57.* et *IV.59.*).

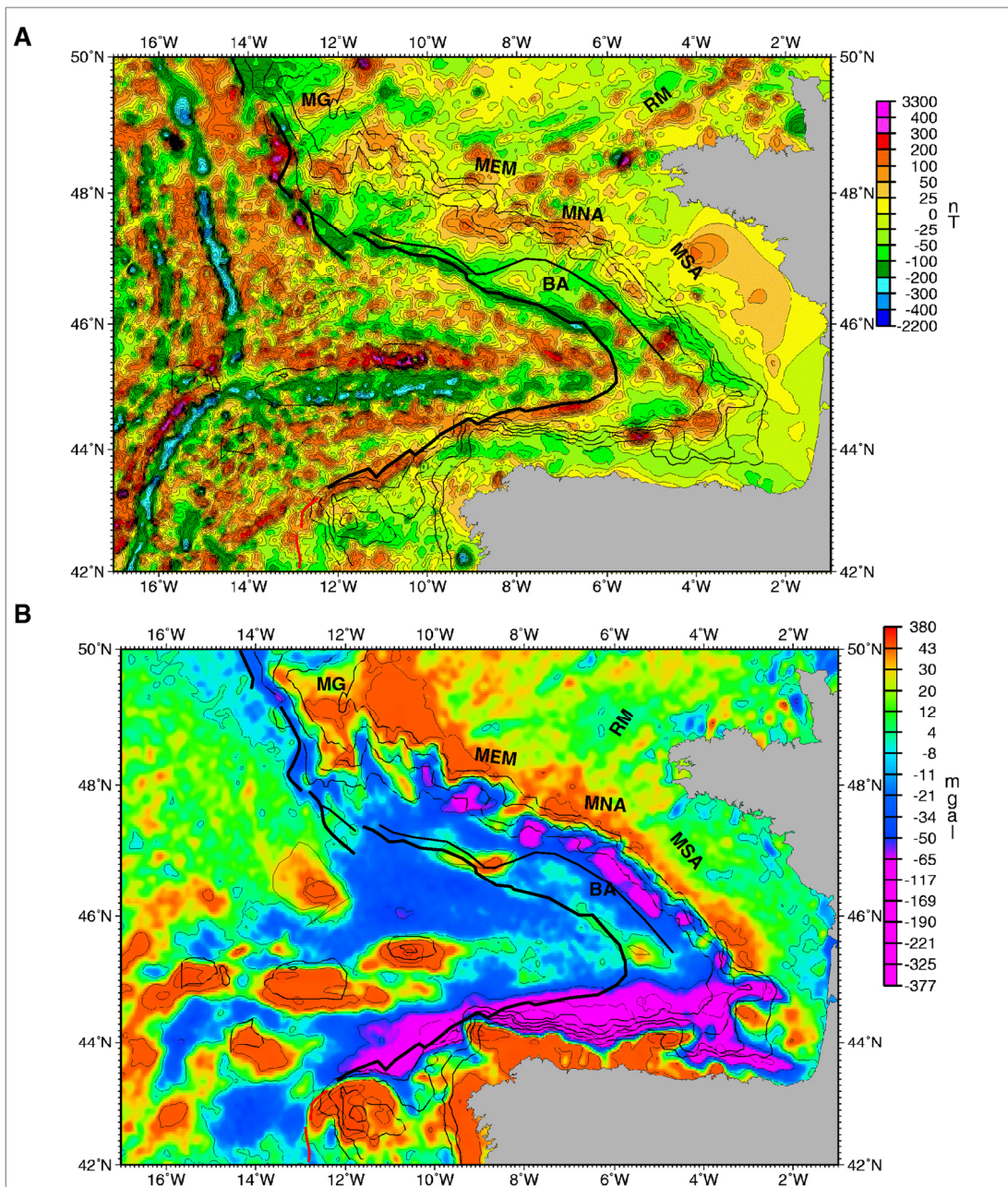


Figure IV.55.:

A : Carte des anomalies magnétiques du champ total sur le golfe de Gascogne, d'après les données numériques compilées de Verhoef *et al.* (1996). Contourage tous les 25nT.

B : Carte des anomalies de gravimétrie à l'air libre sur le golfe de Gascogne, d'après les données numériques de Sandwell et Smith (1997). Contourage tous les 50 mgal.

Une carte bathymétrique simplifiée est reportée sur les cartes géophysiques afin de situer plus facilement la pente continentale (trait fin), la limite continentale (Trait moyen) et la limite océanique (trait gras). Les limites continentale et océanique bordent le domaine transitionnel.

BA : Bassin Armoricain ; MSA : Marge Sud-Américaine ; MNA : Marge Nord-Américaine ; RM : Rift de la Manche ; MG : Marge de Goban ; MEM : Marge des Entrées de la Manche.

Ces linéaments sont généralement des gradients magnétiques, qui soulignent une variation de susceptibilité magnétique relativement importante selon une orientation privilégiée. Ils pourraient refléter un matériel magmatique (complexe filonien, intrusif ou extrusif ponctuel) ou un important accident tectonique.

Noter que si l'on considère la plaque européenne comme fixe, les directions observées sur cette plaque pourraient être utilisées sans traitement, mais les directions de la plaque ibérique devront être traitées en fonction de leur âge et du mouvement Ibérie/Europe : les linéaments ibériques, supposés antérieurs à l'éocène, devront subir une rotation horaire de 35° environ pour replacer les directions dans leur position originelle. La relation de ces linéaments avec la plaque Europe devra tenir compte aussi du déplacement latéral de l'Ibérie par rapport à l'Europe (*cf.* : *Chap.* I). L'âge de la croûte océanique du golfe de Gascogne étant postérieure à l'anomalie M0, les linéaments observés dans le domaine océanique sont donc post-aptiens.

C.II. Les principales directions et principales provinces tectoniques continentales

Sept familles de direction ont été répertoriées. La répartition de ces directions a mis en évidence une segmentation de la Marge Nord Gascogne en cinq domaines continentaux (*Fig. IV.59.*). Les chronologies de ces directions sont relatives, basées sur les géométries et des analogies avec les structures décrites à Terre (*Fig. IV.54.*).

C.II.1. La Marge Sud Armoricaïne

Tous les profils NORGASIS, qui traversent la plate-forme continentale armoricaïne, montrent des images sismiques typiques des domaines varisques de l'Europe Occidentale (Bois *et al.*, 1988; Sibuet *et al.*, 1990; Pinet *et al.*, 1991). La croûte hercynienne de la plate-forme Nord Gascogne a une épaisseur d'environ 35 km.

Trois familles de direction caractérisent la Marge Sud Armoricaïne dans l'ordre chronologique.

C.II.1.1. La direction NS ou NNW-SSE

La direction NS se concentre autour du Massif Armoricaïn (*Fig. IV.57.a. et IV.58.a.*). Cette direction est aussi celle de la rupture de pente du plateau landais. Semblable aux directions des failles transverses de la région de Quimper (Bretagne) (Vanney *et al.*, 1971) et à la direction structurale des séries briovériennes (Précambrien) au nord de l'accident hercynien LSA (Fouquet, 1980), elle représenterait la structuration principale de l'orogène cadomienne (600 Ma) (Vanney *et al.*, 1971).

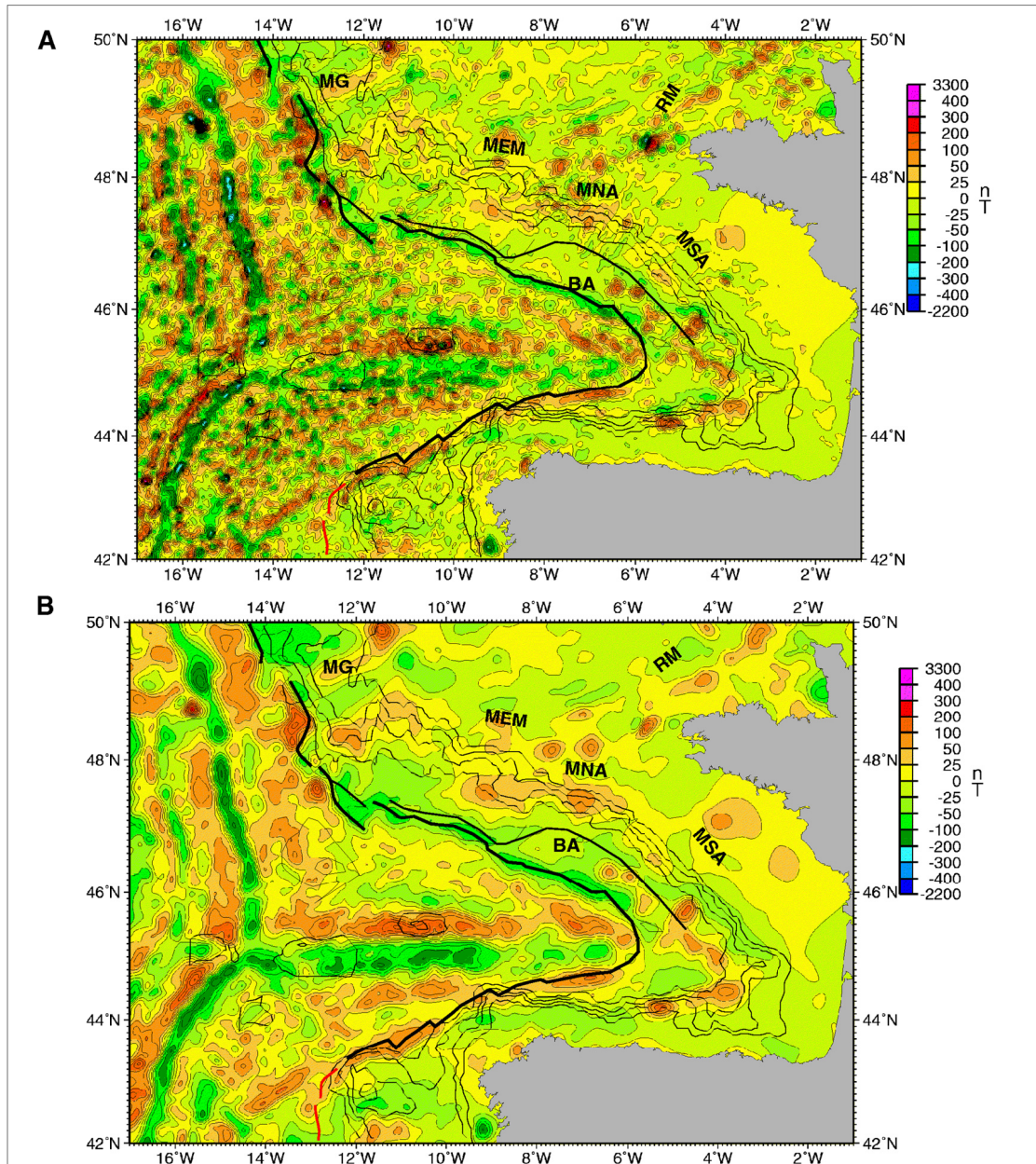


Figure IV.56. :

A : Carte des anomalies magnétiques de courtes et moyennes longueurs d'onde (contourage tous les 25nT). Ceci afin de visualiser les hétérogénéités magnétiques superficielles. Les principaux domaines continentaux sont définis par des linéaments superficiels, comme par exemple, pour le système de rift de la Manche orienté N60-N80.

B : Carte des anomalies magnétiques de grandes longueurs d'onde (contourage tous les 25nT). Ceci afin de visualiser les hétérogénéités magnétiques profondes.

Remarque : Si la Marge des Entrées de la Manche (MEM) et la Marge Nord-Américaine (MNA) se différencient par leur signature magnétique superficielle, elles ont la même signature magnétique profonde (anomalie positive orientée EW).

BA : Bassin Armoricaïn ; MEM : Marge des Entrées de la Manche ; RM : Rifts de la Manche ; MNA : Marge Nord-Américaine ; MSA : Marge Sud-Américaine ; MG : Marge de Goban.

C.II.1.2. La direction N45

Cette direction N45 est celle du canyon d'Audierne où se situe la jonction entre la Marge Nord Armoricaire de direction N110 et la Marge Sud Armoricaire de direction N135 (*Fig. I.1.*). Elle se poursuit par une importante anomalie gravimétrique positive et négative qui traverse toute la plate-forme continentale du canyon d'Audierne au continent (*Fig. IV.57.a. et IV.58.a.*). Ce linéament n'est associé à aucune signature magnétique distincte (*Fig. IV.57.b. et IV.58.b.*). La très forte anomalie gravimétrique négative pourrait être reportée aux corps granitiques répertoriés par Lefort (1975) et datés à 320-330 Ma ou 300 Ma, appartenant respectivement à la première ou seconde phase hercynienne (Fouquet, 1980) ; alors que l'anomalie positive serait reportée aux corps ultramafiques (Lherzolites) du Briovérien supérieur à Paléozoïque inférieur, qui furent obductés au moment de la naissance de la chaîne hercynienne à la fin du Dinantien (Carbonifère) (Fouquet, 1980). Cette direction apparaît aussi exister dans la partie orientale du Bassin Armoricaire sous la forme d'un alignement de fortes anomalies magnétiques situé dans l'axe du canyon des sables d'Olonnes.

C.II.1.3. La direction N130-N140

Que ce soit sur l'interprétation gravimétrique (*Fig. IV.57.a.*) ou magnétique (*Fig. IV.57.b.*), la direction N130 à N140 est la direction majeure, visible sous forme de longs linéaments et de forts gradients.

Présente principalement dans la région orientale du golfe de Gascogne, cette direction correspond à l'une des deux directions magnétiques qui marquent la limite septentrionale du domaine océanique. Si les linéaments magnétiques sont absents du Bassin Armoricaire, il n'en est pas de même pour les linéaments gravimétriques (*Fig. IV.57.a.*). Ces derniers sont souvent associés aux ruptures de pente dans la morphologie. Pour exemple, la structure de Trévelyan apparaît découpée et décalée de façon dextre par un trait morphologique NW-SE. Ces linéaments s'associent aussi aux principaux accidents inverses observés par sismique réflexion (*cf. : Chap. III*). La Marge Sud Armoricaire, orientée N130-N140, est traversée par un long linéament gravimétrique et magnétique parallèle, du domaine aquitain émergé au sud d'Audierne (*Fig. IV.57.a. et IV.58.a.*). Il pourrait être le prolongement d'un des accidents décrochant et chevauchant dextres, observés au Nord du Bassin de Parentis (*Fig. IV.54. et IV.59.*) (Ce linéament recoupe et décale de façon dextre la forte anomalie gravimétrique orientée N45 et située au large d'Audierne). Nous avons vu que les lignes sismiques NORGASIS, qui traversées la partie Sud de la plate-forme continentale armoricaire adjacente au Bassin Aquitain, montraient que les chevauchements et/ou décrochements hercyniens majeurs se prolongeaient dans la plate-forme continentale.

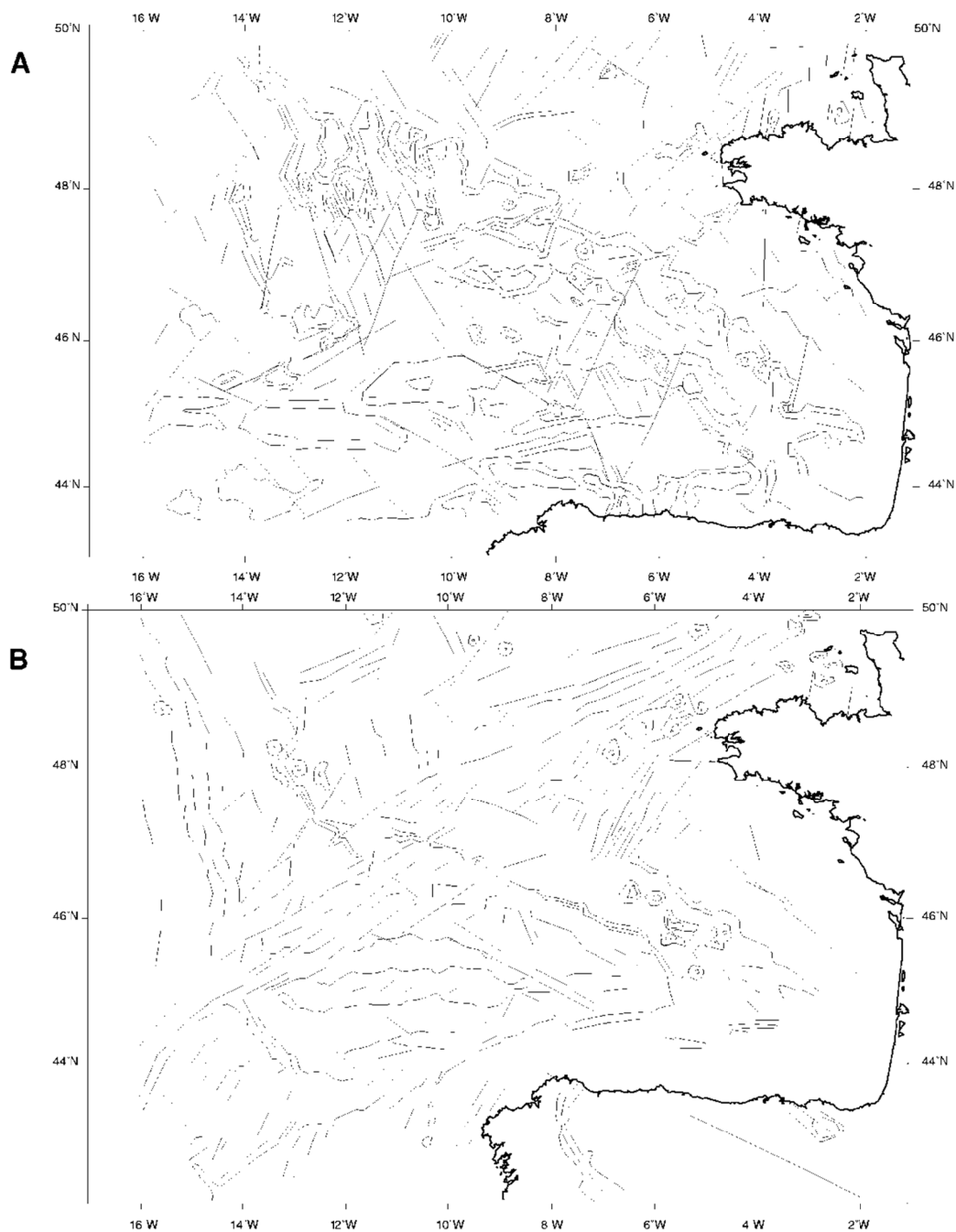


Figure IV.57. :

Linéaments gravimétriques (figure A) et magnétiques (figure B) répertoriés d'après les cartes des anomalies magnétiques de courtes et moyennes longueurs d'onde (Figure IV.56.a.) et des anomalies gravimétrique à l'air libre (Figure IV.55.b.). Nous observons sept familles de directions privilégiées pour les gradients magnétiques et gravimétriques. Les directions principales sont N130-N140, NS, N45, N110, N20-N30, N160-N180 et N60-N80. Chacune d'elles caractérise un domaine continental. Ces directions s'observent aussi dans le domaine océanique, mais beaucoup moins ordonnées.

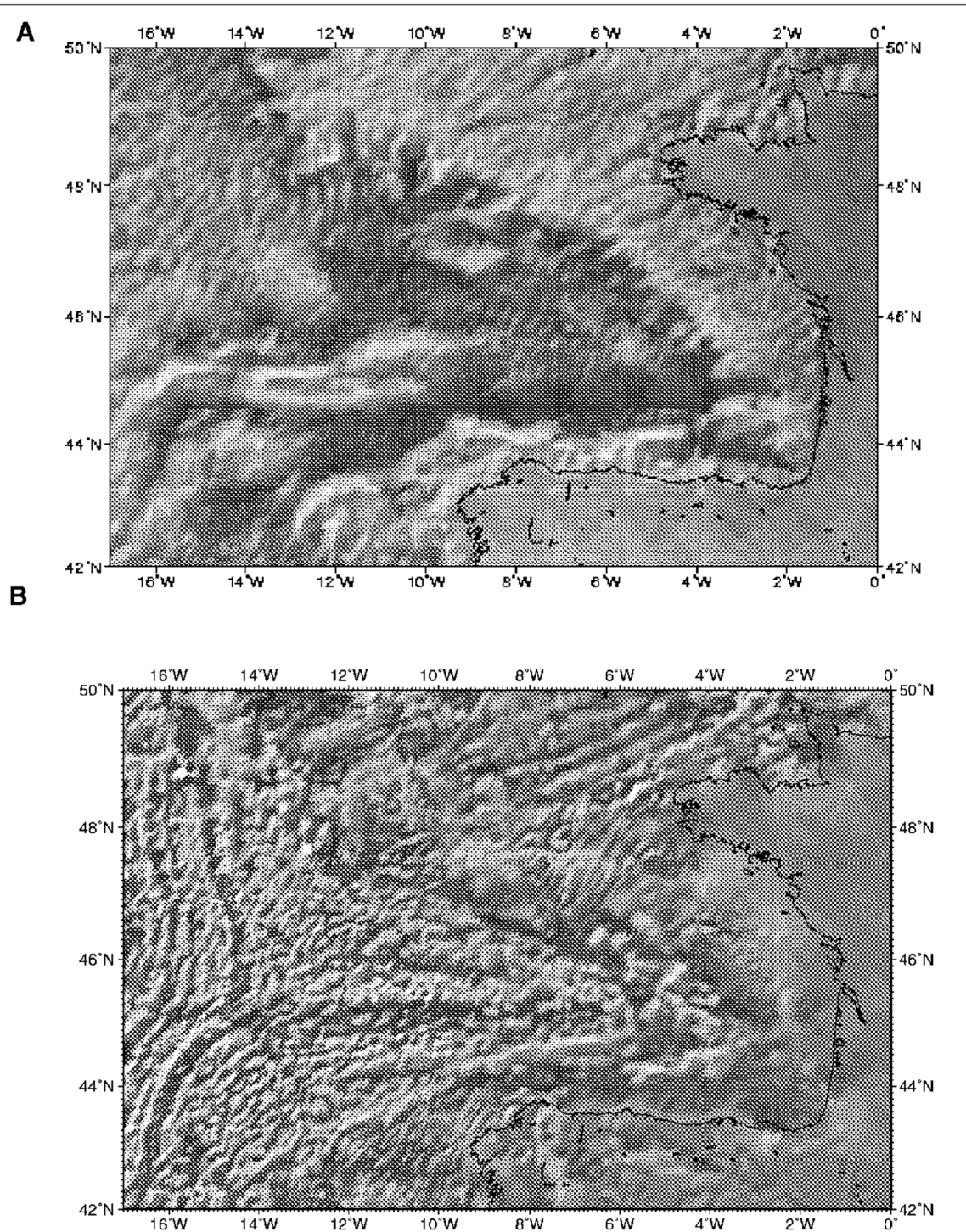


Figure IV.58. :

A : Carte des anomalies de gravimétrie à l'air libre (Éclairage N320).

B : Carte des anomalies magnétiques de courtes et moyennes longueurs d'onde (Éclairage N320).

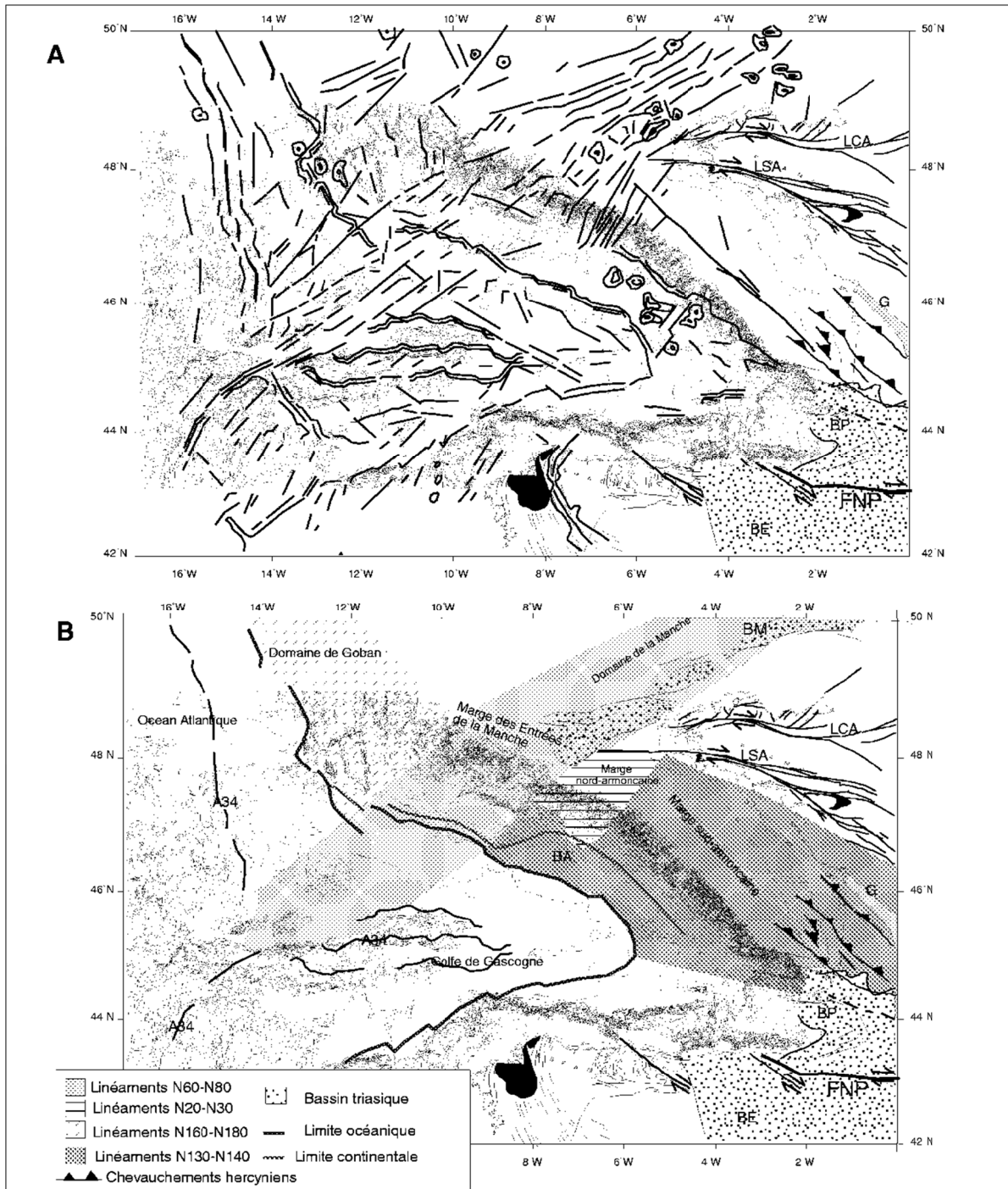


Figure IV.59. :

A : Interprétation de la carte des anomalies magnétiques de courtes et moyennes longueurs d'onde, reportée sur la carte bathymétrique de S. Monti (1993).

B : Carte synthétique des différents domaines magnétiques reportée sur la carte bathymétrique de S. Monti (1993).

BA : Bassin Armoricaïn; BM : Bassin de la Manche; BE : Bassin de l'Ebre; G : Graben de Saintes cognac (carbonifère); en noir : Matériel ultrabasique (ophiolites); LSA : décrochement sud-armoricain hercynien; LCA : décrochement centro-armoricain hercynien.

Le domaine aquitain se caractérise par de nombreux accidents décrochants et chevauchants tardi-hercyniens (Lefort *et al.*, 1997 ; Rolet, 1997), dont le principal est la Faille Nord-Pyrénéenne (FNP) (Mattauer, 1968 ; Souquet *et al.*, 1977). Cette FNP, qui joue le rôle de frontière de plaques lithosphériques entre l'Ibérie et l'Europe, est un accident lithosphérique le long duquel on rencontre en surface du matériel mantellique associé à des éléments extrusifs et à du métamorphisme (*Fig. IV.57.*) (Fortane *et al.*, 1986 ; Mattauer, 1985 ; Mattauer et Choukroune, 1974 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984).

Le domaine Nord Ibérique se caractérise aussi par quelques accidents décrochants tardi-hercyniens. Les longs gradients magnétiques, observés sur la plaque Ibérie et orientés actuellement N115 (leur orientation étant de N150 avant la rotation de l'Ibérie), représentent la signature de la faille d'Oviedo et de la faille de Bilbao, d'importants décrochements dextres hercyniens (Julivert, 1971). Située dans l'arc ibéro-armoricain, une importante anomalie magnétique, en forme d'arc, est observée. Son origine est superficielle comme profonde mais demeure énigmatique (*Fig. IV.57.b. et IV.58.b.*).

® La direction N130-N140 est donc une direction tardi-hercynienne (Carbonifère), caractéristique des grands décrochements dextres des domaines continentaux. Elle est l'une des directions principales de la fracturation hercynienne du domaine sud-armoricain (Fouquet, 1980) et la direction des accidents chevauchants et décrochants dextres du domaine aquitain (Lefort *et al.*, 1997 ; Rolet, 1997) et du domaine nord ibérique, une fois corrigé de la rotation (Julivert, 1971). La structuration de la Marge Sud Armoricaire, de la plate-forme au domaine océanique, ainsi que la répartition de la déformation éocène, a été influencée par l'héritage tardi-hercynien. Le prolongement occidental des décrochements tardi-hercyniens du domaine aquitain, pyrénéen et ibérique, renforce l'idée que la formation du golfe de Gascogne a été fortement influencé par un héritage tectonique hercynien.

C.II.2. Le domaine de Goban = La direction N160-180

La direction N160-N180 est la direction de la marge de Goban (*Fig. IV.57.*), ainsi que de sa limite océan/continent. Ces linéaments sont associés à la morphotectonique de cette marge : Menez Bihan, *Granite Cliff*, par exemple, sont des prolongations du socle continental hercynien. Ces linéaments se poursuivent dans le domaine typiquement océanique du golfe de Gascogne jusqu'au Nord de la Montagne Biscaye. Dans le domaine émergé sud armoricain, ces accidents recoupent et décalent les linéaments N130-N140 (Fouquet, 1980).

Pour la marge de Goban, le rifting et l'accrétion océanique ont aussi été largement influencée par la trame structurale tardi-hercynienne.

C.II.3. La Marge des Entrées de la Manche = La direction N100-N110

Cette direction est la direction de la Marge des Entrées de la Manche, de la Marge Nord Armoricaire et de l'axe fossile d'accrétion du golfe de Gascogne (*Fig. IV.57.*). Elle est la deuxième direction avec les directions N130-N140 qui marque la limite septentrionale du domaine océanique. Ces linéaments sont orientés N100-N110, sont bien marqués dans la morphologie et apparaissent secondaires sur les données géophysiques,

exceptés sur la carte des anomalies magnétiques de grandes longueurs d'onde (*Fig. IV.56.b.*). En effet, une large anomalie N100-N110 se situe à l'aplomb de la Terrasse de Mériadzek et de la pente continentale Nord Armoricaire, représentant la structuration principale de la Marge des Entrées de la Manche et de la Marge Nord Armoricaire. Ces dernières ont une signature magnétique superficielle très différente (*Fig. IV.57.b.* et *IV.58.b.*).

Cette direction est la direction des grands décrochements hercyniens dextres du domaine armoricain (*Fig. IV.54.*) : le linéament sud-armoricain (LSA) et le linéament centro-armoricain (LCA). Ces linéaments sont des accidents enracinés profondément le long desquels on retrouve des roches intensément mylonitisées et des intrusions granitiques de 300-340 Ma. La zone broyée, LSA, se poursuit sur la plate-forme armoricaine en passant au nord de l'Île de Sein (Fouquet, 1980). Cette direction est aussi celle du canyon du Cap Ferret et de nombreuses failles ou rides du Bassin Aquitain (Brunet, 1991).

La Marge des Entrées de la Manche est donc fortement influencée par la trame tectonique hercynienne.

C.II.4. Le système de rift de la Manche = La direction N60-N80

En opposition avec l'homogénéité apparente de la plate-forme armoricaine, la plate-forme des Entrées de la Manche est recoupé par le système de rifts de la Manche. Sibuet *et al.* (1990) ont montré que sous ce rift, la croûte continentale supérieure est fortement amincie alors que la croûte continentale inférieure a préservé son épaisseur et son litage.

Les linéaments magnétiques orientés N60 à N80 sont particulièrement importants et concentrés le long d'un couloir qui traverse aussi bien le domaine continental non-aminci que le domaine océanique (*Fig. IV.59.*). Sur la plate-forme des Entrées de la Manche, ces directions sont représentées par de grands linéaments qui correspondent à la signature des structures de la Manche (*Fig. IV.57.*). Les anomalies magnétiques superficielles refléteraient donc la structuration N60-N80 de l'ensemble des bassins mésozoïques et tertiaires de la Manche (*Fig. IV.57.b.*). Cependant, ces directions sont semblables à celles des structures de l'orogène calédonienne, comme les structures majeures des séries Briovériennes au nord de l'accident hercynien LSA du domaine armoricain (Fouquet, 1980) ou les Calédonides des Îles britanniques (Vaillant, 1988). Ce couloir est limité au sud par une structure ancienne et importante, l'accident d'Ouessant, qui sépare un socle affleurant d'affinité Nord Armoricaire au Sud (pentévrienne, 1 Ga) d'un bassin profond d'origine protérozoïque supérieur ou paléozoïque au Nord (Lefort, 1977). Cet accident a une signature magnétique discontinue, de Ouessant à l'extrémité de la plate-forme, limitant ainsi la Marge Nord Armoricaire de la Marge des Entrées de la Manche. Il serait associé à la flexure du socle acoustique et à l'absence de croûte continentale inférieure litée sur le profil NORGASIS 13 (*Fig. IV.37., cf. : Chap. IV.B.*). Cet accident se poursuivrait le long du canyon de Black Mud et sur l'extrémité orientale de la Terrasse de Mériadzek. Les très fortes anomalies magnétiques et gravimétriques patatoïdes auraient aussi une origine plus profonde (*Fig. IV.56.b.*). Elles ont été interprétées comme étant la signature d'épanchements basiques (Lefort, 1975) ou de corps ophiolitiques (Lefort, 1977), qui marqueraient une paléo-subduction calédonienne (Lefort, 1977) ou qui serait rattachée à l'orogène cadomien (Cogné, 1971).

Malgré l'orientation N100-N110 de la Marge des Entrées de la Manche, les linéaments de direction N60 à N80 caractérisent la signature magnétique à courte et moyenne longueur d'onde. Le canyon de Shamrock, orienté N60-N80, est un des traits morphotectoniques majeurs de la pente continentale des Entrées de la Manche. Le domaine occidental du Bassin Celtique Profond apparaît particulièrement affecté par cette linéation visible dans les courtes longueurs d'onde (*Fig. IV.57.b.*). Ce couloir magnétique interrompt les linéations N160-N180 de la marge de Goban (ceci n'est pas observé dans la signature gravimétrique). Si l'on se base sur les travaux effectués à terre, cette direction représenterait la structuration cadomienne (Vanney *et al.*, 1971) ou calédonienne (Lefort, 1977). Bien qu'antérieurs aux structures hercyniennes, ces linéaments semblent recouper toutes les autres familles de linéaments magnétiques et gravimétriques aussi bien dans le rift que dans la marge. Cette jeunesse apparente pourrait s'expliquer par une réactivation, une influence ou un héritage de la trame structurale anté-hercynienne NE-SW lors des phases d'extension mésozoïques.

Ce couloir se poursuit dans la plaine abyssale du golfe de Gascogne jusqu'au point triple fossile (*Fig. IV.57.b.* et *IV.59.*). La signature magnétique de cette direction est différente de celle, exprimée sur le domaine continental de la Manche : les linéaments sont discontinus. Cette direction est également représentée dans les anomalies gravimétriques et dans la bathymétrie (le flanc SW du Mont Armorique). Sibuet *et al.* (1993) ont interprété l'alignement NE-SW des structures océaniques, au nord de l'axe d'accrétion fossile du golfe, comme la trace du déplacement du point triple des plaques Europe/Ibérie/Amérique du Nord.

C.II.5. La Marge Nord Armoricaine = La direction N20-N30

La répartition de la direction N20-N30 définit un domaine restreint à la marge continentale Nord Armoricaine (*Fig. IV.57.b.* et *IV.59.*). Particulièrement visible sur la carte magnétique de courte et moyenne longueur d'onde (*Fig. IV.56.a.* et *IV.58.b.*), la direction N20-N30 se concentre exclusivement entre 8°W et 5°W de longitude et 48°N et 46°N de latitude. Ce domaine est limité à l'ouest par le couloir de la Manche orienté N60-N70 et au nord par le grand décrochement dextre hercynien sud armoricain (LSA), orienté EW. Sa limite orientale se situe au niveau du canyon d'Audierne. Les longs linéaments faiblement séparés s'estompent dans le Bassin Armoricain, à la limite du domaine continental aminci et du domaine transitionnel. Ce domaine correspond donc à la Marge Nord Armoricaine, du domaine continental non-aminci au domaine continental aminci. Les anomalies magnétiques de ce domaine sont rectilignes, étroites et superficielles (non observées sur la carte des anomalies magnétiques de grandes longueurs d'onde). Si une telle signature magnétique reflète un complexe filonien, sa dimension en est particulièrement importante. Non représentées dans le domaine continental armoricain, aquitain et ibérique, ces directions sont exclusivement observées sur un petit îlot de terre : l'Île de Sein (*Fig. IV.60.*).

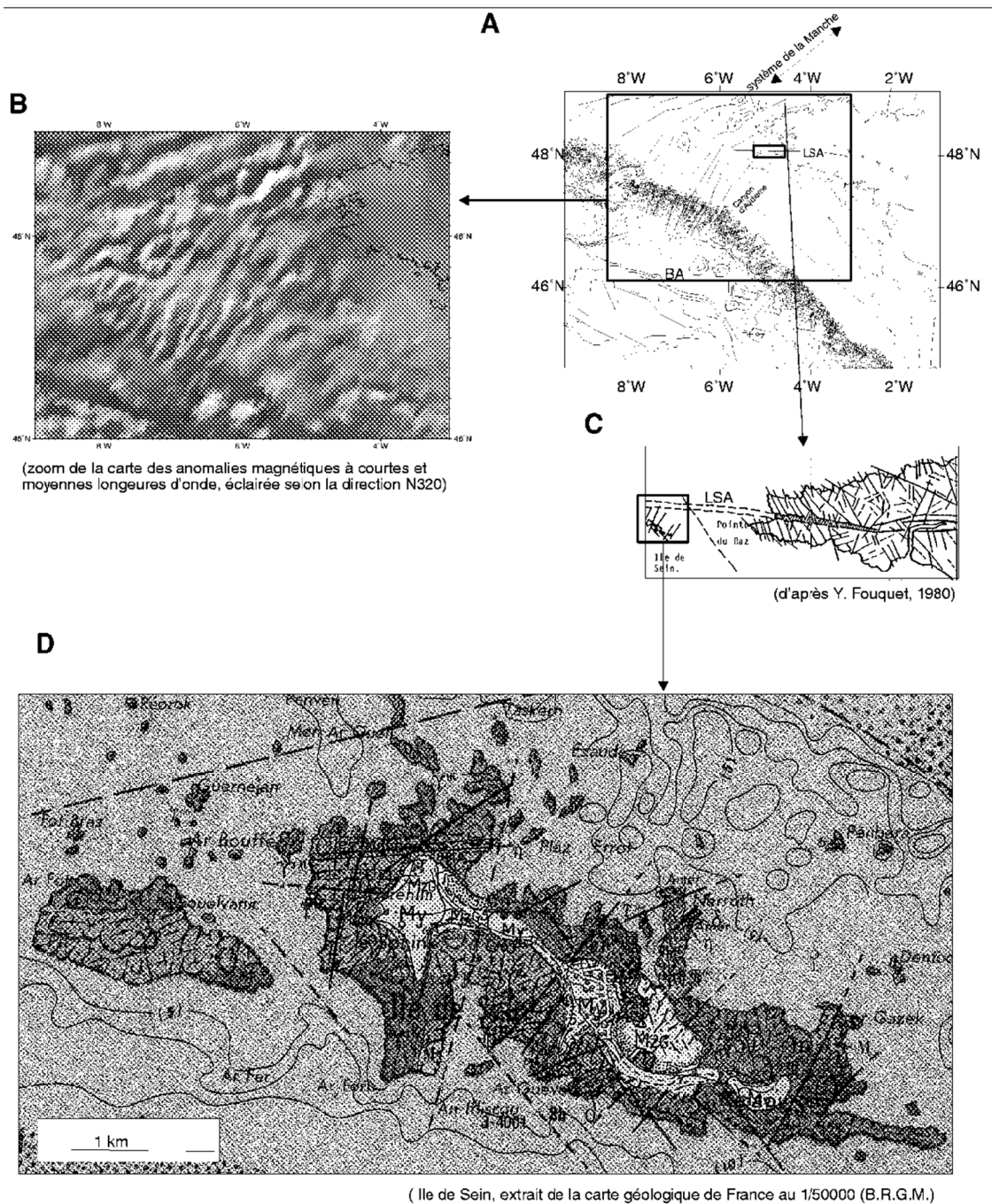


Figure IV.60. :

Signature magnétique de la Marge Nord-Américaine. Une succession d'anomalies magnétiques de courtes et moyennes longueurs d'onde (figures A et B), étroites, allongées et orientées N20-N30, caractérise la Marge Nord-Américaine. Ce domaine magnétique est limité au nord par l'accident américain (LSA) (orienté N90-N110), à l'ouest par le système de rift de la Manche (orienté N60-N80), à l'est par le canyon d'Audieme (orienté N45) et au Sud par le domaine transitionnel américain amagmatique (substratum mantellique).

Cette direction est exclusivement observée sur l'île de Sein, où les travaux de Y. Fouquet ont mis en évidence des filons et des fractures d'orientation N20-N30 (figures C et D).

Cette île, située au large de la pointe du Raz (Finistère Sud) et très légèrement au sud de l'accident LSA, se trouve sur l'extrémité septentrionale de ce domaine. Une étude géologique de terrain effectuée par Fouquet (1980) a mis en évidence l'existence de directions structurales, morphologiques et filoniennes, orientées N30-N20. Quelques filons orientés N20-N40 ont été aussi observés sur la côte méridionale de Bretagne (Fouquet, 1980). Ces directions, ne pouvant pas représenter les fentes de tension des directions N135° et de ses conjuguées N15°, ont une origine encore énigmatique (Fouquet, 1980). Aucune explication n'a été formulée jusqu'à ce jour, ces directions ayant été supposées anecdotiques en regard à la trame structurale du domaine sud armoricain (*Fig. IV.54. et IV.60.*). Mais, l'observation sur ces cartes montre que c'est la direction majeure : c'est la signature magnétique de la Marge Nord Armoricaïne.

La signature magnétique de la Marge Nord Armoricaïne a été acquise antérieurement à la mise en place du domaine transitionnel et océanique, puisqu'elle n'y est pas observée. Elle est recoupée par le système de rift de la Manche et par l'accident sud-armoricaïn, ayant tout deux rejoués après la phase hercynienne. Cette signature apparaît donc synchrone ou contemporaine à la phase hercynienne. Une étude structurale approfondie de l'île de Sein permettrait peut-être de lui associer une signification géologique et un âge.

® En résumé, tous les linéaments observés sont reliés à un héritage tectonique paléozoïque : les directions principales de la Marge Sud Armoricaïne (N130-N140), de la Marge de Goban (N160), de la Marge des Entrées de la Manche (N100-N110), du système de rifts de la Manche (N60-N80) et de la Marge Nord Armoricaïne (N100-N110) sont hercyniennes.

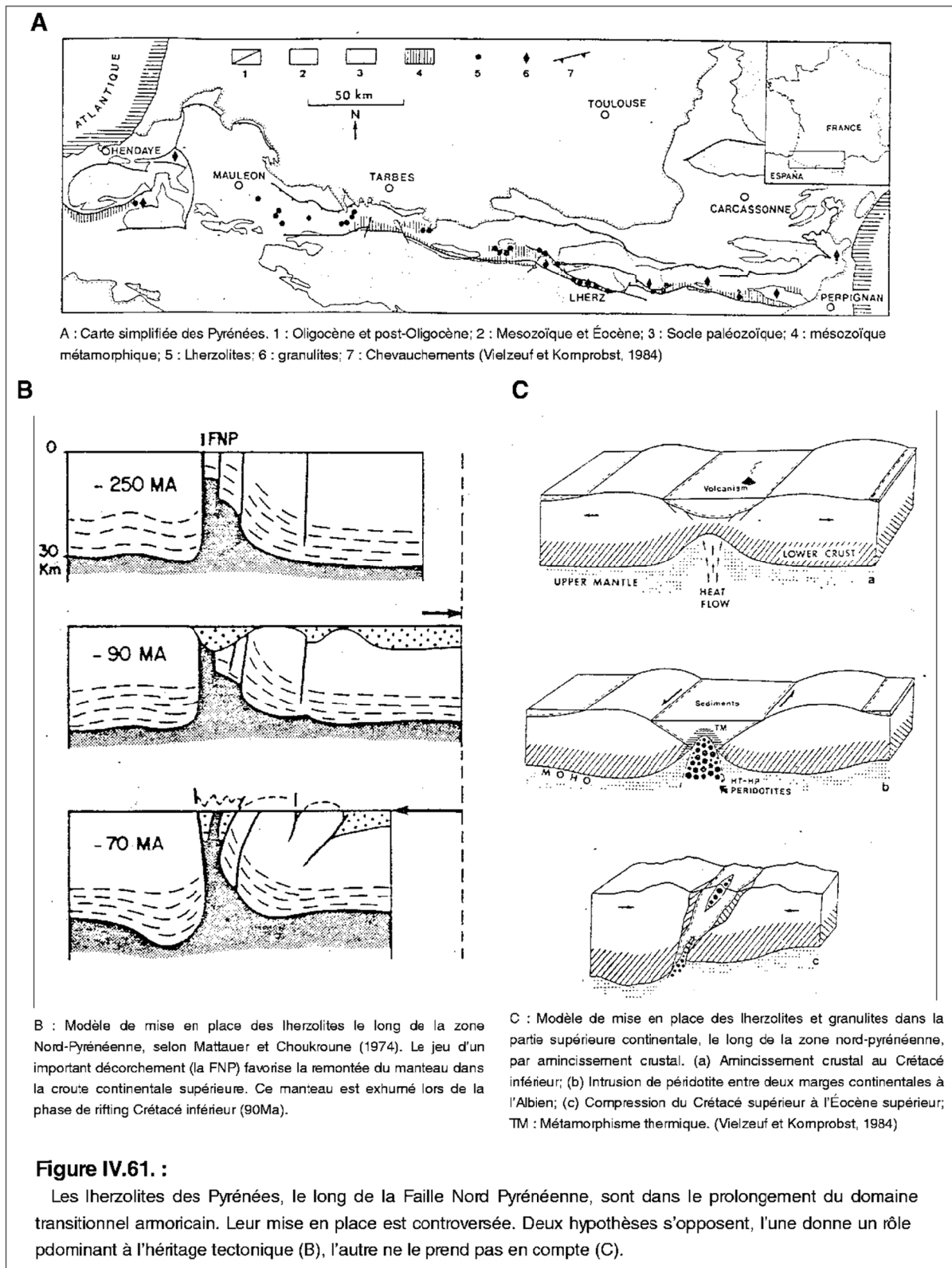
Même si l'épaisseur de la plate-forme est relativement constante (35 km d'épaisseur), le domaine continental dit non-aminci de la Marge Nord Gascogne présente une grande hétérogénéité tectonique. Quels sont alors la quantité et le rôle de l'héritage dans l'amincissement crustal et le développement des structures crustales extensives ?

C.III. Apports des études géophysiques des domaines continentaux émergés et immergés sur la segmentation de la Marge Nord Gascogne

La segmentation de la Marge Nord Gascogne, visible dans la bathymétrie et dans la sismique réflexion, se reflète aussi dans les signatures magnétique et gravimétrique. Chacun des segments de la Marge Nord Gascogne possède une direction de linéaments privilégiée, qui est rapportée à une phase tectonique particulière. Globalement, la structuration de la Marge Nord Gascogne dérive fortement d'une succession d'orogènes anciens, dont l'ultime est la phase hercynienne. Cette étude confirme le fait que nous ne pouvons faire abstraction de l'héritage tectonique, en accord avec l'hypothèse de Vaillant (1988).

C.III.1. La segmentation : une histoire d'héritage

Comme la plupart des auteurs (Cogné, 1971 ; Lefort, 1980 ; Vaillant, 1988) nous admettons l'importance de l'héritage tectonique hercynien dans la structuration de la Marge Nord Gascogne lors de la distension mésozoïque.



Comme nous l'avons observé dans la morphologie et dans le schéma structural, la Marge des Entrées de la Manche et la Marge Armoricaire sont deux segments bien distincts de la Marge Nord Gascogne. D'après la signature magnétique et les images sismiques, nous situons la frontière entre ces deux domaines au niveau de l'accident d'Ouessant, qui limite le système de rift de la Manche au Sud (*Fig. IV.59.*). Cet accident se poursuit avec une expression morphologique le long du canyon de Black Mud et le long du flanc oriental abrupt de la Terrasse de Mériadzek, entre la Terrasse de Mériadzek et la Marge Armoricaire. Il serait rejoint au niveau de la plate-forme par le grand décrochement sud-armoricain (LSA). L'héritage tectonique joue un rôle dans la morphologie de la Marge Nord Gascogne : les changements de directions de la rupture de pente sont hérités de la phase hercynienne. Ces directions se retrouvent jusqu'à la frontière du domaine océanique vraie. Elles se retrouvent de façon plus anarchique dans le domaine océanique.

La structuration profonde de la Marge des Entrées de la Manche est fortement influencée par le système tardi-hercynien, qui est observé sur le massif armoricain, le domaine aquitain, pyrénéen et Nord Ibérique. Par contre, sa structuration superficielle est influencée par le système de rift de la Manche. Cette particularité la distingue de la Marge Nord Armoricaire. Cette influence tectonique pourrait avoir joué un rôle dans la structuration des blocs basculés. La Marge des Entrées de la Manche, située dans le prolongement du domaine contenant le plus de discontinuités tectoniques superficielles et profondes (rift de la Manche), possède un Neck particulièrement développé, où les blocs basculés sont nombreux. En opposition, la Marge Armoricaire a un Neck de dimension restreinte où la présence de blocs basculés est anecdotique.

C.III.2. L'origine du substratum mantellique du Bassin Armoricaire

Notre étude sur le Bassin Armoricaire a conclu à l'existence d'une importante zone de transition océan/continent, comparable à celles observées au large de la marge ouest-ibérique et à l'est du Groenland. Sous la couverture sédimentaire, le substratum du domaine transitionnel armoricaire a toutes les caractéristiques d'un manteau serpentinsé. D'après notre étude chronostratigraphique, le Bassin Armoricaire serait un bassin sédimentaire relativement jeune, mis en place peu avant l'accrétion océanique (*cf. : Chap. III*). Le dépôt autochtone le plus ancien serait le premier dépôt *post-rift*, la formation albo-cénomaniennne (Unité 3). Le Bassin armoricaire a une origine postérieure aux bassins triasiques situés tout autour du golfe de Gascogne : le Bassin de Parentis, les bassins pyrénéens, les bassins de la Manche, les bassins celtiques, le Bassin de l'Ebre, le Bassin Lusitania et le bassin intérieur de Galice (*Fig. IV.54.*).

Situé dans le prolongement occidental de la Faille Nord-Pyrénéenne le golfe de Gascogne est la prolongation des Pyrénées. On pourrait supposer que l'origine du substratum mantellique du Bassin Armoricaire serait semblable aux lherzolites des Pyrénées, situées ponctuellement le long de la Faille Nord-Pyrénéenne sur 500 km de long et 20 km de large (*Fig. IV.61.a.*). Selon plusieurs auteurs, la remontée de ces roches mantelliques pyrénéennes se serait accompagnée d'éléments extrusifs et de métamorphisme (granulites). Ce matériel mafique à ultramafique serait le substratum des bassins sédimentaires pyrénéens à l'Albien (Vielzeuf et Kornprobst, 1984) ou Turonien (Mattauer et Choukroune, 1974).

Deux modèles ont été émis pour expliquer la mise en place de ces lherzolites :

(1) Pour Mattauer et Choukroune (1974), le manteau aurait été entraîné en sub-surface par le jeu du décrochement de la FNP durant la phase hercynienne (*Fig. IV.61.c.*) et exhumé lors d'une phase de rifting ultérieure, pour devenir ainsi le substratum des sédiments des bassins pyrénéens. Mattauer et Choukroune (1974) et Fortane *et al.* (1986) proposent que les roches mantelliques sont un héritage de l'orogène hercynien. Ce serait à l'Albien que le manteau en sub-surface se serait dissocié en blocs (Fortane *et al.*, 1986) ou exhumé (Mattauer et Choukroune, 1974) ;

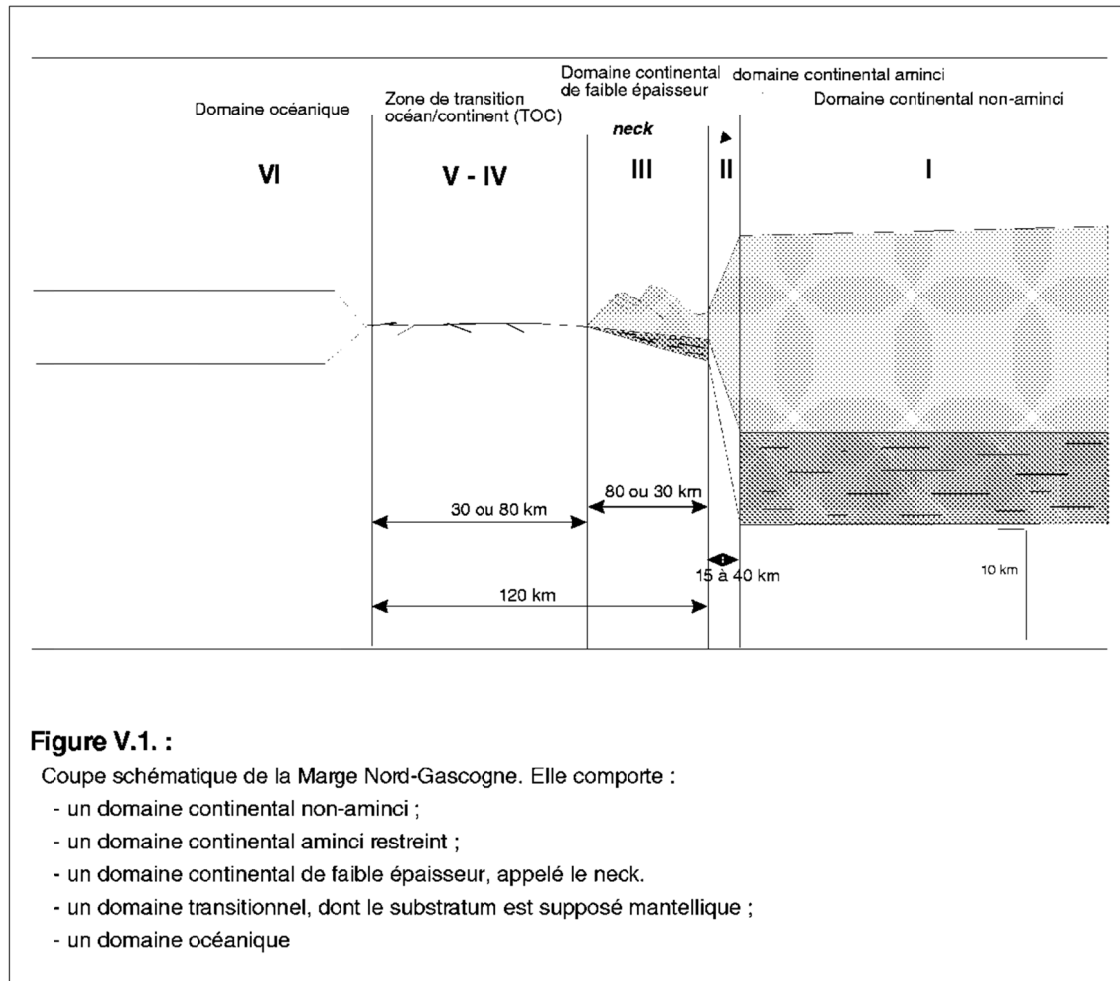
(2) Pour d'autres auteurs (Boillot, 1986 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984), une phase d'amincissement crustal aurait permis l'incorporation des lherzolites et de la croûte inférieure dans les niveaux supérieurs de la croûte durant les phases compressives (*Fig. IV.61.b.*). Vielzeuf et Kornprobst (1984) ont proposé que les intrusions de lherzolites, accompagnées d'un contact métamorphique, s'étaient mises en place à l'intérieur d'un bassin nord-pyrénéen albien localisé sur une zone transformante. Ces fragments de manteau supérieur sont englobés dans les sédiments mésozoïques (Vielzeuf et Kornprobst, 1984).

Pour le premier modèle (*Fig. IV.61.c.*), le manteau est remonté dans la partie supérieure de la croûte continentale avant l'amincissement crustal, alors que dans le second modèle (*Fig. IV.61.b.*) la remontée du manteau est une des conséquences de l'amincissement crustal. Le premier modèle (Mattauer et Choukroune, 1974) a l'avantage de prendre en compte l'héritage tectonique que l'on voit dans les domaines continentaux adjacents au golfe de Gascogne, dont la Faille Nord-Pyrénéenne est un des traits tectoniques majeurs. De plus, l'héritage tectonique facilite une exhumation rapide du manteau lors d'une phase d'extension ultérieure, sans pour cela avoir un taux d'extension important. Si l'on considère cette hypothèse, le manteau du domaine armoricain aurait été entraîné dans la croûte supérieure dès l'Hercynien et l'exhumation se serait effectuée lors de la phase de rifting de la Marge Nord Gascogne (Aptien/Barrémien). Le second modèle (*Fig. IV.61.b.*), qui considère le rôle de l'héritage tectonique comme nul, implique un processus d'amincissement crustal qui implique une remontée mantellique (plus de 30 km) et une exhumation en une seule phase. Ce dernier modèle implique un étirement important si l'on a conservation de masse.

® L'analogie avec les bassins le long de la Faille Nord-Pyrénéenne, ainsi que le prolongement occidental dans le golfe de Gascogne des accidents hercyniens du domaine pyrénéen permet de suggérer deux processus possibles de mise en place qui découlent des deux hypothèses controversées établies pour la mise en place des lherzolites pyrénéennes. Si nous ne pouvons pas affirmer que l'héritage tectonique est seul responsable de la mise en place en sub-surface du matériel mantellique du Bassin Armoricain, il paraît impossible de nier son existence et son influence dans l'hétérogénéité du domaine continental. Cependant, Joue-t-il un rôle dans l'amincissement crustal proprement dit ?

Chapitre V

Discussion et conclusion



CHAPITRE V : DISCUSSION & CONCLUSION

A. LES CARACTERISTIQUES DE LA MARGE NORD GASCOGNE

Notre étude sur le golfe de Gascogne conduit à proposer une coupe schématique de la marge continentale passive Nord Gascogne, qui présente trois domaines majeurs : continental, transitionnel et océanique. Le domaine continental se subdivise en (*Fig. V.1.*) :

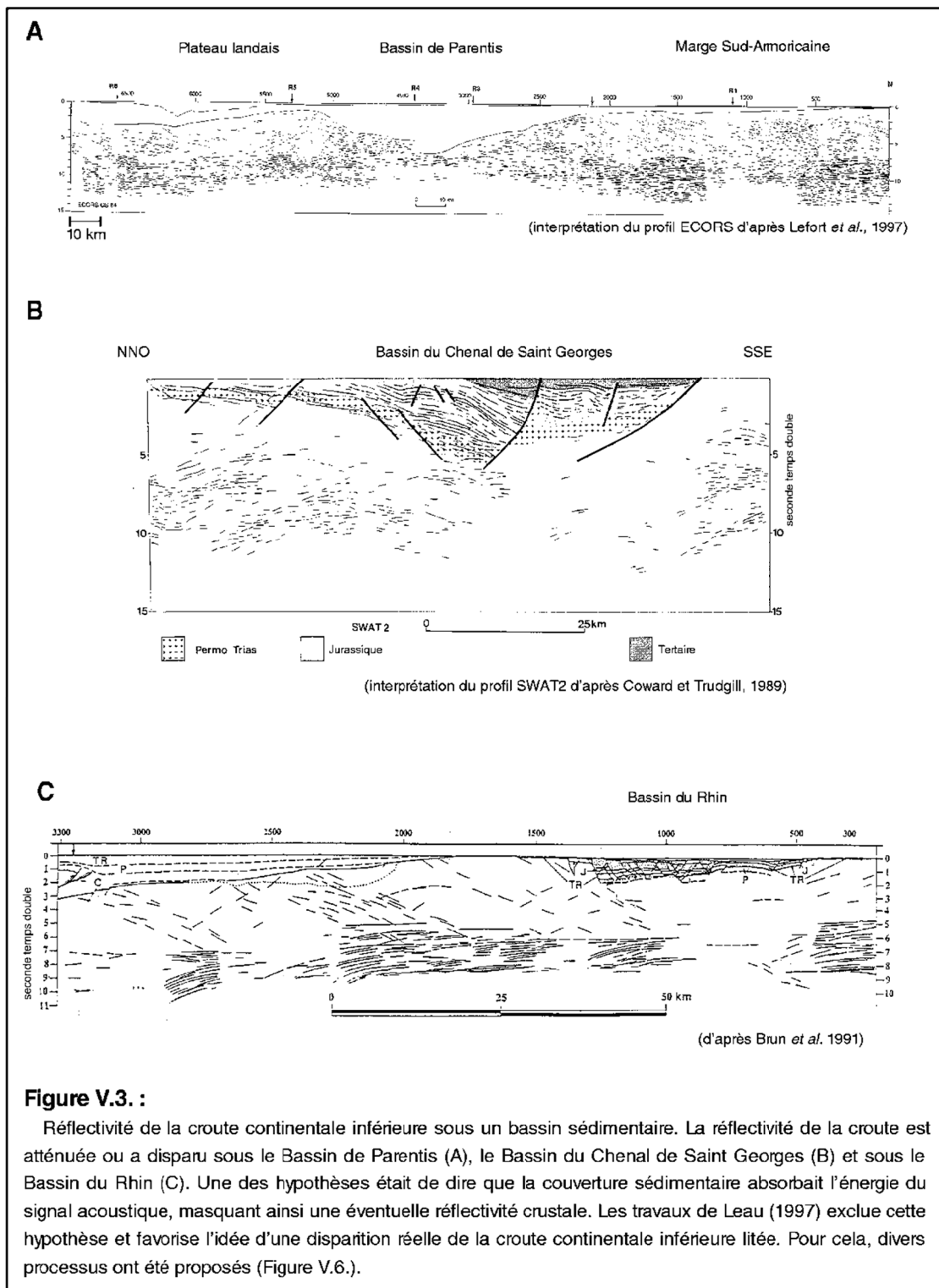
1) Un domaine continental non-aminci (I). Il coïncide avec la plate-forme continentale. D'une épaisseur moyenne de 30 à 35 km, la croûte continentale comporte une croûte supérieure (d'une vingtaine de kilomètres) et une croûte inférieure litée (< 10 kilomètres) ;

2) Un domaine continental aminci (II). Il se confine strictement à la pente continentale. La pente continentale nord armoricaine est **un escarpement de 4500 m de dénivelé sur 40 km de large** en moyenne ; la pente sud armoricaine se compose d'une pente faible sur 20 ou 30 km puis d'**un escarpement de 2000 m de dénivelé sur 15 km de large** en moyenne; la pente des Entrées de la Manche est plus complexe mais il existe toujours un escarpement au pied de la pente continentale. Quelle que soit la morphologie plus ou moins composite de la pente continentale, celle-ci comporte toujours un escarpement à composante normale majeur, au moins en pied de pente. Le domaine continental aminci a une largeur inférieure à 40 km ;

3) Le Neck (III). Il s'étend du pied de la pente continentale à la plaine abyssale sur une distance qui diffère suivant la province tectonique : le Neck des Entrées de la Manche est deux à trois fois plus large (80 km) que celui de la Marge Armoricaine (30 km). Ce domaine se caractérise par la présence de blocs basculés, de horsts et/ou de panneaux de socle d'épaisseur inférieure à 10 km. Si ces structures distensives sont anecdotiques et variées au pied de la Marge Armoricaine, une succession de nombreux blocs basculés constitue le Neck des Entrées de la Manche. Ces structures distensives reposent sur le réflecteur S subhorizontal. Le réflecteur S existe uniquement sous les blocs continentaux de faible épaisseur. Aucune relation sismique directe n'existe entre ce réflecteur S et les structures tectoniques de la pente continentale *sensu stricto* ;

Le domaine transitionnel (IV-V) est composé d'un substratum mantellique essentiellement recouvert par une couverture sédimentaire, contemporaine de l'accrétion océanique du golfe de Gascogne ;

Le domaine océanique (VI) est composé d'une croûte océanique typique mise en place entre l'Aptien (post-M0) et le Campanien (Anomalie 34), selon la distribution des anomalies magnétiques et de rares prélèvements.



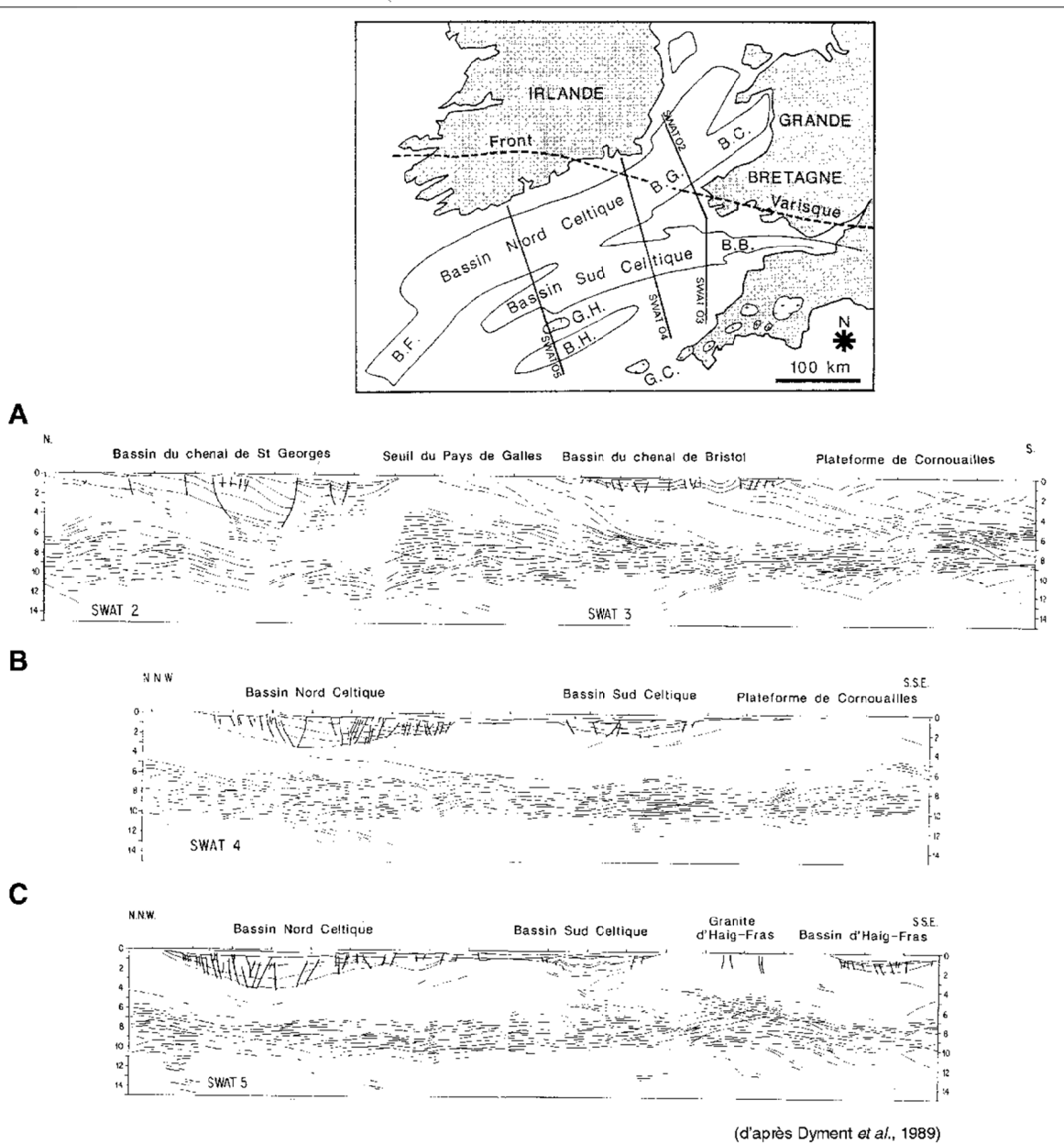


Figure V.4. :

Images sismiques de la croute continentale inférieure le long des profils SWAT au travers du Bassin celtique. Sur les profils SWAT 4 et 5, les bassins sédimentaires n'ont aucun effet visible sur la réflectivité de la croute continentale inférieure : la réflectivité sous les bassins est semblable à celle située de part et d'autre. Ces bassins sont associés à un amincissement crustal qui s'effectue uniquement au dépens de la croute continentale supérieure.

B. LA CROUTE CONTINENTALE

Les caractéristiques générales de la croûte continentale de la Marge Nord Gascogne correspondent à celles communément observées en sismique profonde dans les domaines varisques d'Europe de l'Ouest (*Fig. IV.4. et V.2.*). Son épaisseur normale (en domaine non-aminci et non-épaissi rééquilibrée) est de 30 à 35 km, quelle que soit son histoire antérieure. Elle se compose d'une croûte continentale supérieure (C.C.S.) et d'une croûte inférieure litée (C.C.I.). Aucun réflecteur continu n'est associé à l'interface entre la C.C.S. et la C.C.I. (*Fig. V.2.*)

(a) La croûte supérieure est généralement non réfléchive. Ses vitesses sismiques varient entre 5,2 et 6,5 km/s (Pinet *et al.*, 1987a ; Marillier *et al.*, 1988 ; Patriat *et al.*, 1997 ; Tomassino et Marillier, 1997). Son épaisseur est variable (une vingtaine de kilomètres). Les contraintes initiales dans les modèles d'amincissement sont choisies de manière à ce que la C.C.S. ait un comportement cassant et une composition riche en silice.

(b) La croûte inférieure se caractérise par de nombreux réflecteurs discontinus, sub-horizontaux et fortement réfléchifs (bande passante 15 à 25 Hz). Ses vitesses sismiques ont des valeurs comprises entre 6,5 et 7 km/s (Pinet *et al.*, 1987a ; Marillier *et al.*, 1988 ; Bois, 1997 ; Patriat *et al.*, 1997 ; Tomassino et Marillier, 1997). Son épaisseur varie entre 10 et 15 km. Sa base est soulignée par un ensemble de réflecteurs plus énergétiques qui est souvent interprété comme le Moho. Dans les modèles d'amincissement crustal, il est établi que la C.C.I. a un comportement ductile et que sa nature est granulitique, par analogie avec la Zone d'Ivrée (Cazes *et al.*, 1988a).

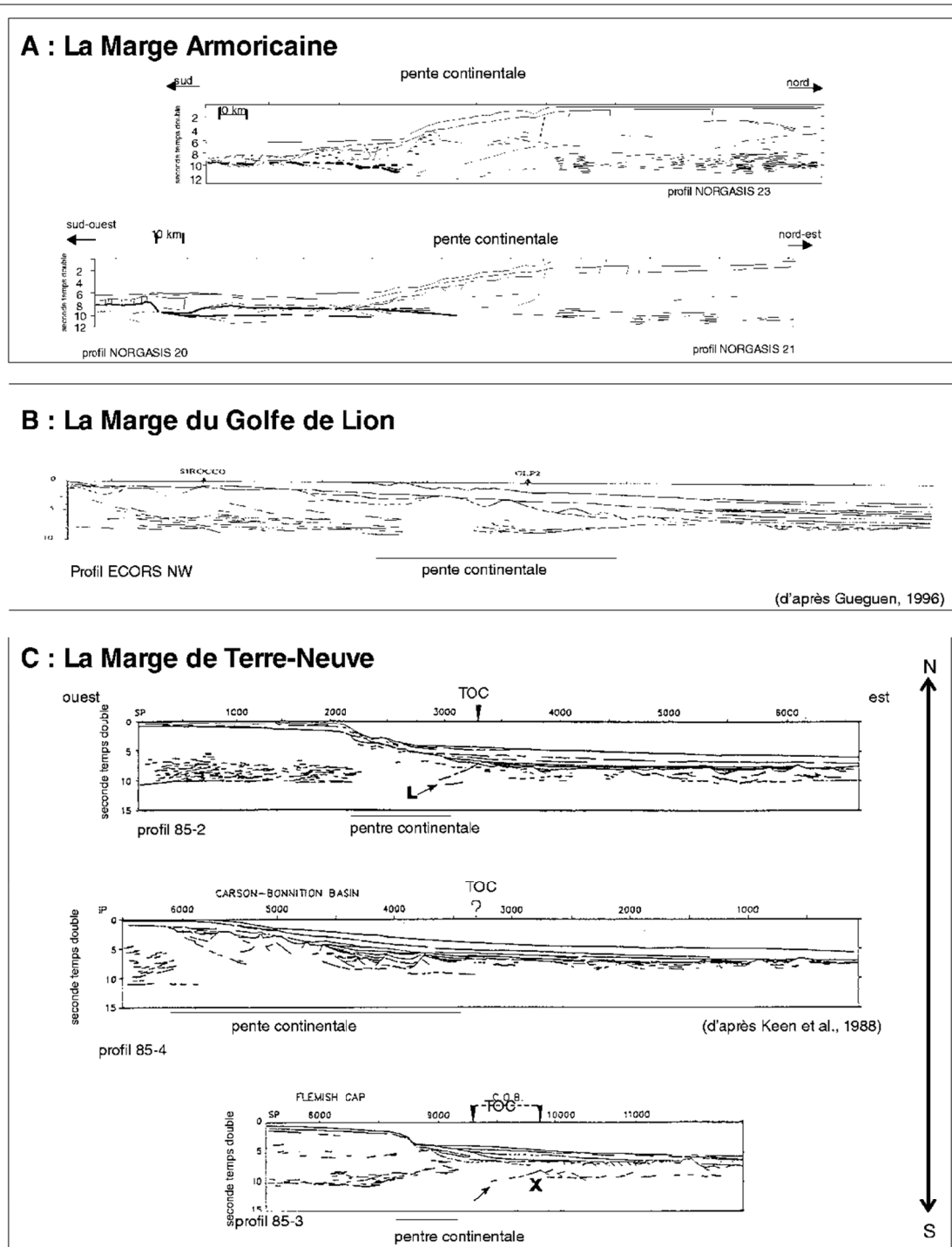
B.I. Atténuation ou disparition de la C. C. I. lité

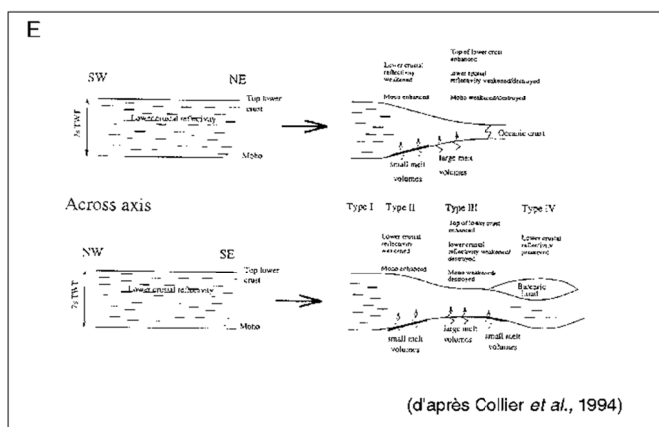
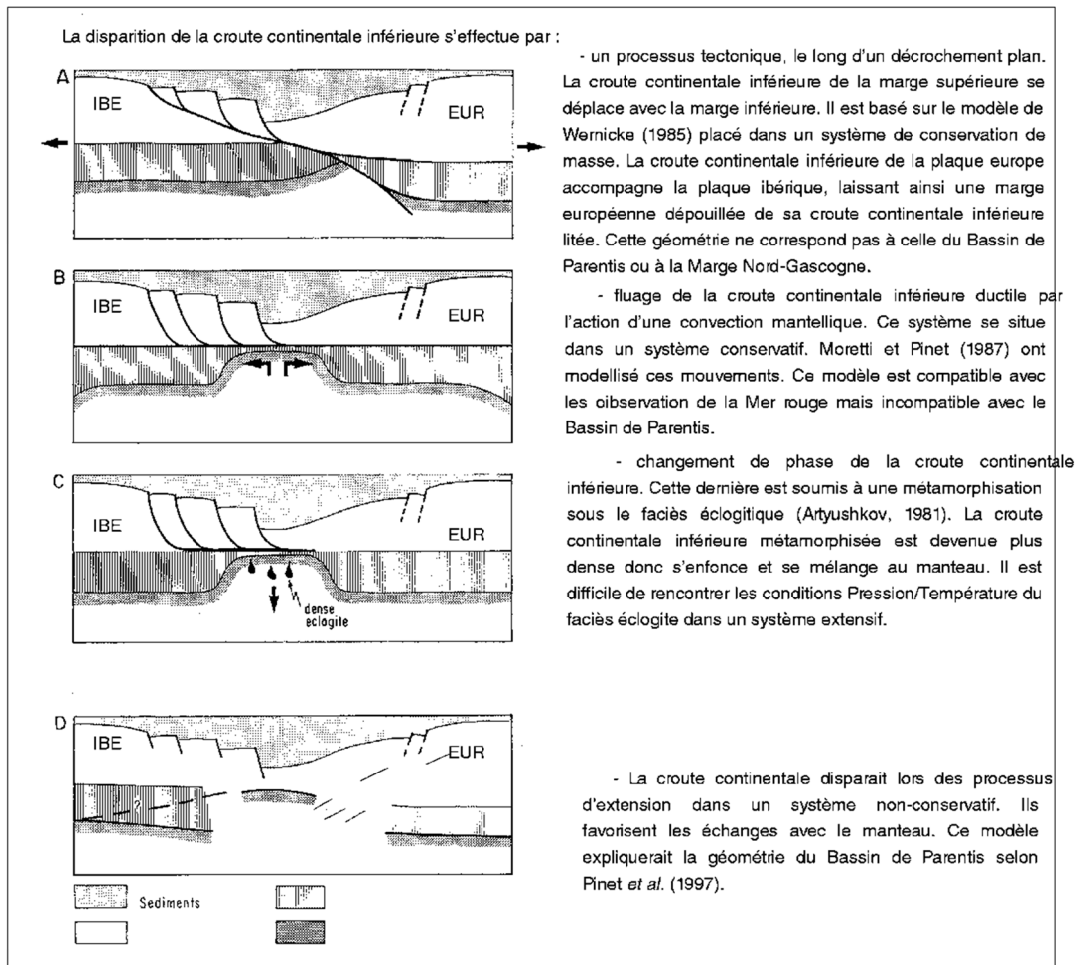
La forte réflectivité de la C.C.I. (*Fig. V.2.*) est induite par la présence d'hétérogénéités responsables de forts contrastes d'impédance. Les nombreuses hypothèses invoquées pour expliquer la formation des laminations internes sont basées sur leurs propriétés physiques et physico-chimiques. L'origine et la nature du litage sont l'objet de nombreuses spéculations (non présentées, *cf.* : Bois *et al.*, 1987).

De nombreux profils révèlent des variations de réflectivité de la C.C.I. au sein d'une même province géologique. Ces variations latérales amènent à s'interroger sur leurs réalités géologiques : elles ont fait l'objet de quelques études et sont sources de nombreuses hypothèses.

Relations avec les Bassins

L'absence ou l'atténuation de la C.C.I. litée coïncide souvent avec l'emplacement, en surface, d'une épaisse série sédimentaire (*Fig. V.3.*). Le bassin de Parentis, le bassin du Rhin et le bassin du chenal St Georges (*Cardigan Bay Basin*) présentent cette caractéristique.





Le matériel mafique, qui est dérivé de la fusion partielle du manteau, contamine la croûte continentale inférieure, détériorant ainsi son litage.

Figure V.6. :

Processus énoncés pour expliquer l'atténuation ou la disparition de la croûte continentale inférieure en relation avec des processus d'extension.

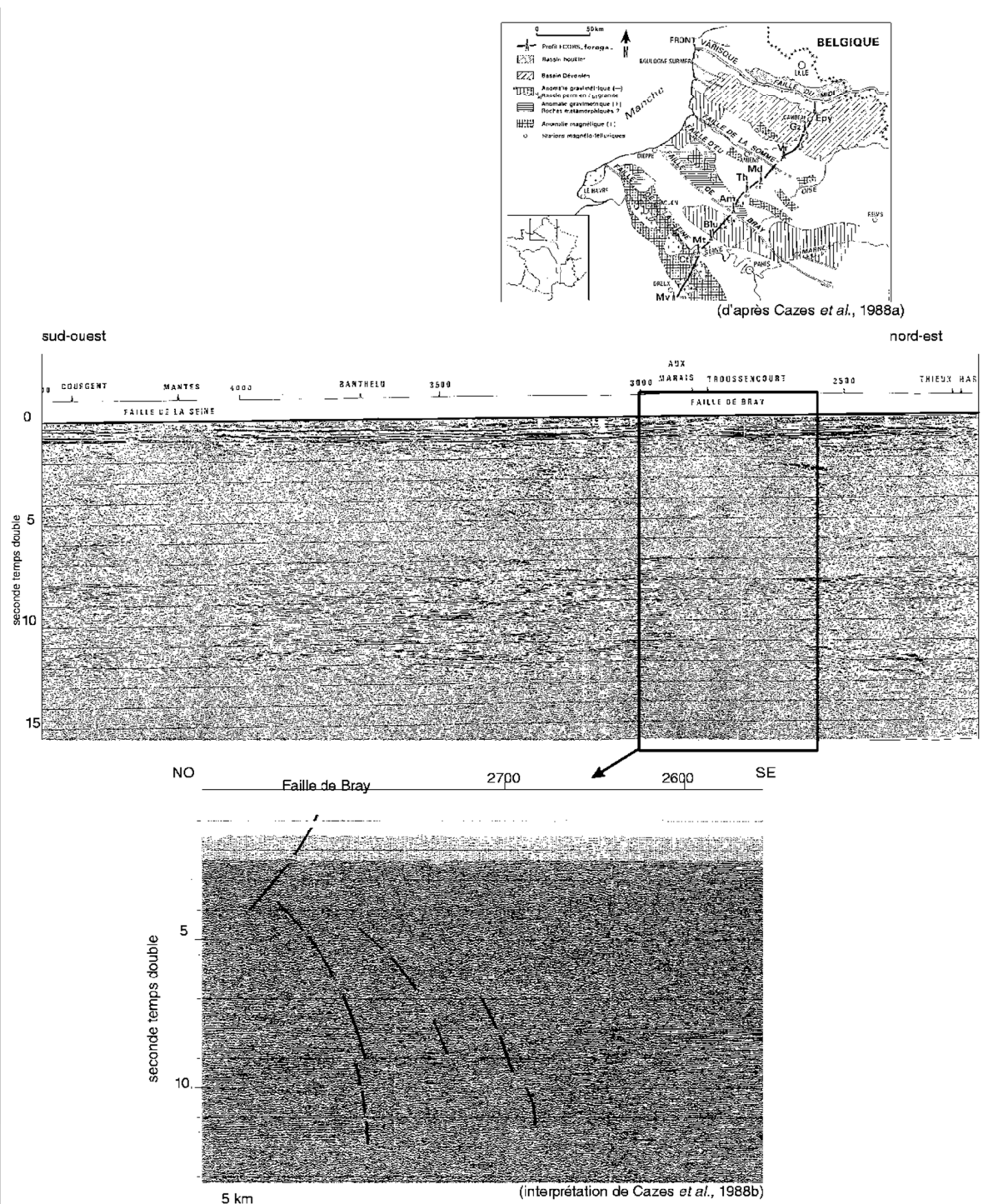


Figure V.7. :

Section du profil sismique ECORS du Nord de la France. La croûte continentale inférieure est fortement réfléchive et observée entre 8 et 12 std. Elle comporte cependant des zones étroites et abruptes, où les réflecteurs horizontaux sont atténués ou absents. Cette interruption existe sous deux importants décrochements, observés à terre, la faille de Bray et la faille de la Seine. Sous la faille de Bray, l'atténuation des réflecteurs horizontaux s'étend sur 3 km. La faille de Bray est un accident tardi-hercynien dextre caractérisé par une déformation ductile datée à 320 Ma (Cazes *et al.*, 1988b).

Une des hypothèses consistait à expliquer cette disparition par une absorption de l'énergie acoustique dans l'épaisse couverture sédimentaire : Ce phénomène masquerait ainsi une éventuelle réflectivité crustale. Sur l'exemple du Bassin de Parentis, dont la couverture sédimentaire est de 15 km d'épaisseur sur une croûte continentale amincie (5 km), Leau (1997) exclut cette hypothèse, à partir d'une étude effectuée sur le signal sismique de la C.C.I. et d'une simulation de l'effet de l'atténuation mesurée dans les sédiments. L'absence ou l'atténuation de réflectivité dans la partie inférieure de la croûte serait donc une réponse à un élément géologique réel. De nombreux bassins d'ailleurs existent sans induire de variations importantes sur la réflectivité de la C.C.I. (*Fig. V.4.*).

La disparition totale de réflectivité peut aussi être associée à l'épisode extensif qui a induit le bassin (Moretti et Pinet, 1987 ; Pinet *et al.*, 1987 ; Leau, 1997). Les bassins asymétriques de Parentis, du Rhin et du Chenal de St Georges (*Fig. V.3.*) présentent une C.C.S. extrêmement amincie et une remontée du manteau. Cette géométrie d'amincissement s'oppose à celle des bassins celtiques (*Fig. V.4.*) qui présentent uniquement une C.C.S. amincie. Une atténuation ou disparition de réflectivité est observée à proximité et sous la pente continentale, lieu où l'amincissement crustal est maximal (*Fig. V.5.*).

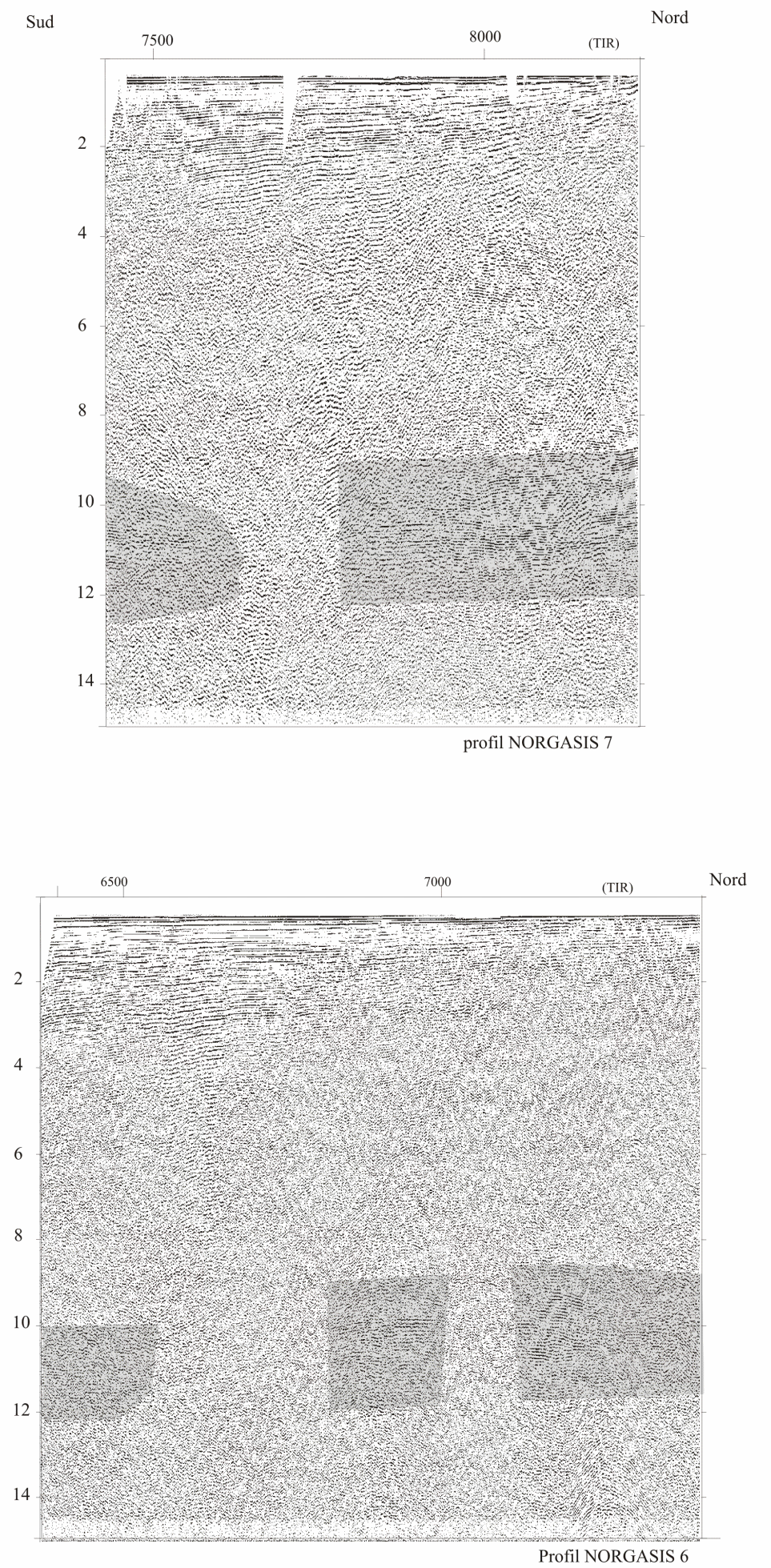
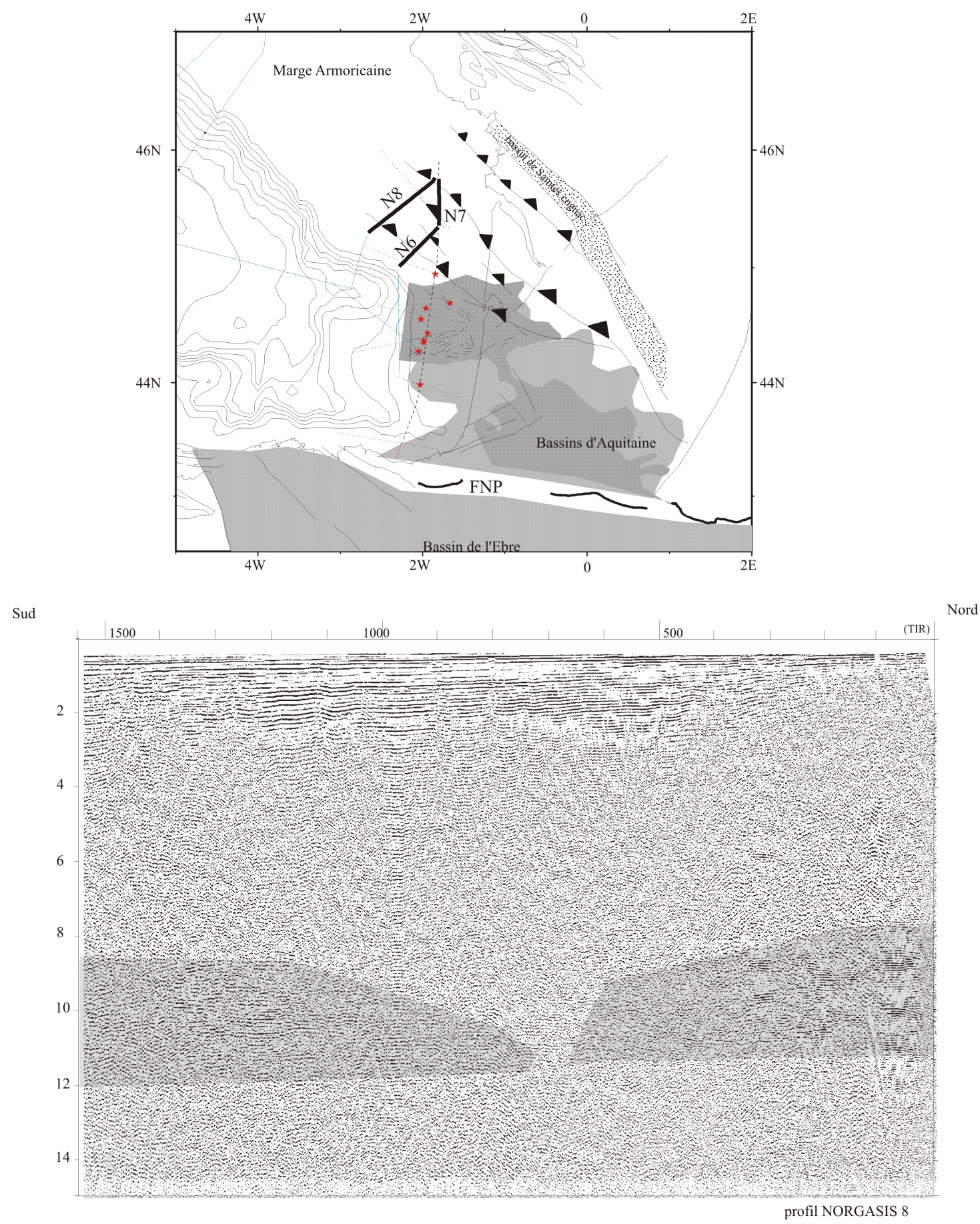
Nous pensons donc que les processus d'extension ont une influence sur la signature sismique de la C.C.I.

Les récents travaux, effectués sur les échantillons crustaux du Banc de Galice, suggèrent une réelle absence de la C.C.I. sous la C.C.S. amincie de la Marge de Galice (Fuegenschuh *et al.*, 1998). De nombreuses hypothèses ont été formulées afin d'expliquer la disparition de la C.C.I. (*Fig. V.6.*). Ces modèles sont soit mécaniques soit thermo-mécaniques, dans un système conservatif ou non-conservatif.

(1) Les modèles les plus couramment invoqués, sont les modèles mécaniques avec conservation de masse :

a) les modèles de cisaillement simple basés sur le modèle de Wernicke (1985) impliquent un déplacement de la CCI de la plaque supérieure par rapport à la plaque inférieure le long d'une faille de détachement (*Fig. V.6.a.*). Ils aboutissent à deux marges asymétriques : La marge de la plaque supérieure se distingue par une absence de CCI. Ces modèles impliquent aussi une remontée mantellique décalée par rapport à l'axe du rift. Ils nécessitent une importante quantité d'extension, ce qui n'est pas observée pour le Bassin de Parentis et ce qui apparaît improbable pour la Marge Nord Gascogne ;

b) la C.C.I. pourrait disparaître sous le rift par un fluage de celle-ci, relié aux mouvements convectifs du manteau (*Fig. V.6.b.*, Moretti et Pinet, 1987 ; Pinet *et al.*, 1987c). La C.C.I. se déplacerait du centre aux épaules du rift, impliquant un épaissement de celle-ci sous le haut de la pente continentale (Moretti et Pinet, 1987) : Si ce phénomène est compatible avec la Mer Rouge, il ne l'est pas avec le Bassin de Parentis et la Marge Nord Gascogne, où aucun épaissement n'a été observé. pourrait être entraîné dans les parties superficielles de la croûte par le simple jeu cisailant le long d'un important décrochement (*Fig. V.9.* ; Mattauer et Choukroune, 1974).



(2) Les modèles impliquant des processus thermiques et thermo-mécaniques, limitent l'extension horizontale, mais impliquent une non-conservation de masse et de volume. Ils favorisent les "échanges" entre la croûte et le manteau.

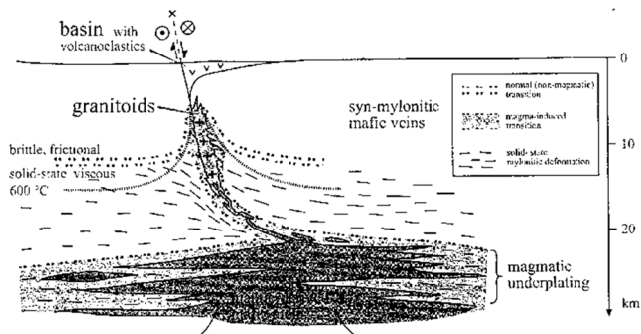
La disparition de la C.C.I. pourrait être induite, lors de l'extension, par un changement de sa rhéologie ou de sa nature ou encore par une érosion sous-crustale : **(a)** l'injection de produits de fusion provenant du manteau éliminerait le litage de la C.C.I. (*Fig. V.6.e.*, Collier *et al.*, 1994). Cette hypothèse suggère un manteau suffisamment chaud ; **(b)** la C.C.I. serait métamorphisée dans un faciès éclogitique. Plus dense, elle s'enfoncerait dans le manteau (Artyushkov, 1981). Le faciès éclogitique nécessite des conditions température/pression peu compatibles avec les régions soumises à un régime extensif (*Fig. V.6.c.*) ; **(c)** la C.C.I. serait rabotée par les mouvements du manteau. Cette hypothèse rejoint celle de Moretti et Pinet (1987), transposée pour un système non-conservatif (*Fig. V.6.b.*).

Relations avec des accidents lithosphériques

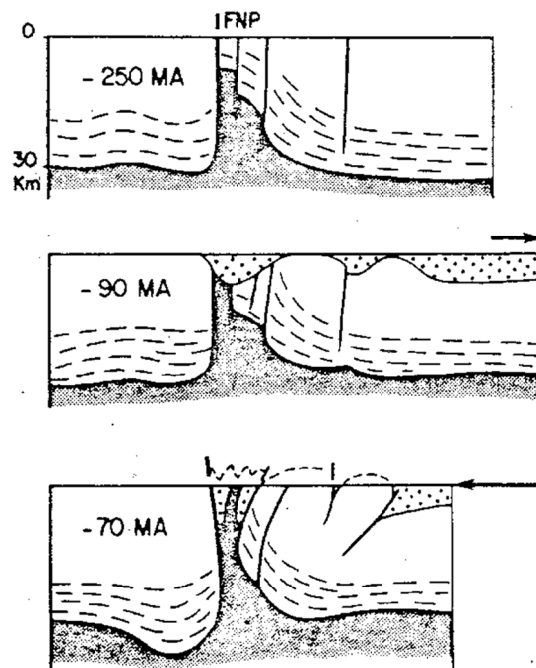
Une atténuation ou une disparition de la réflectivité dans la croûte profonde peut être observée à l'aplomb d'un important accident décrochant. Sous le Bassin de Paris (2 km de sédiments), la C.C.I. est litée entre 8 et 12 std de profondeur (*Fig. V.7.*). Cette forte réflectivité est interrompue brutalement sur des zones de quelques kilomètres de large. Cette atténuation ou cette absence de réflectivité coïncide avec la présence d'importants décrochements dont la faille de Bray et la faille de Seine (*Fig. V.8.*) : elle serait la signature sismique profonde de ces longs décrochements (Cazes *et al.*, 1988b). La mise en place de roches mantelliques proches ou en surface a été observée au niveau des failles transformantes du domaine océanique (Fracture transformante de la Manche et la Fracture transformante de Kane). Le Banc de Gorrington, qui est une structure ophiolitique, se situe dans le prolongement d'une faille transformante (frontière de plaque entre l'Ibérie et l'Afrique).

Sur la plate-forme Sud Armoricaine, des atténuations ou des disparitions brutales de la réflectivité de la C.C.I. se situent dans le prolongement d'accidents décrochants du domaine aquitain (*Fig. V.8.*). L'absence de litage sous un important décrochement pourrait refléter, soit la destruction du litage soit le remplacement de la C.C.I. litée par un autre matériel : **(1)** le jeu du décrochement peut induire la destruction du litage : La faille de Bray dans le Bassin de Paris induit une déformation ductile ; **(2)** du matériel de fusion, dérivé du manteau ou de la croûte, pourrait remonter le long d'un décrochement (*Fig. V.9.* ; Handy et Streit, 1999) ; **(3)** du manteau pourrait être entraîné dans les parties superficielles de la croûte par le simple jeu cisailant le long d'un décrochement (*Fig. V.9.* ; Mattauer et Choukroune, 1974).

L'absence de réflectivité au sein d'une même province tectonique serait donc la signature d'événements géologiques profonds réels (événements tectoniques, thermiques ou influence de fluides).



A : section reconstruite au travers de la croûte continentale des Alpes du sud au Permien inférieur d'après Handy et Streit (1999). Cette croûte continentale est sous-plaquée par un matériel magmatique dérivé de la fusion partielle du manteau. Les granitoides remontent dans la partie supérieure de la croûte le long d'un important accident décrochant.



B : Modèle de mise en place des Iherzolites le long de la zone Nord-Pyrénéenne, selon Mattauer et Choukroune (1974). Le jeu d'un important décrochement (la FNP), favoriserait la remontée du manteau dans la croûte continentale supérieure. Cet événement se serait produit durant la phase hercynienne. Ce manteau serait exhumé ultérieurement, lors de la phase de rifting Crétacé inférieur (90Ma) : le Malm est en contact direct avec les Iherzolites (Fortane *et al.*, 1986).

Figure V.9. :

Processus permettant d'expliquer l'absence de réflectivité de la croûte continentale inférieure liée un accident décrochant.

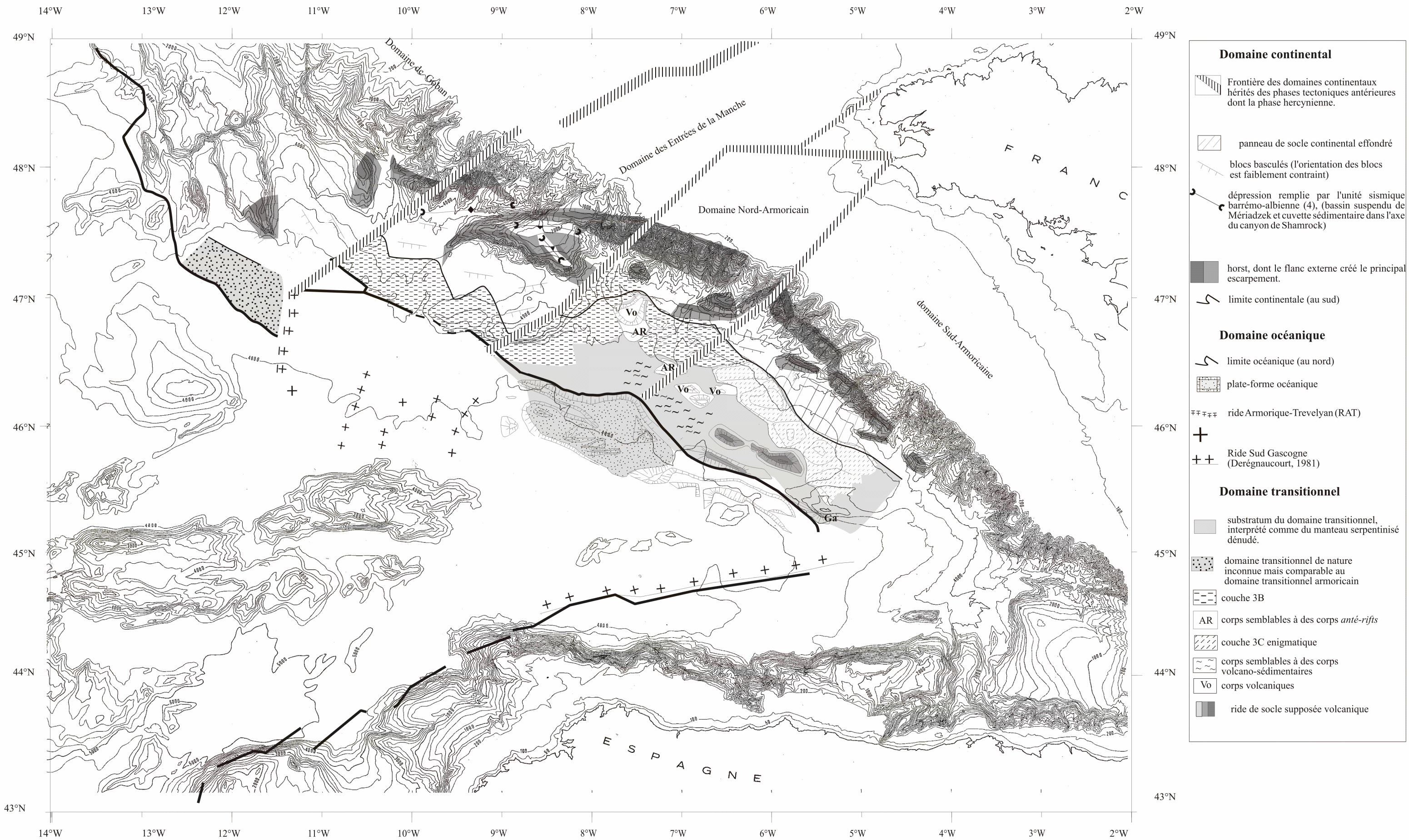


Figure V.10. :

Schéma structural du golfe de Gascogne, établi à partir des données de sismiques réflexion. Les structures de la marge nord-ibérique sont tirées des travaux de Derégnaucourt (1981). Cette figure est une simplification des figures IV.3. et IV.35.

B.II. Hétérogénéité au sein de la croûte continentale

Le domaine continental non-aminci de la Marge Nord Gascogne a une épaisseur relativement constante (35 km d'épaisseur), malgré une grande hétérogénéité tectonique. La plate-forme armoricaine méridionale, adjacente au Bassin Aquitain, est recoupée par de long accidents crustaux hercyniens. En opposition avec l'homogénéité apparente de la plate-forme armoricaine, la plate-forme des Entrées de la Manche est recoupé par un système tectonique complexe (le rift de la Manche). De plus, le golfe de Gascogne, situé dans une ancienne zone orogénique, doit posséder un domaine continental de composition variable. En effet, les zones orogéniques actuelles (Alpes, Pyrénées,...) possèdent des croûtes de composition acide à ultramafique.

Quels sont alors la quantité et le rôle de l'héritage dans l'amincissement crustal ? Notre étude montre que l'hétérogénéité tectonique au sein du domaine continental non-aminci de la Marge Nord Gascogne n'a pas d'influence majeure sur la géométrie de l'amincissement crustal. En effet, quel que soit l'héritage tectonique de la plate-forme Nord Gascogne, l'amincissement crustal s'effectue sous la pente et présente une géométrie structurale actuelle homogène. Par contre, la quantité de structures distensives semblent être fortement dépendante de l'héritage tectonique. Quel est aussi le rôle de l'héritage, s'il existe, dans la présence de manteau ou l'absence de croûte océanique directement au pied du domaine continental vrai ? Les larges zones de TOC s'associent-elles toujours à d'anciennes zones orogéniques ?

Les questions sur le rôle de l'héritage tectonique mériteraient une étude approfondie du flux thermiques, du comportement rhéologiques, des études par modélisations numériques ou analogiques, etc....

C. LA TRANSITION OCEAN/CONTINENT (TOC)

C.I. Caractéristiques d'une TOC

Nos travaux effectués sur la Marge Nord Gascogne ont permis d'établir l'existence d'une large zone de Transition Océan/Continent (*Fig. V.10.*), réfutant ainsi l'hypothèse d'un contact direct entre le domaine continental aminci et le domaine océanique énoncée par Derégnaucourt (1981) pour la Marge Armoricaine (*Fig. III.13.*) et Montadert *et al.* (1979) pour la Marge des Entrées de la Manche (*Fig. I.4.*).

Les dimensions du domaine transitionnel changent entre les différentes provinces tectoniques, définies par l'héritage tectonique (*cf. : Chap. IV.C.*) : le domaine transitionnel armoricain (80 km de large sur 300 km de long) est deux à trois fois plus large que celui situé au large de la Marge méridionale de Goban (*Fig. V.10.*). Cependant, **la distance entre la pente continentale et le domaine océanique reste constante le long de l'ensemble de la Marge Nord Gascogne** ; ce qui change, ce sont donc les proportions entre le Neck et la TOC (*Fig. V.10.*).

On pourrait supposer qu'une grande partie des blocs basculés du Neck des Entrées de la Manche, allochtones, repose sur le substratum du domaine transitionnel, limitant ainsi la largeur de la TOC des Entrées de la Manche. La largeur vraie du domaine amagmatique serait, dans ce cas, constante tout le long de la Marge Nord Gascogne (environ 80 km de large). Attention, cette hypothèse n'est actuellement pas vérifiée.

Les principales caractéristiques du domaine transitionnel sont :

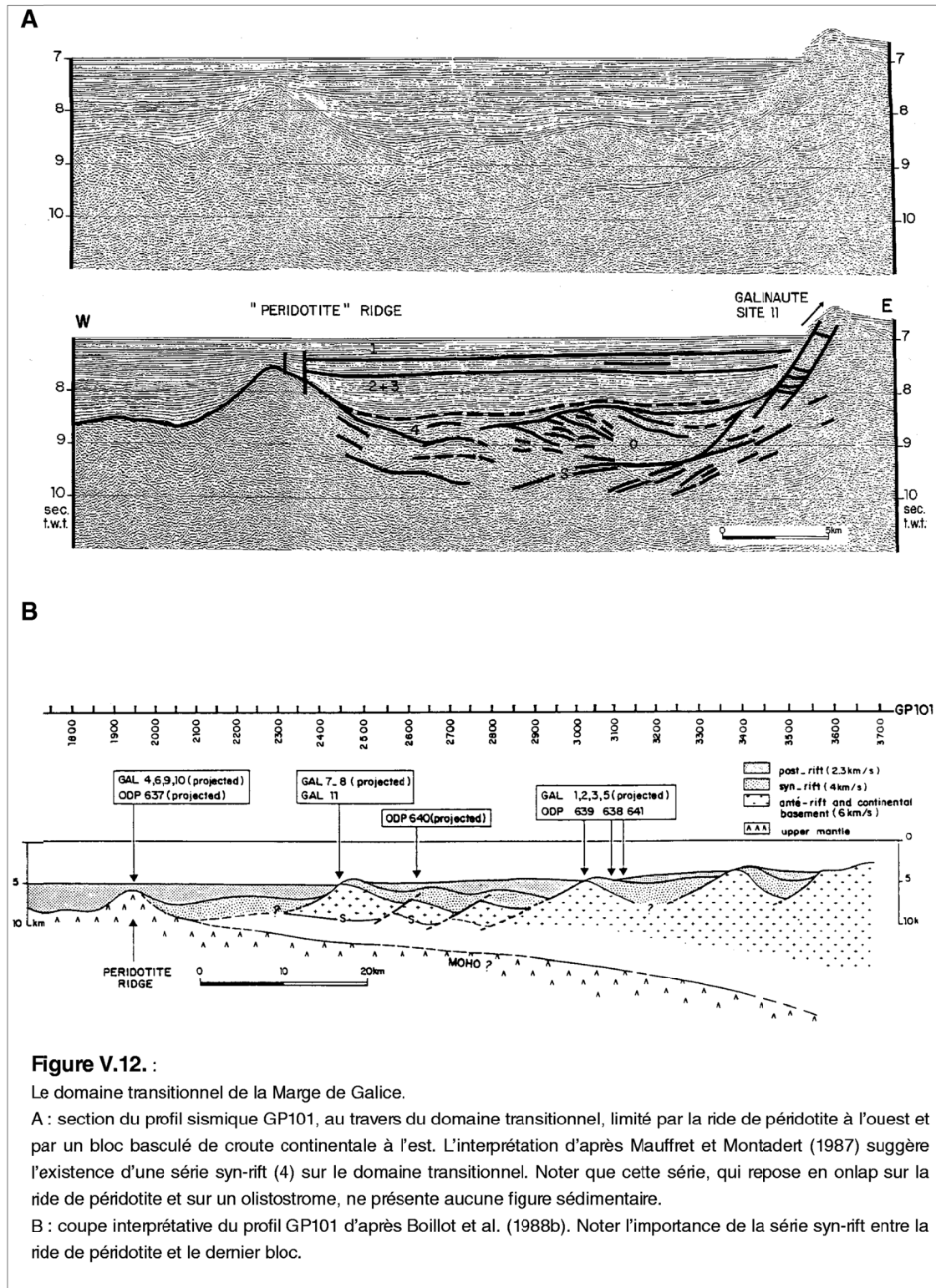
- (1) Il se situe dans un bassin sédimentaire situé en pied de pente d'une marge continentale passive non-volcanique (*Fig. I.1.*).
- (2) Il se caractérise par une signature magnétique atypique : les anomalies magnétiques y sont extrêmement faibles (*Fig. IV.30.*).
- (3) Il pose un problème géométrique lors des reconstructions cinématiques (*Fig. I.24.*).
- (4) Il se caractérise par l'absence de croûte continentale et de croûte océanique (*cf. : Chap. IV.A.*). Le substratum serait essentiellement de nature mantellique, constitué d'un manteau serpentinisé sur 3-4 km d'épaisseur : Le Moho (défini par le toit de la couche sismique de vitesse 8 km/s) est observé sous le Bassin Armoricaïn (*Fig. IV.17.*).
- (5) Son substratum, peu profond (8,5 à 9,5 std), n'est affecté par aucune tectonique distensive et est réfractaire à la déformation compressive cassante ultérieure (la phase pyrénéenne ; *Fig. III.17.*).
- (6) Son substratum est généralement recouvert d'une couverture sédimentaire postérieure à l'Aptien inférieur.

Le Bassin Armoricaïn est donc un bassin sédimentaire récent.

(7) Aucune variation progressive d'épaisseur n'a été observée dans les premiers dépôts, de la pente continentale au domaine océanique vrai (*Fig. V.11.*). Le Bassin Armoricaïn avait donc une extension proche de l'extension actuelle lors du premier dépôt sédimentaire. Cette observation souligne l'incompatibilité entre l'existence d'une large zone de TOC (*Fig. V.11.*) et le faible écart de temps pour la mise en place de la TOC entre la fin du rifting (la *Break-up Unconformity* est intra-aptienne) et le début de l'accrétion océanique (datée dans l'Aptien, post-anomalie M0). Cette observation amène à une discussion sur le temps et le mode de mise en place du substratum supposé mantellique.

Ces dernières observations effectuées sur la zone de Transition Océan/Continent remettent en cause de nombreux modèles. Avant de discuter de ces derniers, je résume également les points essentiels de discussion sur la validité de nos observations :

(1) On pourrait remettre en cause l'âge de la *Break-up Unconformity*. Cependant, les forages pétroliers et DSDP de la Marge Nord Gascogne montrent un hiatus important dans l'Aptien. À Terre-Neuve, la *Break-up Unconformity* appelée la discontinuité d'Avalon est aussi datée dans l'Aptien. Il en est de même au large de la Marge Ouest-Ibérique, où existe un changement important de l'environnement de dépôt dans l'Aptien terminal (Site 398 Leg 47B, Annexe I) et un hiatus Aptien inférieur/Hauterivien (Site 640 Leg 103, Whitmarsh *et al.*, 1998).



(2) On pourrait remettre en cause l'âge de l'initiation de l'accrétion dans le golfe de Gascogne. L'anomalie M0 n'y a pas été reconnue, mais par analogie avec l'accrétion océanique au large de Galice et de Goban Spur et sur la base de reconstructions cinématiques (Olivet, 1996 ; *Fig. I.24.*), l'âge de la première croûte se situe dans l'Aptien ou à la limite Aptien/Albien.

(3) On pourrait aussi remettre en cause les corrélations établies sur les bases de la stratigraphie sismique, mais en restant cohérent globalement à l'échelle de tout le domaine de Gascogne. La discordance pyrénéenne, parfaitement reconnaissable, est une référence importante. Il en est de même pour les dépôts *syn-rifts*, (*cf.* : *Chap. III*).

C.II. Comparaison avec la zone de TOC de la Plaine Abyssale Ibérique et avec la zone de TOC de Galice

Le domaine transitionnel armoricain est comparable à la zone de transition océan/continent de la Plaine Abyssale Ibérique au large de la marge occidentale de l'Ibérie.

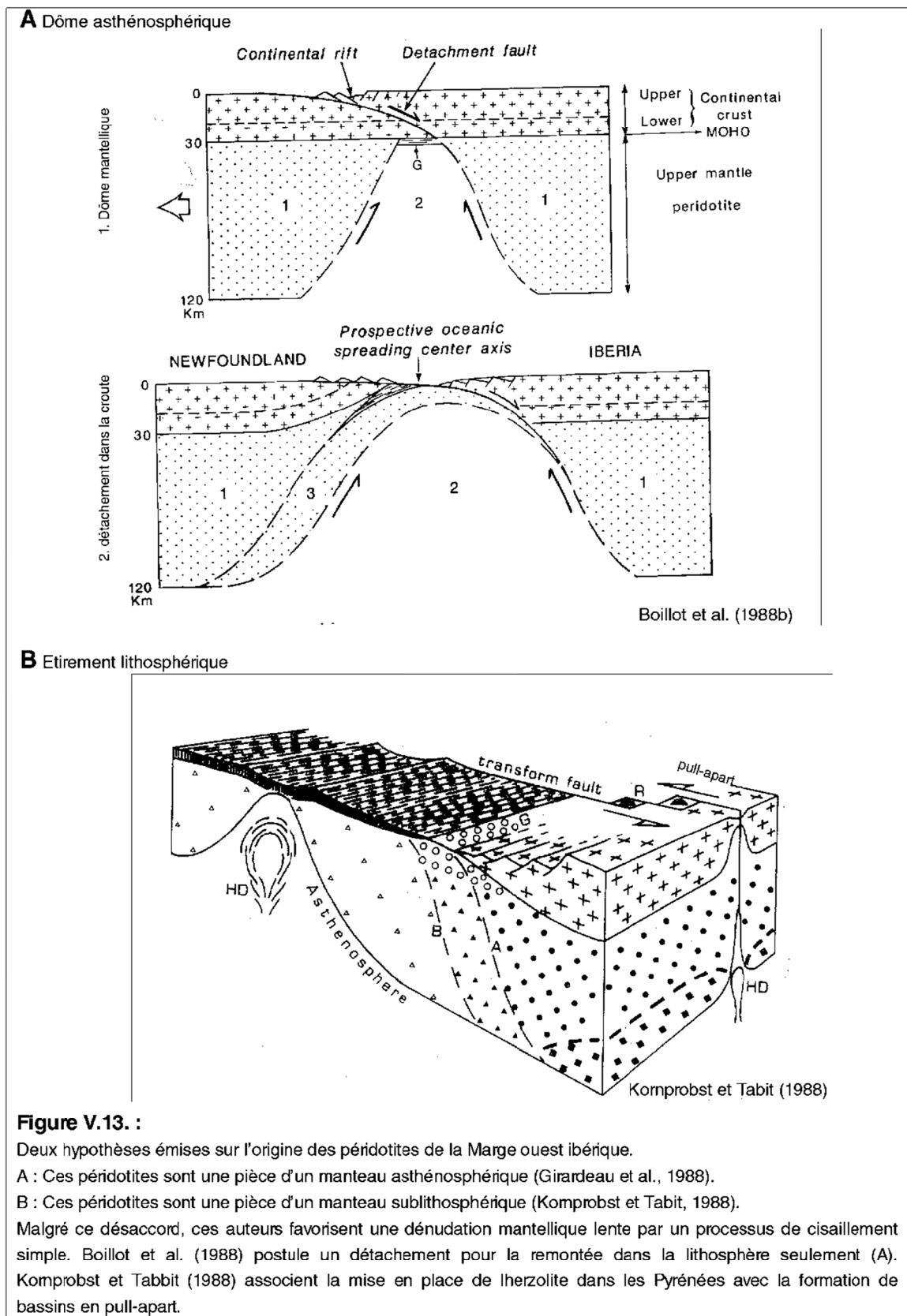
C.II.1. Comparaison géométrique et stratigraphique

Les observations effectuées sur la zone de TOC armoricaine peuvent être reportées à la zone de TOC de la Plaine Abyssale Ibérique au large du Portugal.

(a) Les Massifs varisques ibériques s'étendent sur la marge ouest-ibérique et sur Galice (Capdevila et Mougenot, 1988). De nombreux échantillons de dragages et forages confirment que le socle continental du Banc de Galice et de la Marge ouest-ibérique est hercynien : par exemples, des granodiorites constituent le socle continental d'un bloc basculé de la Marge de Galice (Capdevila et Mougenot, 1988), d'origine hercynienne (Boillot *et al.*, 1987 ; Beslier *et al.*, 1990).

(b) Les relations géométriques entre le Banc de Galice et la plaine abyssale ibérique sont comparables à celles qui existent entre la Terrasse de Mériadzek et le Bassin Armoricain. Un amincissement crustal existe parallèlement à la marge entre Mériadzek et le Bassin Armoricain (de l'Ouest à l'Est) et entre Galice et la Plaine Abyssale Ibérique (du Nord au Sud, Chian *et al.*, 1999). L'amincissement crustal ne s'observe pas uniquement à la perpendiculaire de la marge, mais s'effectue aussi parallèlement. Il faut donc réfléchir à **un mode d'amincissement crustal en 3 Dimensions**.

© Les profils sismiques de la Marge de Galice ont servi de base pour les modèles d'exhumation mantellique dérivés du modèle de cisaillement simple de Wernicke (1985) (Boillot *et al.*, 1988b) et de modèles plus récent évoquant un boudinage de la lithosphère (Brun et Beslier, 1996). Le problème de durée de mise en place de la zone de TOC par rapport à l'épaisseur de la couverture sédimentaire déposée ne se pose pas, puisque le domaine transitionnel de Galice est restreint (25 km entre le dernier bloc continental et la ride de péridotite), semblable à celui des Entrées de la Manche (30 km de large). Mais, le problème de durée se pose pour les zones de TOC de 80 km au pied de la Marge Armoricaine et de 130 km de la Plaine Abyssale Ibérique.



(d) De nombreux auteurs suggèrent que des sédiments, qui reposent sur le substratum de la TOC, sont de type syn-rift (*Fig. V.12.*) et datés à 118 Ma dans la Plaine Abyssale Ibérique au site 637 (ogg *et al.*, 1988). Cependant, cette série ne présente aucune figure en éventail attestant d'un dépôt synchrone du mouvement des blocs, mais présente des réflecteurs horizontaux qui reposent en *onlap* sur le socle et un olistostrome. Dans la Plaine Abyssale Ibérique, le complexe lithologique de l'Aptien inférieur (Site 897 et 899) serait en grande partie constitué d'un olistostrome accumulé dans le bassin après un transport sur une longue distance (Cornen *et al.*, 1993 ; Wilson *et al.*, 1996). La géométrie des réflecteurs du premier dépôt présente toutes les caractéristiques d'un dépôt post-rift et/ou d'un dépôt syn-rift chaotique. Ces caractéristiques sont à comparer à celles du Bassin Armoricaïn qui comporte une série sédimentaire allochtone, la couche 3B, et des sédiments *post-rifts*. Le critère de discordance normalement utilisé pour caractériser la *Break-up Unconformity* n'étant pas observé au large de Galice (*Fig. V.12.*), cette discordance existe-t-elle réellement dans la TOC?

® La couverture sédimentaire de la Plaine Abyssale Ibérique semble, à première vue, poser le même problème que celle du Bassin Armoricaïn : elle semble relativement jeune, en opposition avec les bassins permo-triasiques adjacents (*Fig. I.24.*) et ne semble pas avoir de dépôt-centre privilégié.

C.II.2. Apports des études effectuées sur les échantillons de péridotites de la Marge Ouest-Ibérique

La composition du manteau dénudé au large de l'Ibérie présente plusieurs caractéristiques. Les péridotites serpentinisées ont subi plusieurs événements sous haute température (Beslier *et al.*, 1993b ; Cornen *et al.*, 1996). Dans un premier temps, les roches mantelliques (Sites 897 et 899) ont subi une déformation cisailante à température décroissante (1000°-860°C) qui se termine en condition lithosphérique, suivie d'une imprégnation de magma issu de la fusion partielle de manteau (Girardeau *et al.*, 1988 ; Beslier *et al.*, 1996b ; Cornen *et al.*, 1996). Le taux de fusion partielle est faible, inférieur à 10 % (Girardeau *et al.*, 1988). Dans un deuxième temps, une rééquilibration subsolidus dans le champ de stabilité du plagioclase a été observée sous des conditions statiques de 770°C. Elle est suivie d'une déformation cisailante mylonitique développée à température plus faible (700°C) sous des conditions lithosphériques. Ces deux événements se produisent dans un contexte de température et pression décroissantes (Girardeau *et al.*, 1988 ; Beslier *et al.*, 1996b ; Cornen *et al.*, 1996). Beslier *et al.* (1996b) montrent que le matériel mantellique a subi ensuite une déformation par étirement après la rupture continentale en sub-surface, probablement pendant la création de la transition océan/continent de 130 km de large dans la Plaine Abyssale Ibérique.

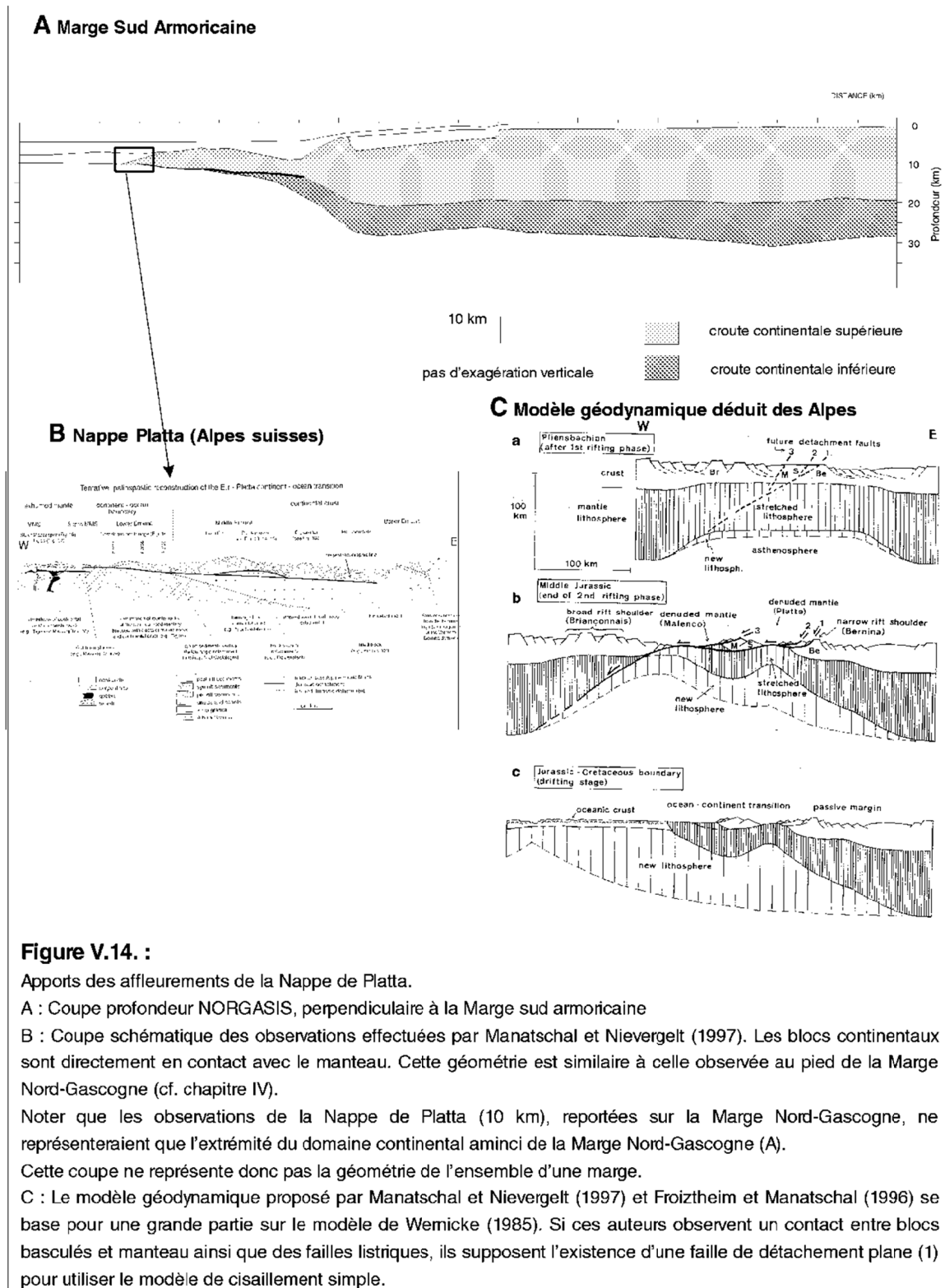


Figure V.14. :

Apports des affleurements de la Nappe de Platta.

A : Coupe profondeur NORGASIS, perpendiculaire à la Marge sud armoricaine

B : Coupe schématique des observations effectuées par Manatschal et Nievergelt (1997). Les blocs continentaux sont directement en contact avec le manteau. Cette géométrie est similaire à celle observée au pied de la Marge Nord-Gascogne (cf. chapitre IV).

Noter que les observations de la Nappe de Platta (10 km), reportées sur la Marge Nord-Gascogne, ne représenteraient que l'extrémité du domaine continental aminci de la Marge Nord-Gascogne (A).

Cette coupe ne représente donc pas la géométrie de l'ensemble d'une marge.

C : Le modèle géodynamique proposé par Manatschal et Nievergelt (1997) et Froitzheim et Manatschal (1996) se base pour une grande partie sur le modèle de Wemicke (1985). Si ces auteurs observent un contact entre blocs basculés et manteau ainsi que des failles listriques, ils supposent l'existence d'une faille de détachement plane (1) pour utiliser le modèle de cisaillement simple.

La plupart des auteurs s'accordent sur le fait que la mise en place du matériel mantellique s'effectue dans un système de rift durant l'étirement de la lithosphère continentale (Boillot *et al.*, 1988b ; Girardeau *et al.*, 1988 ; Brun et Beslier, 1996). Cependant, il existe un désaccord sur l'origine de ces péridotites. Deux hypothèses ont été formulées : **(1)** ces péridotites représenteraient une pièce du manteau asthénosphérique, mise en place par une remontée adiabatique (Girardeau *et al.*, 1988 ; Beslier *et al.*, 1996b ; Cornen *et al.*, 1996) (*Fig. V.13.a.*) ; **(2)** ces péridotites représenteraient une pièce du manteau continental sublithosphérique de la plaque ibérique (Kornprobst et Tabit, 1988b). La mise en place serait lente (*Fig. V.13.b.*).

C.III. Comparaison avec les Alpes

L'étude géologique des nappes austro-alpines et pennique (Est Suisse) montre des structures distensives d'une marge passive et d'une zone de Transition Océan/Continent (Froitzheim et Manatschal, 1996 ; Manatschal et Nievergelt, 1997). Ces zones de TOC comportent plusieurs éléments géologiques (*Fig. V.14.*) que l'on retrouve au niveau des zones de TOC sous-marines du Bassin Armoricaire et de la Plaine Abyssale Ibérique.

- (1)** Le manteau serpentinisé exhumé est surtout recouvert de sédiments *post-rifts* ou de pillow-lavas (Manatschal et Nievergelt, 1997) ;
- (2)** Des lambeaux de C.C.S. allochtones reposent aussi sur le manteau exhumé (Nappe de Err et de Platta) (Froitzheim et Manatschal, 1996 ; Manatschal et Nievergelt, 1997) ;
- (3)** Aucune C.C.I. n'a été observée directement sur ce manteau (Froitzheim et Manatschal, 1996) ;
- (4)** Le volcanisme basaltique (Nappe de Platta) est interprété comme le résultat de la décompression du matériel asthénosphérique lorsque la lithosphère s'est étirée et amincie (Froitzheim et Manatschal, 1996) ;
- (5)** Les sédiments syn-rifts sont constitués pour l'essentiel de brèche (Manatschal et Nievergelt, 1997) ;

Ces observations s'accordent bien avec nos observations sismiques. Il faut noter cependant, qu'elles ne représentent qu'une portion négligeable de la Marge Nord Gascogne (*Fig. V.14.*).

C.IV. La remontée du manteau dans le golfe de Gascogne : hypothèses

Les observations effectuées sur la zone de TOC armoricaine et sur ces domaines adjacents permettent de formuler plusieurs hypothèses. L'absence de dépôt-centre et l'absence d'évolution sédimentaire en fonction de la distance par rapport à la marge excluent une mise en place progressive sous-marine selon un processus d'extension lent, comme le suggèrent la plupart des modèles d'exhumation mantellique (*Fig. V.13.* et *V.14.*). Quels que soient les modèles d'exhumation, dérivés du modèle de cisaillement pur de McKenzie (1978) ou de modèle de cisaillement simple de Wernicke (1985), un écart de temps entre la fin du rifting et l'accrétion océanique est nécessaire. Ainsi tous ces modèles associent exhumation mantellique avec extension lente ou extrêmement lent.

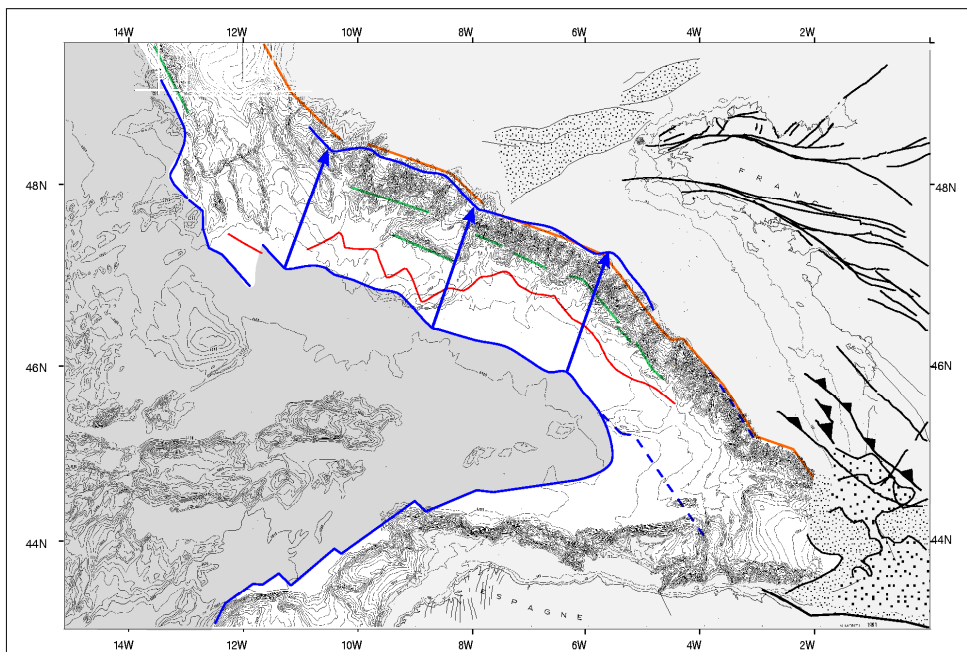


Figure V.15.:

Carte synthétique structurale du golfe de Gascogne. La projection de la limite septentrionale du domaine océanique vrai (ligne bleue) sur la rupture de pente (limite du domaine continental non-aminci, ligne orange) sont superposables. Nous pensons que la forme de la limite océanique est influencée par l'héritage tectonique, dont la segmentation de la Marge Nord-Gascogne. Et nous concluons que la Marge Nord-Gascogne ne peut pas être interprétée comme une marge transformante. Aucun mouvement décrochant n'est observé (flèche).

ligne verte : base de l'escarpement principal de la pente continentale ; ligne rouge : dernier bloc basculé vers l'océan, limite sud du Neck ; ligne bleue : limite océanique (gradient magnétique).

Nous suggérons :

(1) Soit une mise en place quasi-instantanée sur toute la largeur de la TOC au regard du taux de sédimentation au pied de la pente continentale. Ce processus apparaît difficile à concevoir. Les *Black Shales*, premier dépôt de la zone de TOC, impliquent un taux de sédimentation lente. Leur présence accentue le problème de durée qui existe pour l'exhumation progressive d'une large zone de TOC ;

(2) Soit une mise en place progressive, mais dans une position haute par rapport à l'encaissant (position défavorable pour la sédimentation). Cette dernière hypothèse ferait intervenir des processus différents :

a) Le manteau se serait exhumé, effondré d'un seul bloc lors du dernier stade du rifting, avant le début de l'accrétion océanique ;

b) Le manteau serait un élément d'héritage. Le manteau serait remonté dans la partie superficielle de la croûte continentale par l'intermédiaire du jeu cisailant d'un important système décrochant. Par analogie avec la Faille Nord-Pyrénéenne, cette remontée se serait produite lors de l'orogénèse hercynienne et la dénudation se serait effectuée plus tardivement au Trias ou au Jurassique inférieur (Mattauer et Choukroune, 1974 ; Fortane *et al.*, 1986). Dans ce cas, le manteau serait resté en position haute relative de l'hercynien au Crétacé (sans subir les phases distensives triasique et crétacé) et se serait effondré à la fin du rifting crétacé. Il est cependant difficile d'imaginer une mise en place de matériel mantellique sur une région d'au moins 80 km de large.

c) Le manteau aurait été exhumé dans un contexte de *pull-apart*, selon un processus analogue à celui postulé pour les bassins de Californie (Crowell, 1974) et pour les lherzolites de Lherz (Kornprobst *et al.*, 1988b). L'existence du décrochement ne pose pas problème : il peut être un élément d'héritage, situé dans le prolongement de la Faille Nord-Pyrénéenne. La marge Nord Gascogne présente de nombreuses similitudes avec la marge transformante de la Côte d'Ivoire par exemple (Masclé et Blarez, 1987), où l'amincissement crustal (de 30-35 km d'épaisseur en 5-7 km de large) et une remontée importante du Moho (environ 10 km) sont observés sous une pente continentale étroite. Cependant, plusieurs observations tendent à éliminer l'hypothèse du *pull-apart* :

-> La couverture sédimentaire du Bassin Armoricaïn situe la formation du pull-apart, entre le rifting et l'accrétion océanique. Il apparaît difficile de créer un pull-apart de grande dimension (80 km de large sur 300 km de long) en un temps extrêmement court.

-> Pour ouvrir le Bassin Armoricaïn, cette hypothèse implique une position de la plaque Ibérique de 300 km décalée vers l'ouest par rapport à la position de la plaque Ibérique à l'anomalie J. Ce déplacement implique une position initiale de l'Ibérie incohérente dans les reconstructions cinématiques. De plus, un tel mouvement est incompatible avec l'histoire géologique des Pyrénées (le principal mouvement prend place seulement lors de la phase hercynienne et au Crétacé terminal ; Olivet, 1996).

-> La projection de la limite océanique septentrionale sur la ligne de première rupture de pente du domaine continental (*Fig. V.15.*) montre que la limite océanique adopte parfaitement la forme de la première rupture de pente et du pied de la pente continentale. Les deux lignes étant superposables, l'existence d'un

mouvement décrochant important lors de la phase du rifting est exclu. La Marge Nord Gascogne n'est donc pas une marge transformante.

d) Le manteau aurait été exhumé par un processus d'étirement progressif et lent lors du rifting, comme l'a été suggéré par de nombreux auteurs pour la marge ouest ibérique. Le problème majeur de l'exhumation syn-rift est l'absence d'indice sédimentaire d'une durée importante de l'exhumation. Une exhumation en position haute pourrait expliquer l'absence de sédiments syn-rifts autochtones dans la zone de TOC armoricain. Elle serait suivie par une subsidence importante et brutale dès l'initiation de l'accrétion océanique, favorisant ainsi le dépôt des premiers sédiments dans la zone de TOC.

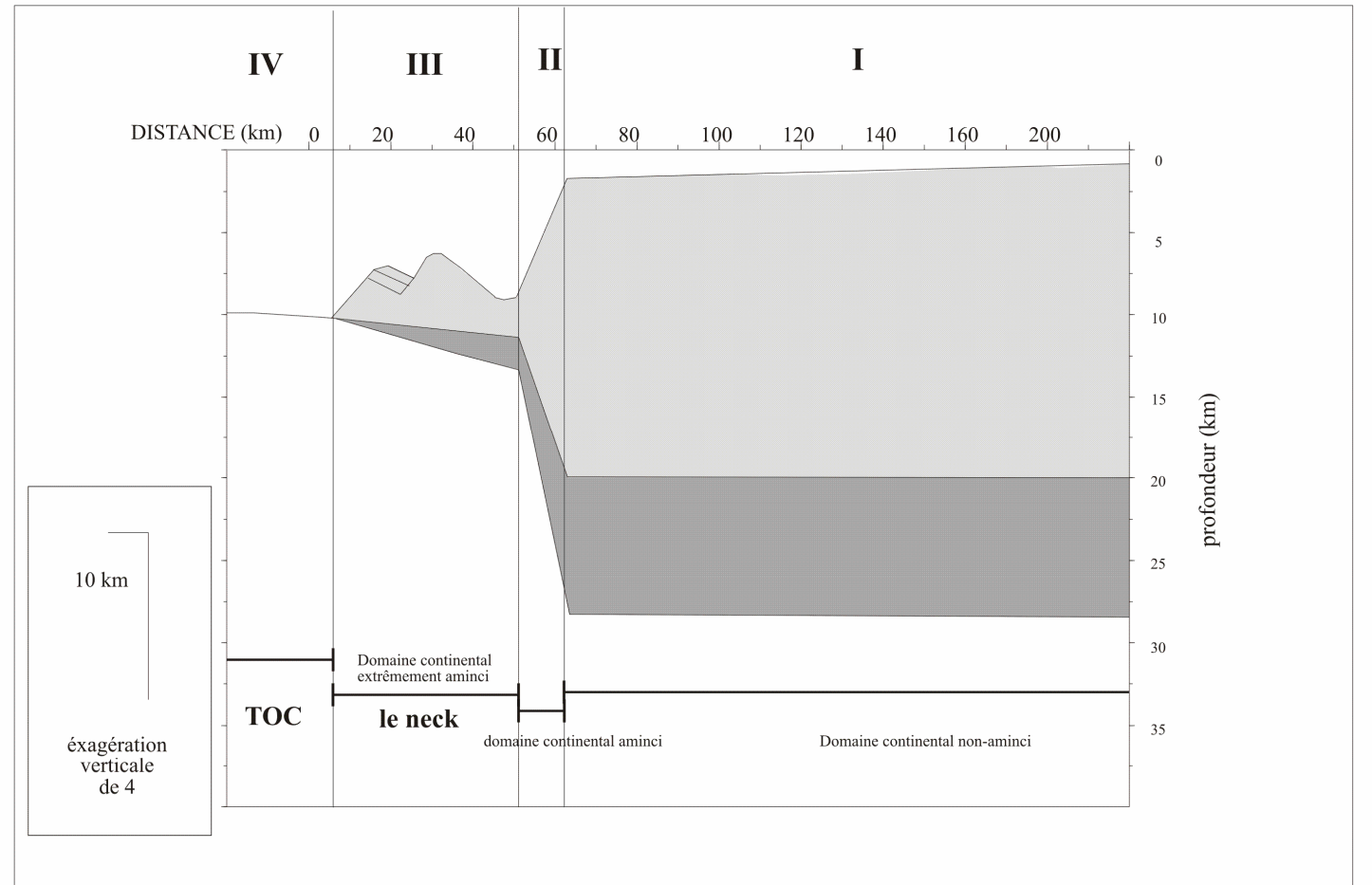
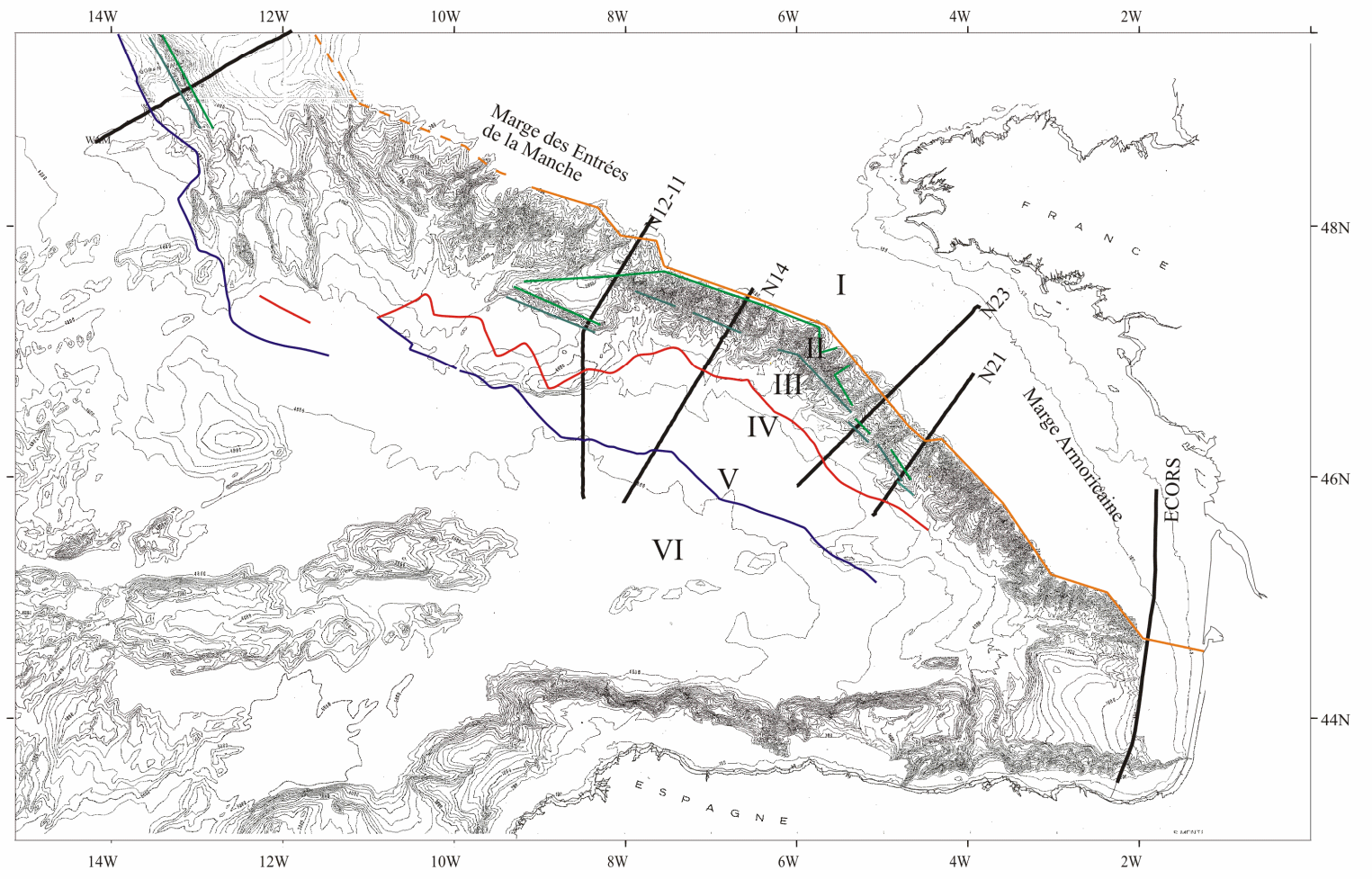
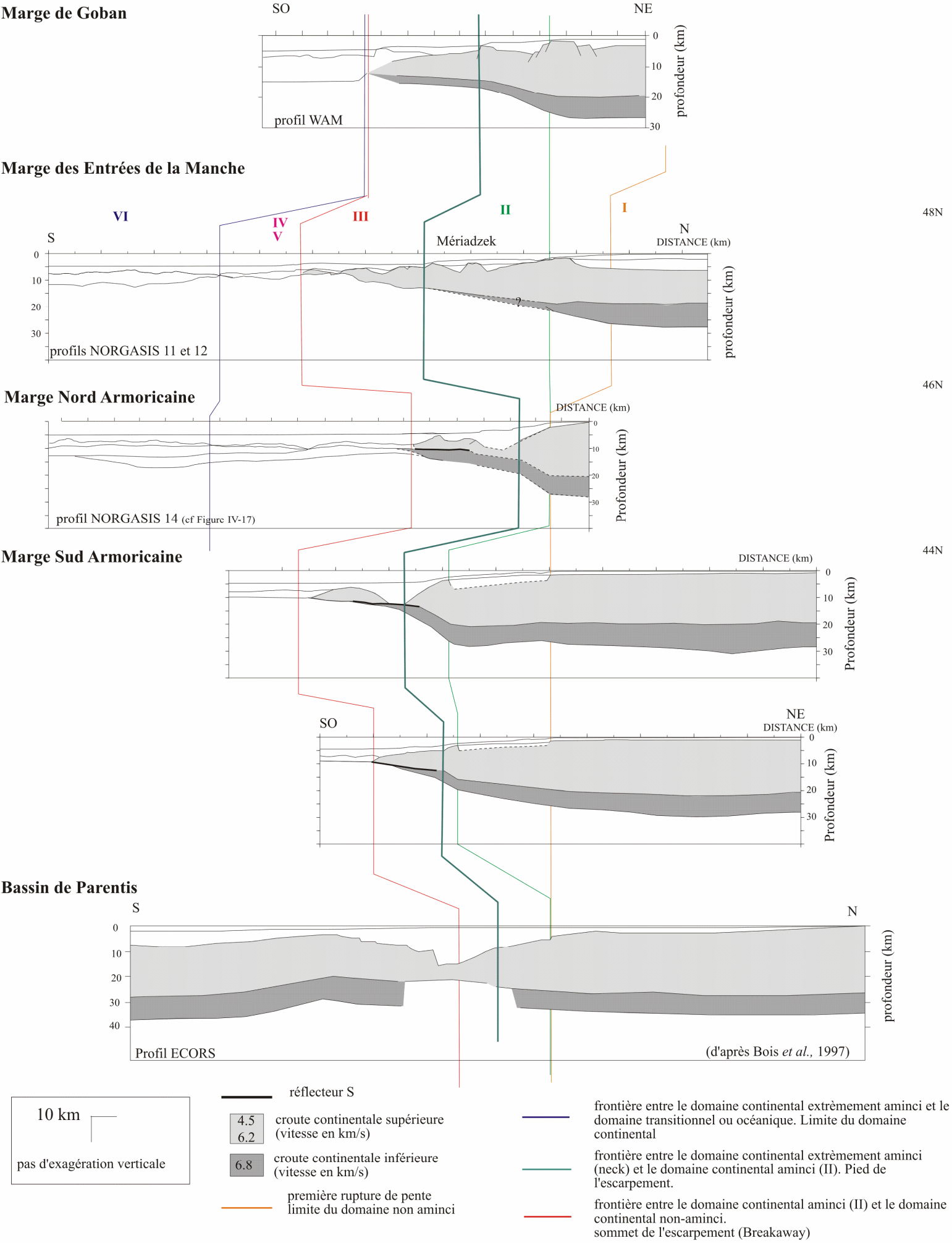


Figure V.16. :
Coupe interprétative le long de la Marge Nord-Gasconne. Ces coupes sont positionnées sur la carte bathymétrique de S. Monti (1993). Les profils NORGASIS perpendiculaires à la Marge Nord Gasconne, le profil WAM perpendiculaire à la Marge de Goban et le profil ECORS au travers du Bassin de Parentis ont été simplifiés de manière à représenter uniquement les relations et les évolutions de la croute continentale supérieure et de la croute continentale inférieure.

D. L'AMINCISSEMENT CRUSTAL

Notre discussion porte maintenant sur le passage d'une croûte continentale non-amincie à la dénudation du manteau. Dans la littérature, la Marge Nord Gascogne fut prise comme un exemple de marge continentale passive, structurée par une succession de blocs basculés, structuration supposée être l'indice structural de l'amincissement crustal et de l'extension. Cependant, nos observations sont en désaccord avec cette description.

La géométrie de la Marge Nord Gascogne est relativement simple et constante (*Fig. V.16.*). Les coupes profondeurs (*Fig. V.16.*) montrent l'évolution géométrique du domaine continental non-aminci vers la zone de rupture continentale et d'exhumation mantellique, le long de la Marge Nord Gascogne.

D.I. La pente continentale : localisation restreinte de l'amincissement

Ces coupes profondeurs montrent que le **maximum** d'amincissement crustal s'effectue sous la pente continentale (*Fig. V.16.*, partie II) : la croûte passe alors d'environ 30 km d'épaisseur à une épaisseur inférieure à 10 km. Cet amincissement se matérialise en surface par un **escarpement** de 2000 à 4500 m de rejet sur 15 à 40 km de large et en profondeur par une **remontée abrupte du manteau** (jusqu'à 20 km). L'amincissement s'effectue aussi bien au dépens de la C.C.S. que de la C.C.I. (10 km au maximum).

Si l'on se place dans un système de conservation de masse et de volume, le taux d'amincissement crustal global sous la pente continentale est donc d'environ 3 (30 km à 10 km). Dans le détail, on pourrait considérer que le taux d'amincissement de la C.C.S. est de 4, tandis que celui de la C.C.I. est de 2. Beslier (1991) a montré que pour un faible couplage entre les niveaux fragiles et les niveaux ductiles, la zone de déformation est étroite et avec un nombre restreint de rifts parallèles (i.e.: un rift unique). Ce faible couplage autorise un amincissement différentiel entre la C.C.S. et la C.C.I., non observé pour la Marge Nord Gascogne.

Il est important de noter que l'amincissement de 30 km à une épaisseur inférieure à 10 km s'effectue **toujours** sur une zone étroite, entre 15 et 40 km de large. Cette étroitesse pourrait être imagée par une rupture sub-verticale de la croûte continentale : Le taux d'amincissement est extrêmement élevé alors que la quantité d'extension est faible. Il est aussi important de noter qu'il y a superposition de l'amincissement maximal dans la C.C.S. et dans la C.C.I.

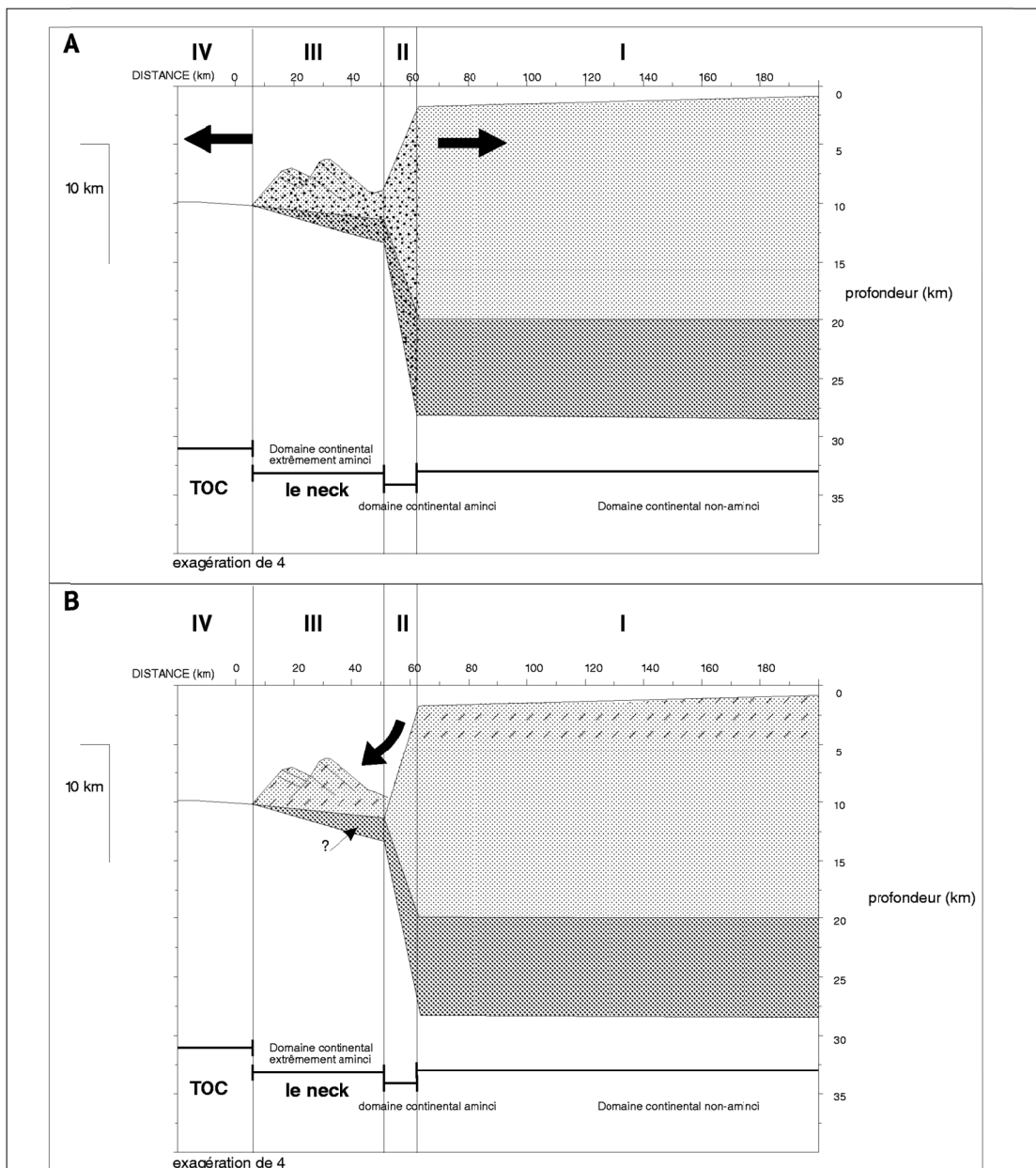


Figure V.17 :

Deux interprétations possibles pour le Neck (domaine continental aminci) de la Marge Nord-Gasconne.

A : La partie supérieure du Neck (blocs basculés) correspond à la croûte continentale aminci. Dans ce cas, la couche litée sous le réflecteur S correspond à une croûte continentale inférieure litée aminci. La rupture continentale est à la limite III/IV. Nous sommes en présence d'un étirement et d'un amincissement symétrique des croûtes inférieure et supérieure.

B : La partie supérieure du Neck est un résidu de la partie la plus superficielle de la croûte continentale supérieure (éclats de croûte allochtones). Dans ce cas, il est difficile d'interpréter la couche litée sous le réflecteur S comme une croûte continentale inférieure litée aminci. Il pourrait s'agir d'une croûte néoformée lors de la phase de rifting. La rupture continentale est à la limite II/III.

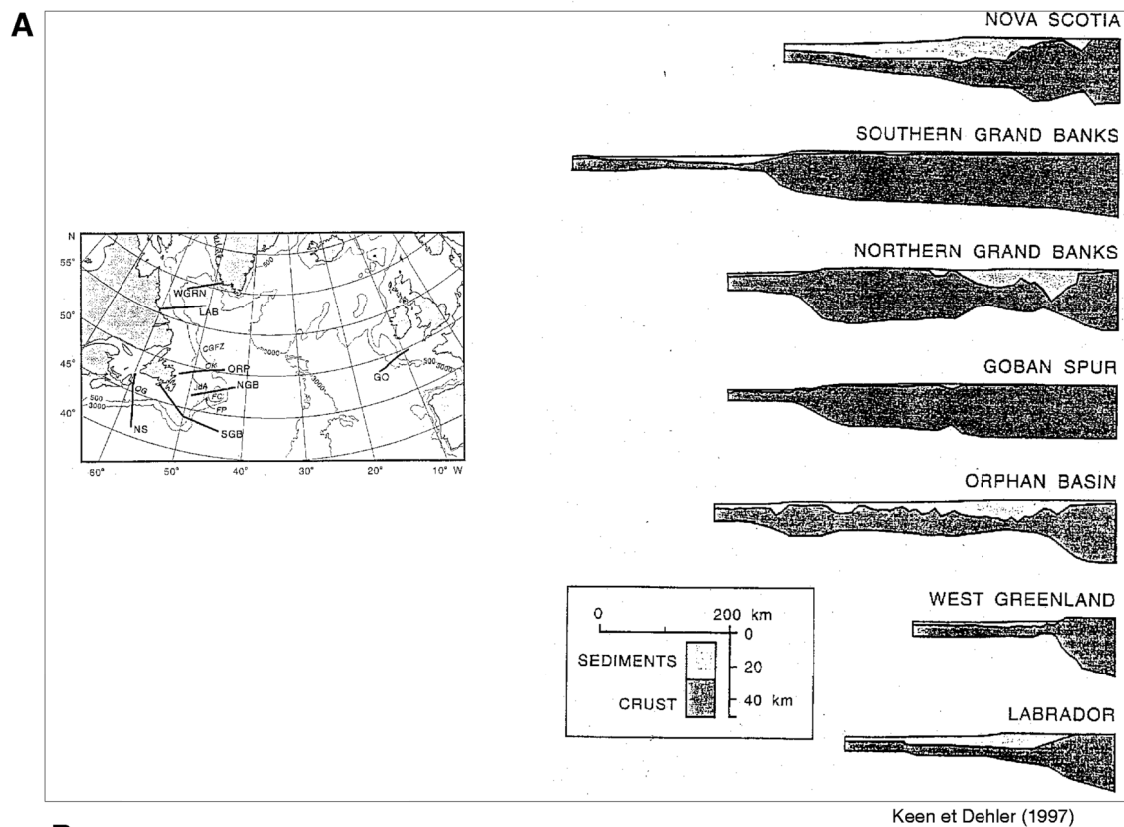
L'escarpement majeur à composante normale est visible tout le long de la Marge Nord Gascogne, quelle que soit sa complexité morphologique. Il constitue la structure géologique majeure de la pente continentale. Cet escarpement correspondrait à la faille bordière du rift (i.e. : lieu de rupture originelle du rift, appelé *Breakaway* dans de nombreux modèles géodynamiques qui postulent un détachement plan) (Lister et Davis, 1989 ; Froitzheim et Manatschal, 1996 ; Reston *et al.*, 1996 ; Manatschal et Nievergelt, 1997). La majorité de ces modèles prolonge et horizontalise ce point de rupture sous les blocs basculés et au toit du manteau dénudé, aboutissant ainsi à une faille de détachement plane. Cependant aucune relation sismique directe n'a été observée, sur nos profils sismiques, entre le réflecteur S et l'escarpement de la pente continentale. Si une faille de détachement plane, crustale ou lithosphérique, est nécessaire dans les modèles de type Wernicke, elle n'est pas observée sur les données de sismique réflexion ni sur le terrain (Froitzheim et Manatschal, 1996 ; Manatschal et Nievergelt, 1997). Nous sommes donc en droit de nous demander si l'importance de cette structure plane est réelle sur les marges passives.

D.II. Le neck

D.II.1. Présentation et caractéristique géométrique

Le prolongement du domaine continental, à partir du pied de la pente est une croûte de faible épaisseur (10 km au maximum). Ce domaine est nommé dans la littérature le *Neck* (Fig. V.16.). Il s'étend sur 30 km le long de la pente armoricaine (où le domaine transitionnel est de 80 km) et sur 80 km le long de la pente des Entrées de la Manche (où le domaine transitionnel est de 30 km). La partie supérieure est structurée en blocs, en horst et en panneaux de socle. Ces structures distensives reposent sur le réflecteur S. Le déplacement de ces blocs basculés, s'il existe, est relativement faible au pied de la marge armoricaine. La surface de décollement, comme le réflecteur S, est observée uniquement à la base des structures distensives.

Les taux d'extension calculés à partir de la géométrie des blocs basculés, pour la Marge Nord Gascogne, ne représentent pas le taux d'amincissement crustal : ils sont inférieurs à 1.5 pour un calcul fondé sur la géométrie de surface des blocs basculés et inférieure à 2.5 pour un calcul fondé sur la géométrie profonde des blocs basculés (Le Pichon et Sibuet, 1981 ; Chenet *et al.*, 1983 ; Barbier *et al.*, 1986). Cette différence est logique puisque le maximum d'amincissement s'effectue sous la pente, lieu où aucun bloc basculé n'a été observé. Ces valeurs d'extension représenteraient uniquement l'extension du domaine continental extrêmement aminci (III, Fig. V.16.).



B

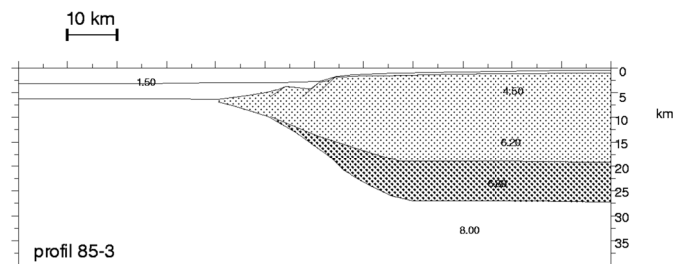


Figure V.18. :

A : Géométrie des diverses marges continentales passives d'après Keen et Dehler (1997).

B : Coupe profondeur du profil 85-3 au travers de la Marge de Terre-Neuve.

Noter le caractère abrupt de la Marge du Labrador, de la Marge ouest-Groenland et de la Marge Sud des Grands Bancs de Terre-Neuve.

D.II.2. Représentation géologique du neck

La partie supérieure du *neck* (*Fig. V.17.*) est constituée d'éléments de la C.C.S.. La partie inférieure du *neck* a une signature sismique semblable à celle de la C.C.I. litée. Toutefois, les différentes interprétations de la partie supérieure du *neck* ont des conséquences sur la nature et le comportement possible de la couche inférieure.

(a) Si ces éléments correspondent à une croûte continentale supérieure étirée, amincie et découpée en blocs basculés et horsts (*Fig. V.17.a.*), nous sommes en présence d'un processus d'étirement progressif : dans ce cas, la partie inférieure serait la portion de C.C.I. litée étirée et amincie. Elle accompagnerait le manteau dans sa remontée et le séparerait de la C.C.S. Faiblement couplée à la C.C.S., elle apparaît fortement couplée avec le manteau. Nous avons une superposition de l'amincissement maximal des croûtes inférieure et supérieure ;

(b) Si ces éléments représentent seulement des lambeaux de la partie la plus superficielle de la C.C.S. (*Fig. V.17.b.*), nous sommes alors en présence d'un processus de rupture situé à la limite II et III : le matériel proviendrait de la partie superficielle du domaine aminci. Dans ce cas, la partie inférieure de *neck* a plusieurs origines possibles : Elle correspond à : **(1)** à une C.C.I. amincie (L'amincissement maximal de la C.C.S. et de la C.C.I. serait alors décalé, s'effectuant au dépens de la C.C.S. pour la Marge Nord Gascogne) ; **(2)** une C.C.I. litée néoformée ; **(3)** une portion de manteau déformé et serpentinisé.

® L'amincissement est donc observé dans une zone extrêmement étroite. Il est assimilable à une rupture à l'échelle crustale plutôt qu'à un étirement progressif : l'amincissement est extrêmement abrupt et l'extension est extrêmement faible. Nos observations géométriques et structurales confèrent aux blocs basculés un rôle anecdotique dans les processus d'amincissement. Ils ne seraient qu'une conséquence passive de l'amincissement, réponse fortement guidée par l'héritage tectonique. Quelle que soit la signification du *neck*, son volume ne représente qu'une part infime d'une croûte continentale non-amincie.

D.III. Cette géométrie : particularité du golfe de Gascogne ?

Cette géométrie est-elle une particularité de la Marge Nord Gascogne ?

La Marge Nord Gascogne présente de nombreuses similitudes avec la marge transformante de la Côte d'Ivoire par exemple (Masclé et Blarez, 1987), où l'amincissement crustal (de 30-35 km d'épaisseur en 5-7 km de large) et une remontée importante du Moho (environ 10 km) sont observés sous une pente continentale étroite. Cependant, la limite océanique septentrionale épouse parfaitement la forme de la première rupture de pente et du pied de la pente continentale (*Fig. V.15.*). Aucun mouvement décrochant important n'est observé, la Marge Nord Gascogne n'est donc pas une marge transformante.

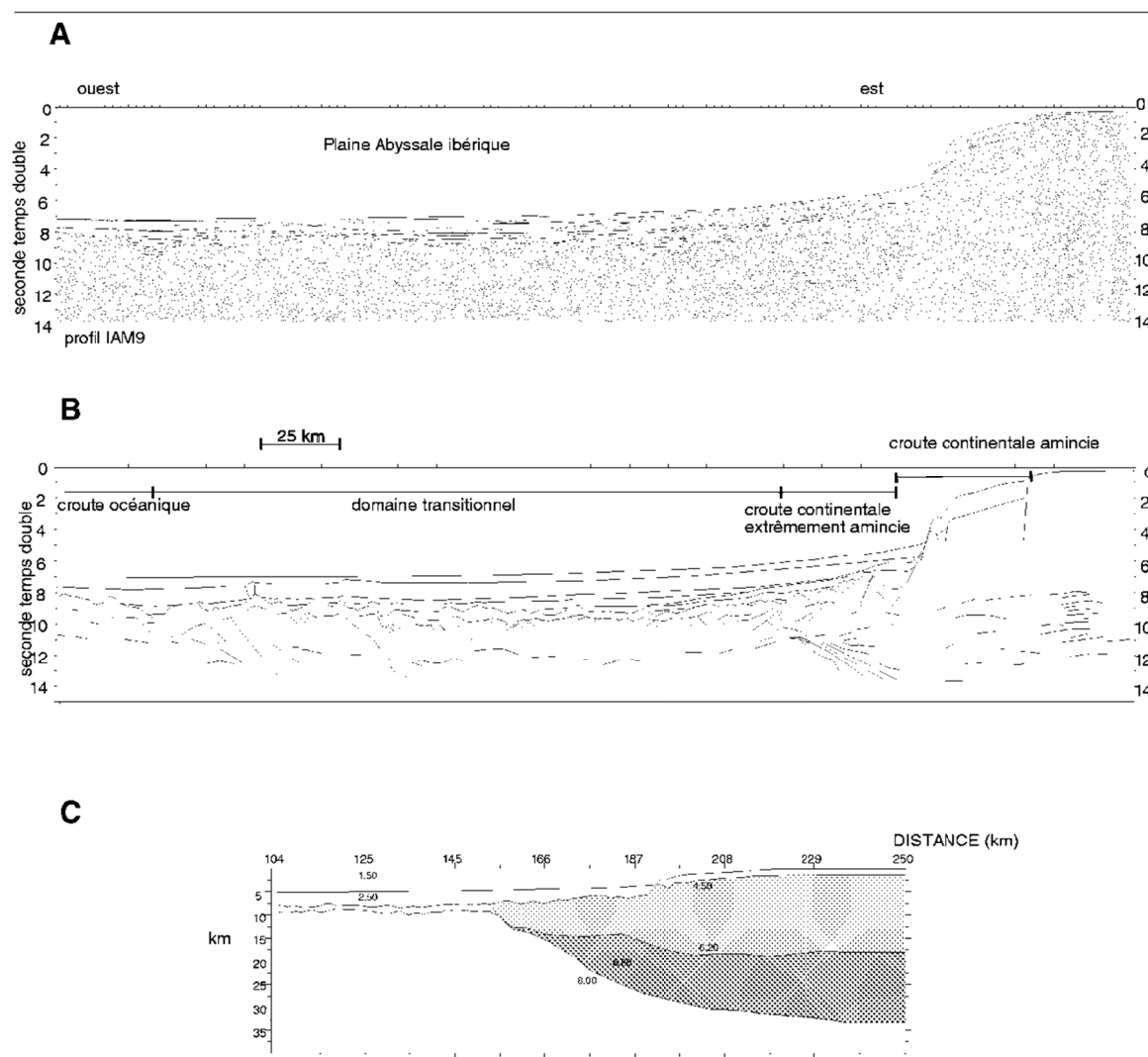


Figure V.19 :

A : Profil sismique IAM9, au travers de la Plaine Abyssale Ibérique, de la plate-forme au domaine océanique.

B : Interprétation du profil IAM9.

C : Coupe profondeur du profil IAM9. La géométrie de la marge apparaît similaire à celle de la Marge Nord-Gascogne : l'amincissement est maximal sous la pente continentale, qui est extrêmement étroite.

Noter le fort dénivelé de la pente continentale, la remontée brutale du manteau et la présence de blocs continentaux anecdotiques au pied de la pente continentale.

Nous retrouvons cette géométrie sur de nombreuses marges : la marge Ibérique, la marge Ligure et la marge sud de Terre-Neuve. Elles présentent toutes un amincissement maximal sur une zone relativement étroite, la pente continentale (*Fig. V.18.* et *Fig. V.19.*). Les travaux de Keen et Dehler (1997) ont abouti à une géométrie semblable à celle de la Marge Nord Gascogne, à partir de données de sismiques réflexion et réfraction, des données de subsidence et des anomalies gravimétriques (*Fig. V.18.*). Le profil IAM9 au travers de la Marge Ibérique montre une géométrie et des caractéristiques sismiques similaires (*Fig. V.19.*). Les blocs basculés sont anecdotiques et sont confinés au pied de la pente continentale sur 40 km. Cette pente continentale comporte un important escarpement associé à une importante remontée du Moho qui s'effectue en une dizaine de kilomètres seulement.

E. CONCLUSION GENERALE

La formation et l'évolution de la Marge continentale passive Nord Gascogne et du Bassin Armoricaire sont fortement liées à l'ouverture du golfe de Gascogne et de l'Atlantique Nord et à la formation des Pyrénées. Nous avons présenté l'état d'une nouvelle étude fondée sur les résultats de sismique réflexion-réfraction des campagnes NORGASIS (1994), ZEE-GASCOGNE et SEDIFAN (1997), associées aux données antérieures. Les principales observations sont :

L'étude des structures tectono-sédimentaires, calées aux forages profonds DSDP et pétroliers, ainsi que l'étude de leurs prolongements dans les domaines émergés adjacents (Bassin de Parentis et les bassins de la Manche), ont permis de mettre en évidence une évolution spatio-temporelle de la couverture sédimentaire. Un polyphasage tectonique lors du rifting et deux phases compressives pyrénéennes ont été identifiés. Des événements tectono-sédimentaires "catastrophiques" auraient affecté la marge à la fin du rifting.

L'étude des structures crustales a permis de connaître la géométrie de la marge. La distance domaine océanique/domaine continental non-aminci est constante le long de la marge. L'amincissement crustal s'effectue exclusivement sous l'étroite pente continentale, inférieure à 50 km de large. Le domaine continental se poursuit au pied de la pente continentale dans la plaine abyssale, sous la forme d'une succession de blocs de faible épaisseur et sur une distance qui est fonction de l'héritage tectonique. Ces structures distensives reposent sur le réflecteur S. Ce dernier est un réflecteur, qui existe uniquement sous les blocs continentaux de faible épaisseur. La géométrie de cette marge restreint l'amincissement crustal et limite le rôle tectonique des blocs basculés dans les processus de l'amincissement. Les modèles géodynamiques actuels d'une marge passive n'expliquent pas la géométrie de la Marge Nord Gascogne. Or cette géométrie, similaire à celle du Bassin de

Parentis, n'est pas atypique ; l'amincissement serait induit par d'autre processus géodynamique que l'extension pure.

La limite continent/océan du golfe de Gascogne, définie dans les années 70-80, est en définitive une zone de Transition Océan/Continent (TOC). Nous avons donc redéfini la limite océanique et la limite continentale de la Marge Nord Gascogne. La Ride Nord Gascogne et l'anomalie magnétique linéaire, interprétée comme signature de la limite continent/océan, n'existent pas. Le Bassin Armoricaïn est en définitive bordé par un plateau océanique mis en place dès l'accrétion océanique.

Le Bassin Armoricaïn est associé à une signature magnétique atypique caractérisée par un magnétisme de très faible amplitude. Au niveau des reconstruction cinématiques, ce bassin ne peut être refermer : Il pose un problème géométrique, comme la plaine abyssale ibérique. Le Bassin Armoricaïn serait un bassin sédimentaire jeune (Aptien supérieur), ayant toutes les caractéristiques structurales d'une large zone de Transition Océan/Continent effondrée à la fin du rifting ou lors de l'initiation de l'accrétion océanique. Le domaine transitionnel (sur 80 km de large et 300 km de long) comporte un substratum, interprété comme du manteau serpentinsé et recouvert par une couverture sédimentaire autochtone aptienne homogène. Aucune évolution sédimentaire par rapport à la marge n'est observée : la formation apto(?)-cénomanienne, l'unité sismique la plus ancienne est globalement isopaque. Ce substratum mantellique est parfois recouvert par quelques corps volcaniques et par une série sédimentaire barrémienne mise en place par glissement dans la dernière phase du rifting datée dans l'Aptien (couche 3B). Toutes les observations suggèrent que la mise en place de ce manteau, sur une zone de 80 km de large sur 300 km de long, ne peut pas être le produit d'une exhumation progressive, lente et sous-marine.

Bibliographie

BIBLIOGRAPHIE

A

- Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Danobeitia J.J., Pulgar J.A., Martinez Catalan J.R., Marcos A., Bastida F., Ayarza Arribas P., Aller J., Gallart A., Gonzales-Lodeiro F., Banda E., Comas M.C. et Cordoba D., **1996**, Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles, *Tectonophysics*, vol. 264, pp. 153-174.
- Alvarez-Marron J., Rubio E. et Torne M., **1997**, Subduction-related structures in the North Iberian Margin, *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, pp. 22.497-22.511.
- Arthaud F. et Matte P., **1975**, Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe : Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation, *Tectonophysics*, vol. 25.
- Artyushkov E.V., **1981**, Physical origin of crustal movements on passive margins, *Oceanologica acta*, pp. 167-170.
- Auffret G.A. et Pastouret L., **1979b**, Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary processes in the Bay of Biscay from textural, mineralogical, and coarse fraction studies, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by Usher J.L., vol. 48, pp. 791-829, U.S. Gov. Printing Office, Washington.
- Auffret G.A., Pastouret L., Cassat G., De Charpal O., Cravatte J. et Guennoc P., **1979a**, Dredged rocks from the armorican and celtic margins, in *Initial Report of Deep-Sea Drilling Project*, edited by Usher J.L., vol. 48, pp. 995-1007, Washington.
- Avedik F., **1975**, The seismic structure of the Western Approaches and the south armorican continental shelf and its geological interpretation, in *Petroleum and the continental shelf of north west europe*, edited by Austin W. Woodland, vol. 1, pp. 29-43, Applied Science Publishers LTD, London.
- Avedik F. et Howard D., **1979**, Preliminary results of a seismic refraction study in the Meriadzec-Trevelyan area, Bay of Biscay, in *Initial Report of Deep-Sea Drilling Project*, edited by Usher J.L., vol. 48, pp. 1015-1023, Washington.
- Avedik F., Camus A. L., Ginzburg A., Montadert L., Roberts D. G. et Whitmarsh R. B., **1982**, A seismic refraction and reflexion study of the continent-ocean transition beneath the north Biscaye margin, in *Philosophical Transactions of the royal society of london*, edited by A. Mathematical and Physical Sciences, vol. 305, pp. 5-25, the royal society, london.
- Avedik F., Renard V., Allenou J.P. et M. B., **1993**, Single-bubble airgun array for deep exploration, *Geophysics*, vol. 38, pp. 366-382.
- Avedik F., Hirn A., Renard V., Nicolich R., Olivet J.L. et Sachpazi M., **1996**, "Single-bubble" marine source offers new perspectives for lithospheric exploration, *Tectonophysics*, vol. 267, pp. 57-71.

B

- Bacon M., Gray F. et Matthews D. H., **1969**, Crustal structure studies in the Bay of Biscay, *Earth Planet. Sci Letters*, vol. 6, pp. 377.
- Barbier F., Duvergé J. et LePichon X., **1986a**, Structure profonde de la marge Nord Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale., *Bulletin du Comité de recherche et de production*, vol. 10, pp. 105-121.
- Barbier F., **1986b**, Etude de la structure profonde de la marge Nord Gascogne. Implications sur la formation des marges passives., *Thèse du Doctorat thesis*, pp. 200, Université de P et M Curie-Paris 6.
- Bassi G., Keen C. E. et Potter P., **1993**, Contrasting styles of rifting : Models and examples from the eastern canadian margin, *Tectonics*, vol. 12, pp. 639-655.
- Berthois L. et Brenot R., **1966**, Cartes bathymétriques du talus du plateau continental en onze feuilles, CNRS.
- Beslier M.O., Girardeau J. et Boillot G., **1988**, Lithologie et structure des péridotites à plagioclases bordant la marge continentale passive de la Galice (Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 306, pp. 373-380.
- Beslier M.O., Girardeau J. et Boillot G., **1990**, Kinematics of peridotite emplacement during North Atlantic continental rifting Galicia, northwestern Spain, *Tectonophysics*, vol. 184, pp. 321-343.
- Beslier M.O., **1991**, Formation des marges passives et remontée du manteau: modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. *Thèse de doctorat*, Rennes
- Beslier M.O. et the Scientific Group, **1994**, Péridotites et gabbros à la transition continent-océan d'une marge passive: Résultats préliminaires du leg ODP 149 dans la Plaine Abyssale Ibérique, *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 319, pp. 1223-1229.
- Beslier M.O., Bitri A. et Boillot G., **1995**, Structure de la transition continent-océan d'une marge passive: sismique réflexion multitrace dans la Plaine Abyssale Ibérique (Portugal), *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 320, pp. 969-976
- Beslier M.O., Cornen G. et Girardeau J., **1996b**, Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain Margin., in *Proceeding of the ocean drilling programm -Scientific Results*, edited by R. N. Riegel, vol. 149, pp. 397-411, Ocean drilling programm, Texas.
- Boillot G., Dupeuple P.A., Lamboy M., Ozouville L. et Sibuet J.C., **1971**, Structure et histoire géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4° et 9°W), in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Editions Technip., vol. II, pp. V.6.1-V.6.52, I.F.P. et C.N.E.X.O., Paris.
- Boillot G., Dupeuple P.-A. et Malod J., **1979**, Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain, *Marine Geology*, vol. 32, pp. 53-70.
- Boillot G., **1983**, Le golfe de Gascogne et les Pyrénées, pp. 1-63, Laboratoire de Géodynamique sous-marine de Villefranche sur Mer et l'Université de Pierre et Marie Curie, Villefranche sur Mer.

-
- Boillot G., **1984a**, Les marges continentale stables et leur destin, *Bull. Soc. géol. France*, vol. 7, pp. 517-531.
- Boillot G., Montadert L., Lemoine M. & Biju-Duval B., **1984b**, Les marges continentale actuelles et fossiles autour de la France, Masson (eds).
- Boillot G., **1986**, Comparison between the Galicia and Aquitaine margins, *Tectonophysics*, vol. 129, pp. 243-255.
- Boillot G., Recq M., Winterer E.L., Meyer A.W., Applegate J., Baltuck M., Bergen J.A., Comas M.C. et Davies T.A., **1987**, Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain), *Tectonophysics*, vol. 132, pp. 335-342.
- Boillot G., Winterer E.L. & Shipboard Scientific Party, **1987**, Initials Reports of the Ocean Drilling Programm of the Leg 103, Texas, 103
- Boillot G. et Malod J., **1988**, The north and north-west spanish continental margin: a review, *Rev. Soc. Geol. Espana*, vol. 1, pp. 295-316.
- Boillot G., Mougénot D., Girardeau J. et Winterer E.L., **1989**, Rifting processes on the west Galicia Margin, in *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, edited by Tankard A.J. et Balkwill H.R., AAPG mem.46, pp. 363-355.
- Boillot G., Beslier M.-O. et Girardeau J., **1995a**, Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary : the lesson of the west Galicia margin (Spain), in *rifted ocean-continent boundaries*, pp. 219-229, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- Bois C., Cazes M., Hirn A., Mascle A., Matte P., Montadert L. et Pinet B., **1988**, Contribution of deep seismic profiling to the knowledge of the lower crust in France and neighbouring areas, *Tectonophysics*, vol. 145, pp. 253-275.
- Bois C., **1997a**, Acquisition and data processing of the Bay of Biscay deep seismic surveys, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 21-29
- Bois C. et Gariel O., **1997b**, Seismic images of the northern Aquitaine basement, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 97-113
- Bois C., Pinet B. et Gariel O., **1997c**, The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscaye deep seismic reflection profile. A comparaison between the POOarentis basin and other European rifts and basins, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 143-165
- Bois C., Gariel O., Lefort J.-P., Rolet J., Brunet M.-F., Masse P. et Olivet J.-L., **1997d**, Geologic contribution of the Bay of Biscaye deep deismic survey : a summary of the main scientific results, a discussion of the open questions and suggestions for further investigation, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d., vol. 171, pp. 193-209
- Bown J.W. et White R.S., **1995**, Finite duration rifting, melting and subsidence at continental margins. in *Rifted Ocean-Continent Boundaries, Mathematical and Physical Sciences*, Banda E. et al., 463, pp. 31-54.
-

- Brun J.P., Choukroune P. et Faugère E., **1985**, Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal : application aux marges passives, *Bull. Soc. géol. France*, vol. 8, pp. 139-144.
- Brun J.P., Wenzel F. et ECORS-DEKORP team, **1991**, Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DEKORP seismic reflection data, *Geology*, vol.19, pp. 758-762.
- Brun J.P. et Beslier M.O., **1996**, Mantle exhumation at passive margins, *Earth and Planetary Science letters*, vol 142, pp. 161-173.
- Brunet M.F., **1997**, Subsidence along the ECORS Bay of Biscaye deep seismic profile, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 167-176
- Brunet M.F., **1991**, Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique., *Thèse de Doctorat*, Univ. Paris VI.
- Brunet M.F., **1997**, Subsidence along the ECORS Bay of Biscay deep seismic profile, *In: France, M.d.I.S.G.d. (eds), Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, **171**, pp. 167-176.

C

- Camara P., **1997**, The Basque-Cantabria basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 187-191
- Camus A.L., **1980**, Campagne sismique refraction. Marge continentale nord Gascogne-I.P.O.D. 79., Institut français du pétrole (eds), pp. 1-100.
- Cande S.C. et Kristoffersen Y., **1977**, Late Cretaceous magnetic anomalies in the north Atlantic., *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 35, pp. 215-224.
- Capdevila R. et Mougnot D., **1988**, Pre-Mesozoic basement of the western Iberian continental margin and its place in the variscan belt, in *Proceeding of the ocean drilling program -Scientific Results*, edited by E.K. Mazzullo, vol. 103, pp. 3-12, Ocean drilling program, Texas.
- Cazes M., Torreilles G. et Damotte B., **1988a**, Implantation du profil et différentes opérations sur le terrain, in *Programme ECORS*, edited by Institut Français du Pétrole, Institut National des Sciences de l'Univers - CNRS et S.N.E.A. (eds), vol. 1, pp. 17-33, Paris.
- Cazes M., Bois Ch. et Mascle A., **1988b**, Principales acquisitions scientifiques ou intérêt industriel, in *Programme ECORS*, edited by Institut Français du Pétrole, Institut National des Sciences de l'Univers - CNRS et S.N.E.A. (eds), vol. 1, pp. 223-249, Paris.
- Chenet P., Montadert L., Gairaud H. et Roberts D., **1983**, Extension ration measurements on the Galicia, Portugal, and Northern Biscay continental Margins : Implications for evolutionary models of passive continental margins., in *Am. Ass. Petr. Geol.*, edited by Watkins J.S. et Drake C.L., Memoir 34, pp. 703-716.

-
- Chian D., Louden K. E., Minshull T. A. & Whitmarsh R. B., **1999**, Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles : Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect, *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 7443-7462.
- Choukroune P., Le Pichon X., Seguret M. et Sibuet J.C., **1973a**, Bay of Biscay and Pyrenees, *Earth and Planetary Science letters*, vol. 18, pp. 109-118.
- Choukroune P., Seguret M. et Galdeano A., **1973b**, Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques., *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 7, pp. 600-611.
- Cogné J., **1971**, Le Massif Armoricaire et sa place dans la structure des socles ouest-européens : L'arc hercynien ibéro-armoricaire, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by I.F.d. Pétrole, vol. 1, pp. I.1-I.1-23, Editions Technip, Paris.
- Collier J.S., Buhl P., Torné M. et Watts A.B., **1994**, Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin: results from a two-ship, wide-aperture seismic-reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean), *Geophys. J. Int.*, vol. 118, pp. 159-180.
- Comas M.C., Sanchez-Gomez M., Cornen G. et de Kaenel E., **1993**, Serpentinized peridotite breccia and olistostrom on basement highs of the Iberia Abyssal Plain : Implications for tectonic margin evolution., in *Proceeding of the ocean drilling programm -Scientific Results*, edited by R. N. Riegel, vol. 149, pp. 577-591, Ocean drilling programm, Texas.
- Cornen G., Beslier M.-O. et Girardeau J., **1996**, Petrologic characteristics of the ultramafique rocks from the ocean/continent transition in the iberia abyssal plain, in *Proceeding of the ocean drilling programm Scientific Results*, edited by R. N. Riegel, vol. 149, pp. 377-396, Ocean drilling programm, Texas.
- Crowell J.C., **1974**, Sedimentation along the San Andreas fault, California, *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, vol. 19, pp. 293-303.
- Curnelle R., Dubois P. et Seguin J.C., **1980**, Le Bassin d'Aquitaine: substratum anté-Tertiaire et bordures mésozoïques, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 3, pp. 47-58.
- Curnelle R. et Dubois P., **1985**, Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est., SNEA (P).

D

- Daignières M., Gallard J., Banda E. et Hirn A., **1982**, Implications of the seismic structures for the orogenic evolution of the Pyrenean range., *Earth and Planetary Science letters*, vol. 57, pp. 88-100.
- Damotte B., Debyser J., Montadert L. et Delteil J.R., **1969**, Nouvelles données structurales sur le Golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "Flexotir"., *Revue de l' Institut Français du Pétrole*, vol. XXIV, pp. 1029-1060.

- Damotte B., Grau G., Gray F., Limond W. Q. et Patriat Ph., **1971**, Utilisation conjointe des méthodes sismiques-réflexion et réfraction pour la détermination des vitesses, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Institut Français du Pétrole, Editions Technip., Paris.
- Debyser J., Le Pichon X. & Montadert L., 1971, *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Publ. de l'Institut Français du Pétrole, technip (eds), Paris, **I & II**
- de Charpal O., Guennoc P., Montadert L. et Roberts D.G., **1978**, Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay, *Nature*, vol. 275, pp. 706-711.
- de Graciansky P.C., Paog C.W. *et al.*, **1985**, Initial Reports of the Deep Sea drilling Project, Washington (U.S. Govt. Printing Office), M.G. Bailey (eds), California, 80
- de Graciansky P.C. et Poag C.W., **1985**, Geologic history of Goban Spur, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by Bailey M.G., vol. 80, pp. 1187-1216, National Science Foundation, California.
- Debrabant P., Chamley H., Foulon J. et Maillot H., **1979**, Mineralogy and geochemistry of upper cretaceous and cenozoic sediments from north Biscay Bay and Rockall Plateau (Eastern North Atlantic), DSDP LEG 48, in *Initial Report of Deep-Sea Drilling Project*, edited by Usher J.L., vol. 48, pp. 703-722, Washington.
- Debroas E.J., **1990**, Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France)., *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. VI, pp. 273-285.
- Dérégnacourt D., **1981**, Contribution à l'étude géologique du Golfe de Gascogne, *Diplome de Docteur de 3^e cycle thesis*, Paris VI.
- Dérégnacourt D. et Boillot G., **1982**, Structure géologique du golfe de Gascogne, *Bulletin du B.R.G.M.*, vol. 1, pp. 149-178.
- Droz L., Auffret G.A., Savoye B. & Bourillet J.F., **1999**, L'éventail profond de la marge celtique : stratigraphie et évolution sédimentaire, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328, 173-180.
- Duvergé J. et Poutchkovsky A., **1983**, A.P.P.H. Atlantique grands fonds. Rapports d'interprétation des campagnes sismiques de reconnaissance de 1980 et de 1981. pp. 34, S.N.E.A, département d'exploration Mission France.
- Dyment J., **1989**, SWAT et les bassins celtiques : relations avec la croûte hercynienne, néoformation du Moho, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, pp. 477-487.

E

- Eldholm O., Skogsied J., Planke S. et Gladzenko T.P., **1995**, Volcanics margin concepts, in *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, edited by Banda E. et al., pp. 1-16.

F

- Faure J.L. et Chermette J.C., **1989**, Deformation of tilted blocks, consequences on block geometry and extension measurements, *Bull. Soc. géol. France*, vol. 8, pp. 461-476.
- Féraud G., Girardeau J., Beslier M.-O. et Boillot G., **1988**, Datation ^{39}Ar - ^{40}Ar de la mise en place des péridotites bordant la marge de Galice (Espagne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 307, pp. 49-55.
- Fernandez-Viejo G., Gallart J., Pulgar J.A., Gallastegui J., Danobeitia J.J. et Cordoba D., **1998**, Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian margin from wide angle seismic and gravity data, *Geophysical Research Letters*, vol. 25, pp. 4249-4252.
- Ferragne A. et Vigneaux M., **1978**, L'ouverture du golfe de Gascogne. Différentes conceptions et connaissances actuelles., *Bulletin du B.R.G.M.*, vol. IV, pp. 95-142.
- Fidalgo Gonzalez L., **1995**, Les monts sous-marins dans le golfe de Gascogne : témoins de son évolution ?, *DEA thesis*, pp. 1-37, Univ. de Bretagne Occidentale.
- Fidalgo Gonzalez L., **Thinon I.**, Olivet J. L. et Beuzart P., **1996**, Las reconstrucciones cinemáticas iniciales del Atlántico Norte : implicaciones sobre las hipótesis de adelgazamiento cortical., *Geogaceta*, vol. 20, pp. 857-860.
- Forsyth D.A., Argyle M., Okulitch A. et Trettin H.P., **1994**, New seismic, magnetic, and gravity constraints on the crustal structure of the Lincoln Sea continent-ocean transition, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 31, pp. 905-918.
- Fortane A., Duec G., Lagabrielle Y. et Coutelle A., **1986**, Lherzolites and the western "Chainons bearnais" (French Pyrenees): Structural and paleogeographical pattern, *Tectonophysics*, vol. 129, pp. 81-98.
- Foucher J.-P. et Sibuet J. C., **1979**, Thermal regime of the Northern Bay of Biscay continental margin in the vicinity of DSDP sites 400 to 402., in *Initial Report of Deep-Sea Drilling Project*, vol. 48, edited by Usher J.L., pp. 289-297, Washington.
- Foucher J.-P., Le Pichon X. et Sibuet J. C., **1982**, The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching model: role of partial melting in the mantle, in *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. 305, edited by A. Mathematical and Physical Sciences, pp. 27-43, the Royal Society, London.
- Fouquet Y., **1980**, Les districts antimonifères de Quimper et du Cap Sizun (Finistère). Leur place dans la métallogénie de l'antimoine dans le Massif Armoricain (France), *Thèse de doctorat du troisième cycle thesis*, pp. 1-187, Clermont-Ferrand.
- Frappa M., Martin G., Muraour P., Prud'Homme R. et Vigneaux M., **1970**, Remarques à la suite d'études par sismique réflexion et observations géomorphologiques dans la région comprise entre la pente continentale et la Dôme de Gascogne, *Bull. Inst. Géol. du Bassin d'Aquitaine*, vol. 8, pp. 209-218.
- Frappa M. & Vaillant F.X., **1972**, Prolongation vers l'ouest des structures du golfe de Gascogne, *Bull. Inst. Géol. du Bassin d'Aquitaine*, 12, pp. 101-121.

- Frappa M., Muraour P. & Horn R., **1974**, Structure géologique de la montagne sous-marine Armorique (Golfe de Gascogne). Résultat d'une étude par sismique réflexion, *Bulletin du B.R.G.M.*, IV, pp. 49-55.
- Froitzheim N. et Manatschal G., **1996**, Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland), *GSA Bulletin*, vol. 108, pp. 1120-1133.
- Fuegenschuh B., Froitzheim N. et Boillot G., **1998**, Cooling history of granulite samples from the ocean-continent transition of the Galicia margin : implications for rifting, *Terra Nova*, vol. 10, pp. 96-100.

G

- Galdeano A., Moreau M.G., Pozzi J.-P., Berthou P.Y. et Malod J.A., **1989**, New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia, *Earth and Planetary Science letters*, vol. 92, pp. 95-106.
- Gariel O., Bois C., Curnelle R., Lefort J.-P. et Rolet J., **1997**, The ECORS Bay of Biscay deep seismic survey. Geological framework and overall presentation of the work, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 7-19
- Gilg-Capar L., **1994**, Etude des anomalies du géoïde à moyennes longueurs d'onde : Implications sur les mécanismes de l'accrétion et l'origine du volcanisme intraplaque, *Thèse de doctorat thesis*, pp. 1-273, Université de Bretagne Occidentale.
- Ginzburg A., Whitmarsh R. B., Roberts D. G., Montadert L., Camus A. et Avedik F., **1985**, The deep seismic structure of the northern continental margin of the Bay of Biscay, *Annales Geophysicae*, vol. 3, pp. 499-510.
- Girardeau J., Evans C.A. et Beslier M.O., **1988**, Structural analysis of plagioclase-bearing peridotites emplaced at the end of continental rifting : hole 637A, ODP LEG 103 on the Galicia Margin., in *Proceeding of the ocean drilling programm -Scientific Results*, edited by E.K. Mazzullo, vol. 103, pp. 209-223, Ocean dirlling programm, Texas.
- Gladzenko T.P., Hinz K., Eldholm O., Meyer H., Neben S. et Skogseid J., **1997**, South atlantic volcanic margins., *Journal of the Geological society of London*, vol. 154, pp. 465-470.
- Gleizes G., Leblanc D. et Bouchez J.L., **1997**, Variscan granites of the Pyrenees revisited : their role as syntectonic markers of the orogen, *Terra Nova*, vol. 9, pp. 38-41.
- GMT (The Generic Mapping Tools) *Technical Reference and Cookbook* by P. Wessel & W.H.F. Smith, Laboratory for Satellite Altimetry. Version 3.0.
- Graciansky P.C. et Poag C.W., **1981b**, Geology history of Goban Spur, northwest europe continental margin, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Profect*, edited by Bailey G.B., vol. 80, pp. 1187-1216, U. S. Government Printing Office, Washington.

-
- Grant A., Jansa L.F., McAlpine K.D. et Edwards A., **1985**, Mesozoic-Cenozoic geology of the Eastern margin of the Grand Banks and its relation to Galicia Bank, in *Proceeding of the ocean drilling programm - Scientific Results*, edited by E.K. Mazzullo, vol. 103, pp. 787-808, Texas.
- Grau G., Montadert L., Delteil R. et Winnock E., **1973**, Structure of the european continental margin between Portugal and Ireland, from seismic data, *Tectonophysics*, vol. 20, pp. 319-339.
- Grimaud S., **1981**, La marge ibérique au Nord et à l'Ouest du Banc de Galice (Espagne), pp. 1-85, Pierre et Marie Curie (Paris VI).
- Grimaud S., Boillot G., Collette B.J., Mauffret A., Miles P.R. et Roberts D.B., **1982**, Western extension of the Iberian-European plate boundary during the ealy cenozoic (Pyrenean) convergence : a new model - Reply, *Marine Geology*, vol. 53, pp. 238-239.
- Groupe CYPORC, Auffret G. A., Auzende J. M., Cousin M., Coutelle A., Dobson M., Geoghegan M., Masson D., Rolet J. et Vaillant P., **1987**, Géologie des escarpements de Porcupine et de Goban (N.E. Atlantique). Résultats de la campagne de Plongée CYAPORC, *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 304, pp. 1003-1008.
- Gueguen E., **1995**, La Méditerranée Occidentale : un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal., Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, 281pp.
- Guennoc, **1978**, Contribution à l'étude des marges passives : structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'Atlantique N-E : de la Terrasse de Mériadzec à l'Éperon de Goban, *these de 3^{ème} cycle thesis*, pp. 112, université de Bretagne occidentale.

H

- Handy M.R. et Streit J.E., **1999**, Machanics and mechanisms of magmatic underplating : inferences from mafic veins in deep crustal mylonite, *Earth and Planetary Science letters*, vol. 165, pp. 271-286.
- Hauser F., O'Reilly M.B., Jacob A.W.B., Shannon P.M., Makris J., and Vogt U., **1995**, The crustal structure of the Rockall Trough: Differential stretching without underplating, *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, pp. 4097-4116.
- Holbrook W.S. et Kelemen P.B., **1993**, Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup, *Nature*, vol. 364, pp. 433-436.
- Holbrook W.S., Reiter E.C., Purdy G.M., Sawyer D., Stoffa P.L., Austin J.A., Oh J. et Makris J., **1994**, Deep structure of the U.S. Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data., *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, pp. 9155-9178.

J

- Jackson H.R., Grantz A., Reid I., May S.D. et Hart P.E., **1995**, Observations of anomalous oceanic crust in the Canada Basin, Arctic Ocean., *Earth and Planetary Science letters*, vol. 134, pp. 99-106.
- Julivert M., **1971**, L'évolution structurale de l'arc asturien, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, vol. 1, edited by I.F.d. Pétrole, pp. I.2--I.2-28, Editions Technip, Paris.

K

- Keen C.E. et De Voogd B., **1988**, The continent-Ocean boundary at the rifted margin off eastern Canada: New results from deep seismic reflection studies, *tectonics*, vol. 7, pp. 107-124.
- Keen C.E. et Dehler S.A., **1997**, Extensional styles and gravity anomalies at rifted continental margins: Some north Atlantic examples, *Tectonics*, vol. 16, pp. 744-754.
- Klitgord K.D. et Schouten H., **1986**, Plate kinematics of the Central Atlantic, in *The Geology of The North America*, vol. The Western North Atlantic region, edited by Vogt P.E. et Tucholke B.E., pp. 351--378, Mem. geol. Soc. Amer.
- Kornprobst J., Vidal P. et Malod J., **1988a**, Les basaltes de la marge de Galice (NO de la péninsule Ibérique): hétérogénéité des spectres de terres rares à la transition continent/océan. Données géochimiques préliminaires., *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 306, pp. 1359-1364.
- Kornprobst J. et Tabit A., **1988b**, Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia Margin (LEG 103, Site 637) : comparaison of their origin and evolution with low-pressure ultramafic bodies in western Europe. *In Proceeding of the ocean drilling program -Scientific Results*, Texas, 103, pp. 253-268.
- Krasheninnikov V.A., **1979**, Stratigraphy and planctonique foraminifers of Cenozoic deposits of the Bay of Biscay and Rockall Plateau, DSDP LEG 48, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 48, edited by Usher J.L., pp. 431-450, U. S. Government Printing Office, Washington.
- Krawczyk C.M., Reston T.J., Beslier M.-O. et Boillot G., **1996**, Evidence for detachment tectonics on the Iberia abyssal plain rifted margin, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 149, edited by Whitmarsh R.B. *et al.*, pp. 603-615.
- Kristoffersen Y., **1990**, On the tectonic evolution and paleoceanographic significance of the Fram Strait gateway, in *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*, edited by U. Bleid et J. Thiede, pp. 63-76, Kluwer Academic Publishers, Netherlands.

L

- Lalaut Ph., Sibuet J.C. et Williams C., **1981**, Présentation d'une carte gravimétrique de l'Atlantique Nord-est, *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 292, pp. 597-600.

-
- Le Mouél J.L. et Le Borgne E., **1971**, La cartographie magnétique du Golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by I.F.P., vol. 2, pp. VI.3-V3.3-11, Eds Technip, Paris.
- Le Pichon X. et Barbier F., **1987**, Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay Margin, *Tectonics*, vol. 6, pp. 133-150.
- Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J. et Sibuet J.-C., **1971**, Une Hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by I.F.d. Pétrole, vol. 2, pp. VI.11 - VI.11-44, Eds Technip, Paris.
- Le Pichon X. et Sibuet J.C., **1981**, Passive margins : a model of formation, *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 3708-3720.
- Le Télégramme, **1999**. *Journal hebdomadaire*, L'insaisissable or noir de la mer d'Iroise.
- Leau H., **1997**, Etude du signal sismique et de son atténuation dans la croûte inférieure réfléchissante. Application au profil ECORS-Golfe de Gascogne, *Thèse de Doctorat*, 208pp., Univ. de Bretagne Occidentale.
- Lefort J.P., **1975**, Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'ouest de la France, *Thèse de doctorat d'état thesis*, Université de Rennes.
- Lefort J.P., **1977**, Possible "Caledonian" subduction under the domnemean domain, North America area, *Geology*, vol. 5, pp. 523-526.
- Lefort J.P., **1980**, Un "FIT" structural de l'Atlantique Nord : Arguments géologiques pour corréliser les marqueurs géophysiques reconnus sur les deux marges., *Marine Geology*, vol. 37, pp. 355-369.
- Lefort J.P., Bois C., Liewig N., Peucat J.-J., Agarwal B. et Gariel O., **1997**, Contribution of the ECORS BAY of Biscay deep seismic profile to the location of the southern Variscan front beneath the Aquitaine basin (France), in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 79-96
- Limond W. Q., Gray F., Grau G. et Patriat Ph., **1972**, Mantle reflections in the Bay of Biscay, *Earth and Planetary Science letters*, vol. 15, pp. 361-366.
- Limond W.Q., Gray F., Grau G., Fail J.P., Montadert L. et P. Ph., **1974**, A seismic study in the Bay of Biscay, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 23, pp. 357-358.
- Lister G.S. et Davis G.A., **1989**, The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region (USA), *J. Struct. Geol.*, vol. 11, pp. 65-94.

M

- Macnab R., Verhoef J. et Roest W.R., **1995**, New Database Documents the Magnetic Character of the Arctic and North Atlantic, in *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, vol. 76, pp. 449-458.
- Malod J. A. et Mauffret A., **1990**, Iberian plate motions during the Mesozoic, *Tectonophysics*, vol. 184, pp. 261-278.

- Malzac J., **1970**, Apports d'une campagne de sismique réflexion flexotir à l'étude géophysique du Golfe de Gascogne, *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin Aquitaine*, vol. 9, pp. 265-267.
- Manatschal G. et Nievergelt P., **1997**, A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland), *Elogae geol. Helv.*, vol. 90, pp. 3-27.
- Marillier F., Tomassino A., Patriat Ph. et Pinet B., **1988**, Deep structure of the Aquitaine Shelf: constraints from expanding spread profiles on the ECORS Bay of Biscaye transect, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 5, pp. 65-74.
- Masclé J. et Blarez E., **1987**, Evidence for transform margin evolution from the Ivory-Coast-Ghana continental margin, *Nature*, 326, 378-381.
- Masse P., **1997**, The early Cretaceous Parentis Basin (France). A basin associated with a wrench fault, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 177-185
- Masson D.G. et Miles P.R., **1984**, Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America, *Marine Geology*, vol. 56, pp. 279-287.
- Masson D.G., Montadert L. et Scrutton R.A., **1985**, Regional geology of the Goban Spur continental margin, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by N.S. Foundation, vol. 80, pp. 1115-1139, U. S. Government Printing Office, Washington.
- Mattauer M., **1968**, Les traits structuraux essentiels de la chaîne des Pyrénées, *Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn.*, vol. 110, pp. 3-13.
- Mattauer M., **1985**, Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 300, pp. 71-74.
- Mattauer M., **1990**, Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées, *Bull. Soc. géol. France*, vol. 8, pp. 307-311.
- Mattauer M. et Choukroune P., **1974**, Les lherzolites des Pyrénées sont des extrusions de matériel ancien dans le mésozoïque nord-pyrénéen, in *2^{ème} RAST*.
- Mattauer M. et Proust F., **1967**, L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène, in *Biogéographie du Crétacé-Éocène e la France Méridionale*, edited by T.d.I.d.G.e. Biosphère, pp. 9-19.
- Mattauer M. et Séguret M., **1971**, Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Institut Français du Pétrole, vol. I, pp. IV.4 - IV.4-13, Edition Technip., Paris.
- Montadert L., Damotte B., Delteil J. R., Valery P. et Winnock E., **1971a**, Structure géologique de la marge continentale septentrionale du Golfe de Gascogne (Bretagne et Entrées de la Manche), in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Editions Technip., vol. I, pp. III. 2-1 to III. 2-22, I.F.P. et C.N.E.X.O., Paris.

-
- Montadert L., Damotte B., Fail J. P., Delteil J. R. et Valery P., **1971b**, Structure géologique de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Editions Technip., vol. II, pp. VI.14-1 à VI.14-42, I.F.P. et C.N.E.X.O., Paris.
- Montadert L. et Winnock E., **1971c**, Histoire structurale du Golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Editions Technip., vol. II, pp. VI.16 - VI.16-18, IFP- CNEXO, Paris.
- Montadert L., Winnock E., Delteil J. R. et Grau G., **1974**, Continental Margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay, in *The Geology of Continental margins*, edited by Springer-Verlog., vol. I, pp. 323-341, Burk C. A., Drake C. L., Paris.
- Montadert L., Roberts D. G., De Charpal O., Guennoc P. et Sibuet J.-C., **1979a**, Northeast Atlantic passive continental margin : Rifting and subsidence processes, in *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margin and Pale-oenvironment*, edited by Usher J.L., pp. 154-186, Am. Geophys. Union, Washington.
- Montadert L., Roberts D. G., De Charpal O. et G. P., **1979b**, Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by Usher J.L., vol. 48, pp. 1025-1060, Washington.
- Montadert L., Roberts D. G. *et al.*, **1979c**, Initial Reports of the Deep Sea drilling Project, Washington, vol. 48.
- Montadert L. et Poag W.C., **1985**, Appendix I. physical properties and correlation of seismic profiles with drilling results, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by Bailey G.B., vol. 80, pp. 1219-1257, U. S. Government Printing Office, Washington.
- Moretti I. et Pinet B., **1987**, Discrepancy between lower and upper crustal thinning, *Canadian Society of Petroleum Geologists*, Memoir 12, pp. 233-239.
- Muraour P., Frappa M., Malzac J. et Vaillant F.X., **1971**, Quelques données structurales sur la zone ouest du Golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Institut Français du Pétrole, vol. II, pp. VI-6-1 à VI-6-12, Edition Technip., Paris.
- Murillas J., Mougnot D., Boillot G., Comas M. C., Banda E. et Mauffret A., **1990**, Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin), *Tectonophysics*, vol. 184, pp. 297-319.

N

- Nicholls I. A., Ferguson J., Jones H., Marks G. P. et Mutter J. C., **1981**, Ultramafic blocs from the ocean floor southwest of Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 56, pp. 362-374.

O

- O'Reilly M.B., Hauzer F., Jacob A.W.B. et Shannon P.M., **1996**, The lithosphere below the Rockall Trough: wide-angle seismic evidence for extensive serpentinisation, *Tectonophysics*, vol. 255, pp. 1-23.

- Olivet J. L., **1996**, La cinématique de la plaque ibérique, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 20, pp. 131-195.
- Olivet J. L., Bonin J., Beuzart P. et Auzende J. M., **1984**, Cinématique de l'Atlantique Nord et Central, pp. 1-108, Publications du Centre National pour l'Exploitation des Océans, Brest.
- Olivet J. L., Pastouret L., Auzende J. M. et Auffret G. A., **1976**, Armorican margin evolution in relation with the Bay of Biscay genesis (abstract), in *Coll. I.U.S.G.S.*, Durham.

P

- Patriat P., Ouassaa K. et Pinet B., **1997**, Velocity determination from analysis of the X-T sections of the Bay of Biscay expanding seismic profiles (ESP), in *Deep Seismic study of the Earth's crust. ECORS Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 45-56
- Petrie S.H., Brown J.R., Granger P.J. et Lowell J.P.B., **1989**, Mesozoic history of the Celtic Sea Basins, in *Extensional Tectonics and stratigraphy of north Atlantic Margins*, edited by Tankard A.J. et Balwell H.R., AAPG : Memoir 46, pp. 433-444.
- Pickup S. L. B., Whitmarsh R. B., F. C. M. R. et Reston T. J., **1996**, Insight into the nature of the ocean-continent transition off West Iberia from a deep multichannel seismic reflection profile, *Geology*, vol. 24, pp. 1079-1082.
- Pinet B., Montadert L. et ECORS Scientific Party, **1987a**, Deep seismic reflection and réfraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscaye), *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 89, pp. 305-312.
- Pinet B., Montadert L., Curnelle R., Cazes M., Marillier F., Rolet J., Tomassino A., Galdeano A., Patriat Ph., Brunet M.F., Olivet J.L., Schaming M., Lefort J.P., Arrieta A. et Riaza C., **1987b**, Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscaye, from deep seismic data., *Nature*, vol. 325, pp. 513-516.
- Pinet B., Montadert L., Mascle A., Cazes M. et Bois C., **1987c**, New insights on the structure and the formation of sedimentary basins from deep seismic profiling in Western Europe., in *Petroleum Geology of North West Europe*, edited by J.B.a.K. Glennie, pp. 11-31, Graham and Trotman.
- Pinet B., Sibuet J. C., Lefort J.-P., Schroeder I. et Montadert L., **1991**, Structure profonde de la marge des entrées de la Manche et du plateau continental celtique : le profil WAM, *Mémoire de la Société Géologique de France*, pp. 167-183.
- Pulgar J.A., Gallart J., Fernandez-Viejo G., Pérez-Estaun A., Alvarez-Marron J. et ESCIN Group, **1996**, Seismic image of the Cantabria Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflexion and refraction data., *Tectonophysics*, vol. 264, pp. 1.9.

R

-
- Recq M., Whitmarsh R. B., Sibuet J.-C., White R. S. et Lyness D., **1996**, Structure sismique de la ride de péridotite à l'ouest du Banc de Galice (Ouest Ibérie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 322, pp. 571-578.
- Réhault J.P. et Mauffret A., **1979**, Relationships between tectonics and sedimentation around the northwestern iberian margin, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. XLVII, pp. 663-681.
- Réhault J.P., Tisseau C., Brunet M.-F. et Louden K.E., **1990**, Subsidence analysis on the sardinian margin and the central tyrrhenian basin : Thermal modelling and headt flow control; Deep structure implications., *journal of geodynamics*, vol. 12, pp. 269-310
- Reid I., **1994**, Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland, *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, pp. 15,161-15,180.
- Reid I. et Jackson H.R., **1997**, Crustal structure of the northern Baffin Bay : Seismic refraction results and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, pp. 523-542.
- Reston T.J., **1996b**, The S reflector west of Galicia : the seismic signature of a detachment fault, *Geophysic Journal.International*, vol. 127, pp. 230-244.
- Reston T.J., Krawczyk C.M. et Klaeschen D., **1996a**, The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup, *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, pp. 8075-8091.
- Roberts D. G. et Montadert L., **1979**, Evolution of passive rifted margins-Perspective and retrospective of DSDP Leg 48, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by Usher J.L., vol. 48,pp. 1143-1153, Washington.
- Rocher M.,**1998**, Evolution tectonique cénozoïque de l'avant-pays-nord-pyrénéen, in *17 Reunion des Sciences de la Terre*, Brest.
- Roest W.R. et Srivastava S. P., **1991**, kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Vretaceous to the present, *Geology*, vol. 19, pp. 613-616.
- Rolet J., **1997**, The concealed basement of Aquitaine, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 115-141
- Ruffell A., **1995**, Evolution and hydrocarbon prospectivity of the Brittany Basin (Western Approaches Trough), offshore north-west France, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, pp. 387-407.

S

- Sandwell D.T. et Smith W.H.F., **1997**, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, pp. 10.039-10.054.
- Sawyer D.S., Whitmarsh R.B., Klaus A. & Shipboard Scientific Party, **1984**, Initials Reports of the Ocean Drilling Programm of the Leg 149, Texas, 149.
- Searle R. C. et Whitmarsh R. B., **1978**, The structure of King's Trough, Northeast Atlantic, from bathymetric, seismic and gravity studies, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 53, pp. 259-287.

- Seranne M., Benedicto A., Labaume P., Truffert C. et Pascal G., **1995**, Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting : role of the Pyrenean orogeny, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, pp. 809-820.
- Sibuet J.C., **1992**, New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia-Flemish Cap conjugate margins, *Journal of the Geological Society of London*, vol. 149, pp. 829-840.
- Sibuet J.C. et Collette B. J., **1991**, Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution., *Geology*, vol. 19, pp. 522-525.
- Sibuet J.C. et Le Pichon X., **1971a**, Structure gravimétrique du Golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Institut Français du Pétrole, vol. II, pp. VI-9-1 à VI-9-17, Edition Technip., Paris.
- Sibuet J.C., Monti S. et Pautot G., **1994**, New bathymetric map of the Bay of Biscay, *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 318, pp. 615-625.
- Sibuet J.C., Monti S., Réhault J.-P., Durand C., Gueguen E. et Louvel V., **1993**, Quantification de l'extension liée à la phase pyrénéenne et géométrie de la frontière de plaques dans la partie ouest du golfe de Gascogne, *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 317, pp. 1207-1214.
- Sibuet J.C., Pautot G. et Le Pichon X., **1971b**, Interprétation structurale du Golfe de Gascogne à partir des profils de sismique, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Institut Français du Pétrole, vol. II, pp. VI-10-1 à VI-10-31, Edition Technip., Paris.
- Sichler B., Martinais J., Sibuet J.C. et Le Pichon X., **1971**, Vitesse des ondes sismiques dans les couches sédimentaires profondes du Golfe de Gascogne, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Institut Français du Pétrole, vol. II, pp. VI-8-1 à VI-8-19, Edition Technip. Paris.
- Skogseid J., Pedersen T. et Larsen V.B., **1992**, Voring Basin: Subsidence and tectonic evolution, in *Structural and tectonic modelling and its application to petroleum geology*, edited by Larsen R.M. et Talleraas E., vol. Special publication 1, pp. 55-82, Norwegian Petroleum Society, Amsterdam.
- Snyder S.W., Müller C., Townsend H. et Poag C.W., **1985**, Biostratigraphic, paleoenvironmental, and paleomagnetic synthesis of the Goban Spur region, Deep Sea Drilling Project Leg 80, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by Bailey M.G., vol. LXXX, pp. 1169-1186, National Science Foundation, California.
- Souquet P., Peybernes B., Bilotte M. et Debroas E.J., **1977**, La chaîne alpine des Pyrénées, *Géologie Alpine*, vol. 53, pp. 193-216.
- Srivastava S. P., Roest W. R., Kovacs L. C., Oakey G., Lévesque S., Verhoef J. et Macnab R., **1990a**, Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin., *Tectonophysics*, vol. 184, pp. 229-260.

Srivastava S. P. et Tapscott C.R., **1988**, Palte kinematics of the North Atlantic., in *The Geology of The North America*, The Western North Atlantic region, edited by Vogt P.E. et Tucholke B.E., pp. 379-404, Mem. geol. Soc. Amer.

Srivastava S.P., Schouten H., Roest W.R., Kligord K.D., Kovacs L.C., Verhoef J. et Macnab R., **1990b**, Iberian plate Kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa, *Nature*, vol. 344, pp. 756-759.

T

Talwani M. et Eldholm O., **1972**, The continental margin off Norway : A geophysical study, *Geological Societe American Bulletin*, vol. 83, pp. 3573-3606.

Timofeev P.P., Rengarten N.V. et Eremeev V.V., **1979**, Peculiarities of meso-cenozoic sedimentation in the Bay of Biscay and Rockall Plateau regions, LEG 48, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Profect*, edited by Usher J.L., vol. 48, pp. 677- 701, U. S. Government Printing Office, Washington.

Tisseau C., Réhault J.-P. et Foucher J.-P., **1986**, Modèles thermiques et hypothèses sur la nature de la croûte au centre de la Mer Tyrrhénienne., *Mémoire de la Société Géologique d'Italie*, vol. 36, pp. 109-122.

Tomassino A. et Marillier F., **1997**, Processing and interpretation in the tau-p domain of the ECORS Bay of Biscay expanding spread profiles, in *Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey*, edited by M.d.I.S.G.d. France, vol. 171, pp. 31-43, Rangin F.P.

Tucholke B. E. et Ludwig W. J., **1982**, Structure and Origin of the J Anomaly Ridge, Western North Atlantic Ocean, *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, pp. 9389-9407.

V

Vaillant, **1988**, L'extrémité de la marge Nord Gascogne : contexte stratigraphique, structural et cinématique. implications géodynamiques., *these de 3^{ème} cycle thesis*, pp. 278, université de Bretagne Occidentale.

Vanney J.R., Scolari G., Lapierre F., Martin G. et Dieucho A., **1971**, Carte géologique provisoire de la plate-forme continentale armoricaine, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Editions Technip., vol. I, pp. III. 1-1 to III. 1-20, I.F.P. et C.N.E.X.O., Paris.

Vergés J., Millan H., Roca E., Munoz J.A., Marzo M., Cirés J., Den Bezemer T., Zoetemeijer R. et Cloetingh S., **1995**, Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections, *Marine and Petroleum Geology*, vol. 12, pp. 893-915.

Verhoef J., Roest W.R., Macnab R., Arkani-Hamed J. et M. o. t. P. Team., **1996**, Magnetic anomalies of the arctic and north atlantic oceans and adjacent land areas, *Geological Survey of Canada*,

Vielzeuf D. et Kornprobst J., **1984**, Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites, *Earth and Planetary Science letters*, vol. 67, pp. 87-96.

Vissers R.L.M., Drury M.R., Hoogerduijn E.H., Spiers C.J. et Van der Wal D., **1995**, Mantle shear zones and their effect on lithosphere strength during continental breakup, *Tectonophysics*, vol. 249, pp. 155-171.

W

Wernicke B., **1985**, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, vol. 22, pp. 108-125.

Wernicke B. et Burfiel B.C., **1982**, Modes of extensional tectonics, *J. Struct. Geol.*, vol. 4, pp. 105-115.

White R. S. et McKenzie D., **1989**, Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, vol. 94, pp. 7685-7729.

Whitmarsh R. B., Avedik F. et Saunders M. R., **1986**, The seismic structure of thinned continental crust in the northern Bay of Biscay, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 86, pp. 589-602.

Whitmarsh R. B., Miles P. R. et Mauffret A., **1990**, The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-I. Crustal structure at 40°30'N., *Geophys. J. Int.*, vol. 103, pp. 509-531.

Whitmarsh R. B. et Sawyer D.S., **1996**, The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes, *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, vol. 149, pp. 713-733.

Whitmarsh R.B., Beslier M.O., Wallace P.J. & Shipboard Scientific Party, **1998**, Initial Reports of the Ocean Drilling Program of the Leg 173, Texas, 173.

Winnock E., **1971**, Géologie succincte du Bassin d'Aquitaine (contribution à l'histoire du Golfe de Gascogne), in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, edited by Institut Français du Pétrole, vol. I, pp. IV.I-1 à IV.I-30, Edition Technip., Paris.

Winnock E., **1973**, Exposé succinct de l'évolution paléogéologique de l'Aquitaine, *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 7, pp. 5-12.

Z

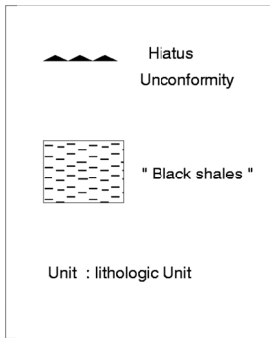
Ziegler P.A., **1975**, North sea basin history in the tectonic framework of north-western Europe., in *Petroleum and the continental shelf of north west europe*, edited by A.W. Woodland, vol. 1, pp. 131-149, Applied science publishers.

Ziegler P.A., **1978**, North-western Europe : Tectonics and basin development, *Geologie en Mijnbouw*, vol. 57, pp. 589-626.

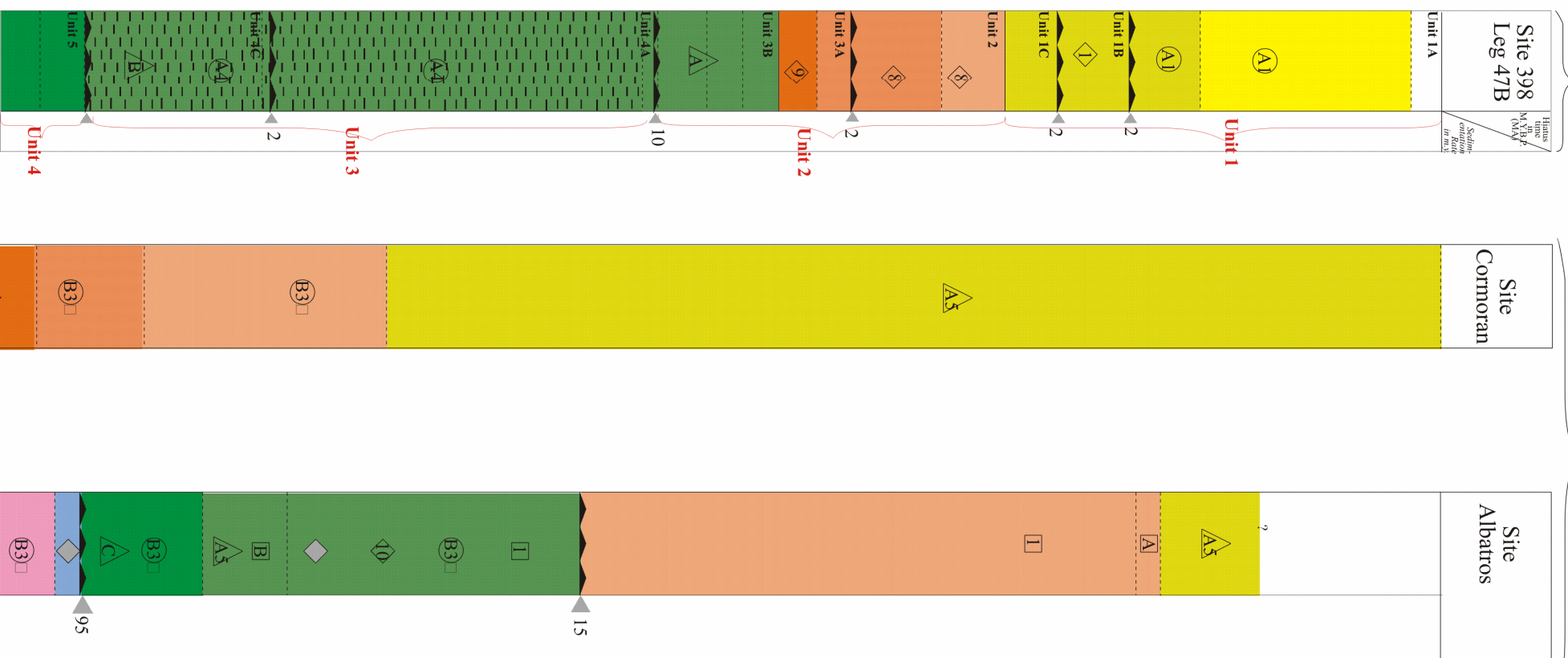
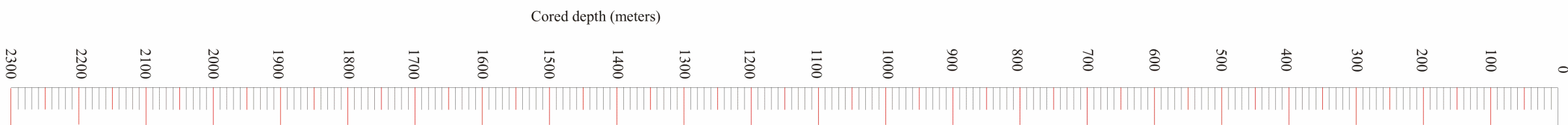
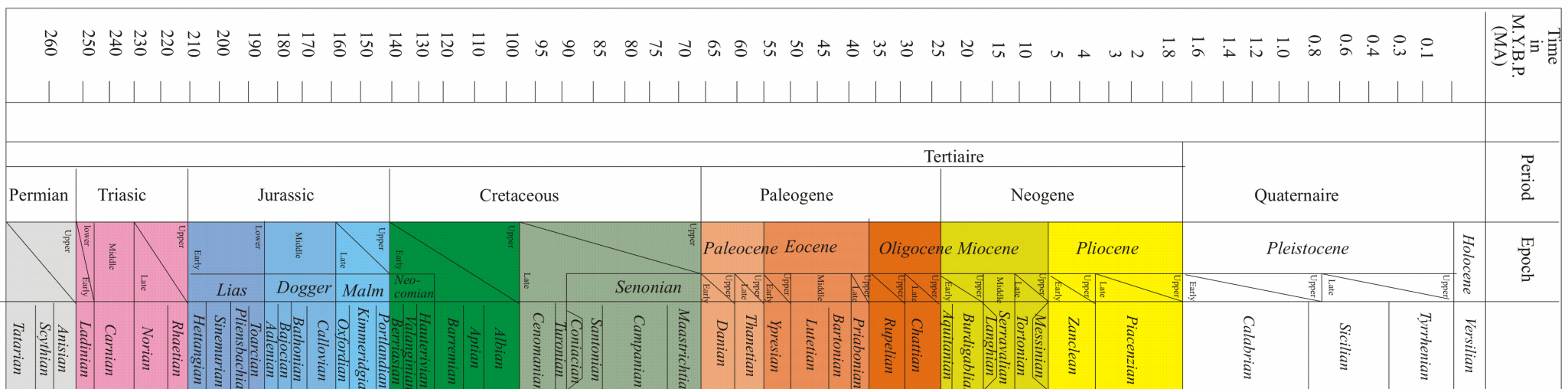
Ziegler P.A., **1982**, Geological atlas of western and central Europe, pp. 285-289, Shell Internationale Petroleum, Netherlands.

Annexes

Légende des forages



(A): ooze and mud	(A1): Nannofossil ooze
	(A2): Marly nannofossil ooze
	(A3): Marly foraminifer-nannofossil ooze
	(A4): foraminifer-nannofossil ooze
	(A5): Marly calcareous ooze
	(A6): Calcareous mud
	(A7): Calcareous ooze
(B): Clays	(B1): nannofossil clay
	(B2): glauconie clay
	(B3): Calcareous clay
(C): Silts	
(D): Sand	
□ Limestone	1: calcareous limestone
	2: Soft limestone
	3: Carbonaceous limestone
	4: Marly limestone
	5: Silicified limestone
◇ Chalk	1: Nannofossil Chalk
	2: Marly Nannofossil Chalk
	3: Marly foraminifer nannofossil chalk
	4: Foraminifer nannofossil chalk
	5: Siliceous chalk
	6: Siliceous nannofossil Chalk
	7: Siliceous marly nannofossil chalk
	8: Siliceous marly chalk
	9: Marly chalk
	10: Calcareous chalk
	11: Nanno calcareous chalk
	12: Carbonaceous marly calcareous chalk
◆ Dolomite	
A: Boundstone	
B: Grainstone	B1: Calcareous grainstone
△ Siliciclastic	
A: Mudstone	A1: Siliceous Mudstone
	A2: Carbonaceous mudstone
	A3: Calcareous Mudstone
	A4: Organic Shale
	A5: Indurated clay
	A6: Altered and recrystallized red clays
B: Sandstone	B1: Soft carbonate sandstone
	B2: Calcarenites
C: Conglomerat	



Unités acoustiques et formation sismique

Unités lithologiques = unités stratigraphiques (Unit 1, Unit 2, etc...)

formation de type " Black Shales"
marnes noires caractéristiques de l'abo-aptien

Hiatus d'après les logs des taux de sédimentation estimés.
2 Durée du hiatus

10 m taux de sédimentation estimé

- roches calcaires
 - sédiments meubles
 - craie
 - roches siliciclatiques
- Les symboles, caractérisant la composition sédimentaire, sont expliqués plus en détail dans la légende (la nomenclature anglaise a été conservée).

Figure : Forages du golfe de Gascogne et des régions voisines. les logs sont rapportés par rapport à l'épaisseur des unités stratigraphiques. Les âges, les durées des hiatus, la composition, le noms des unités lithologiques et le noms des formations sismiques sont reportés sur les logs. Les références proviennent des revues DSDP 48, 12, 47B et 80.

Marge des Entrees de la Manche

Domaine central du Golfe de Gascogne

Marge de l'eperon de Goban

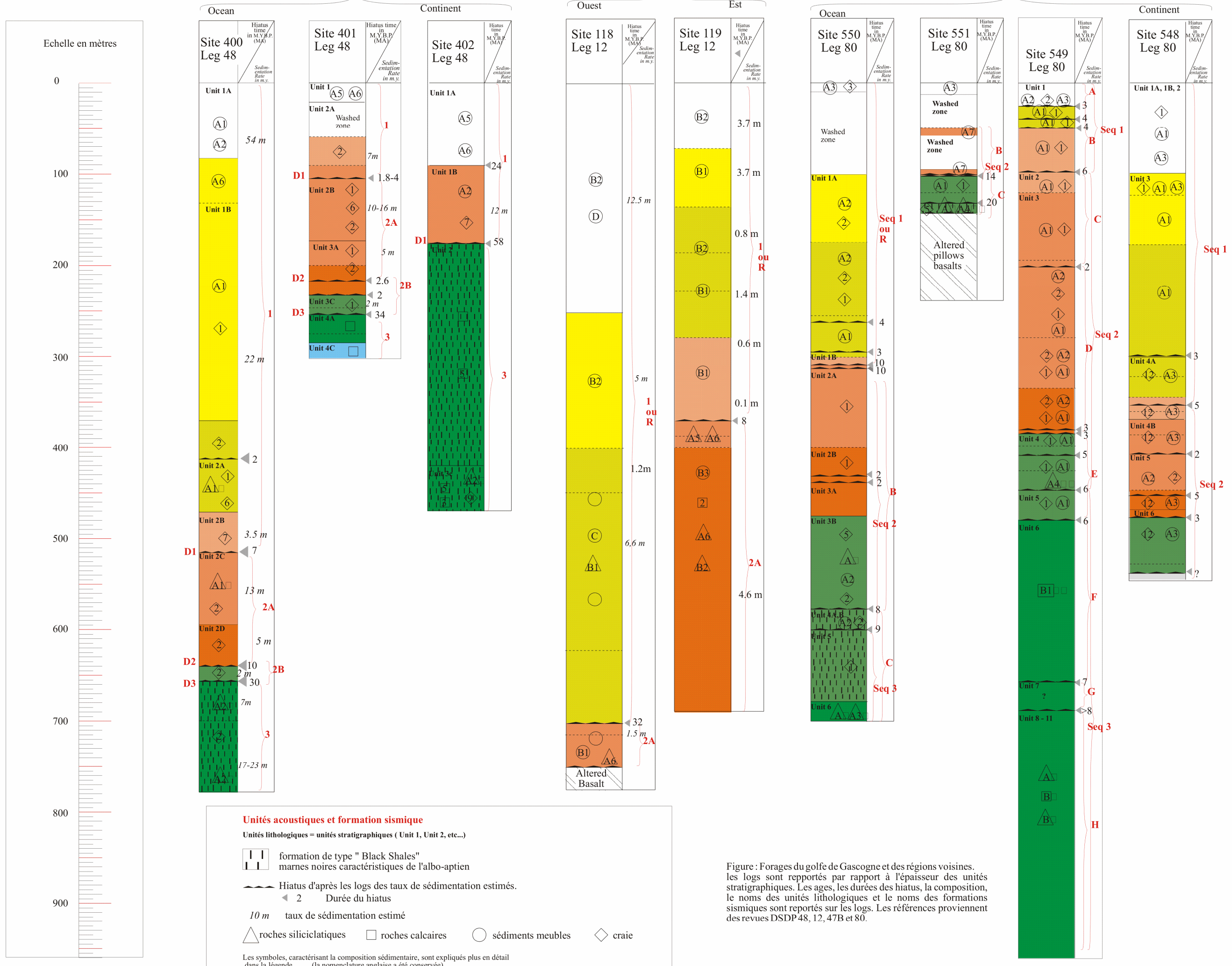
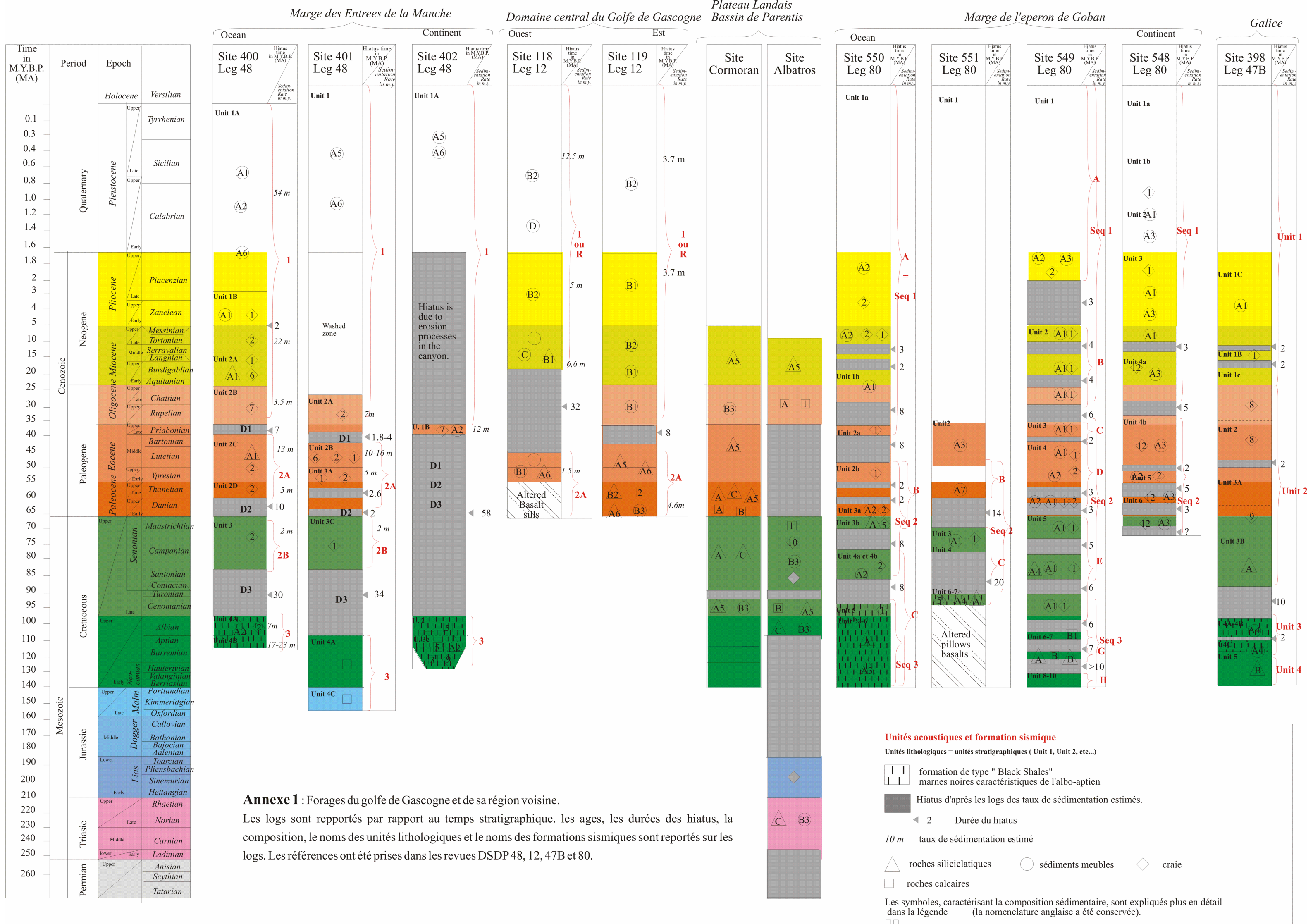


Figure : Forages du golfe de Gascogne et des régions voisines. les logs sont rapportés par rapport à l'épaisseur des unités stratigraphiques. Les ages, les durées des hiatus, la composition, le noms des unités lithologiques et le noms des formations sismiques sont reportés sur les logs. Les références proviennent des revues DSDP 48, 12, 47B et 80.



Marge des Entrees de la Manche

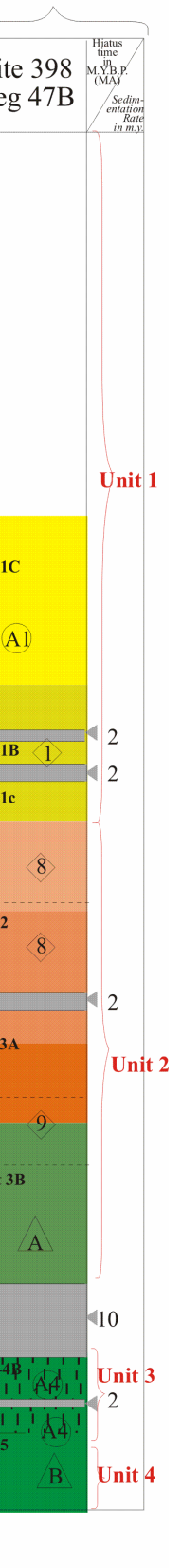
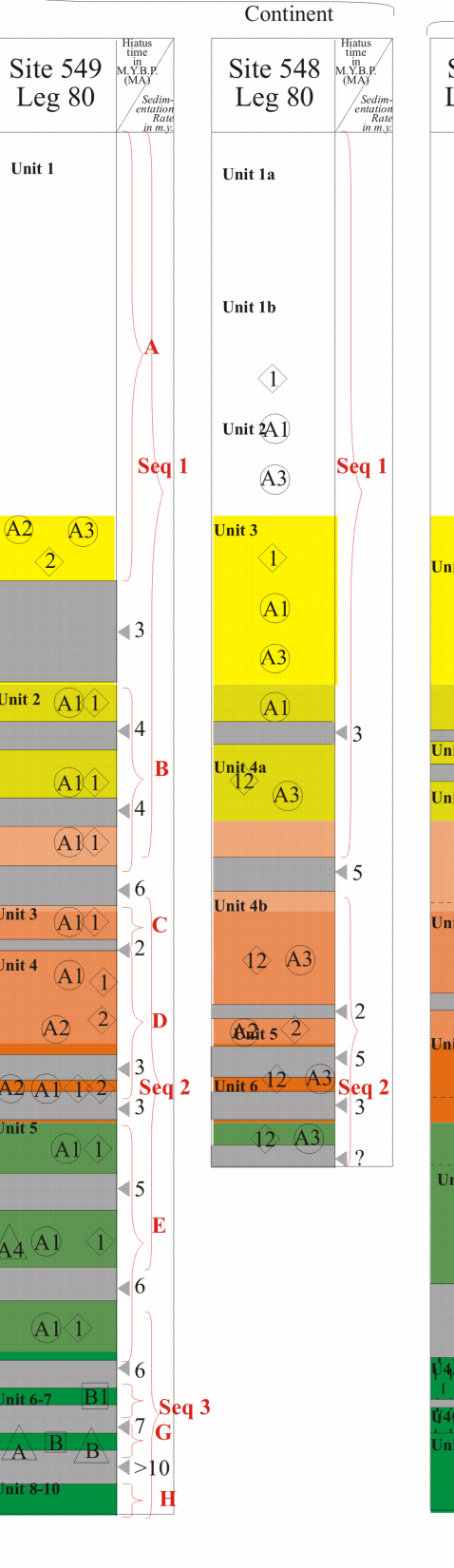
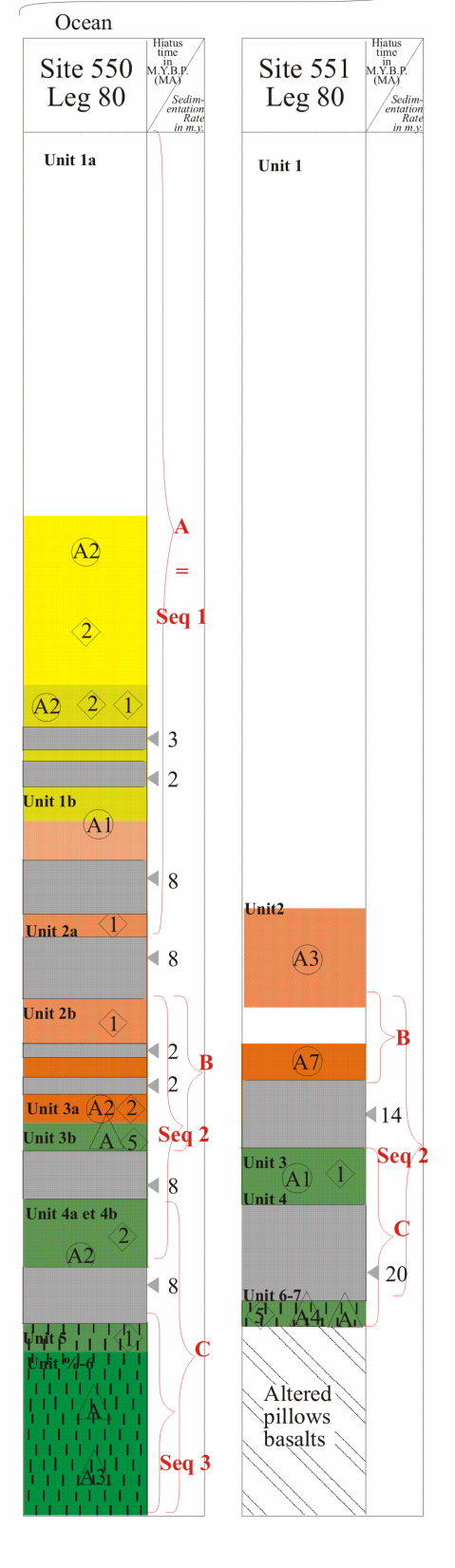
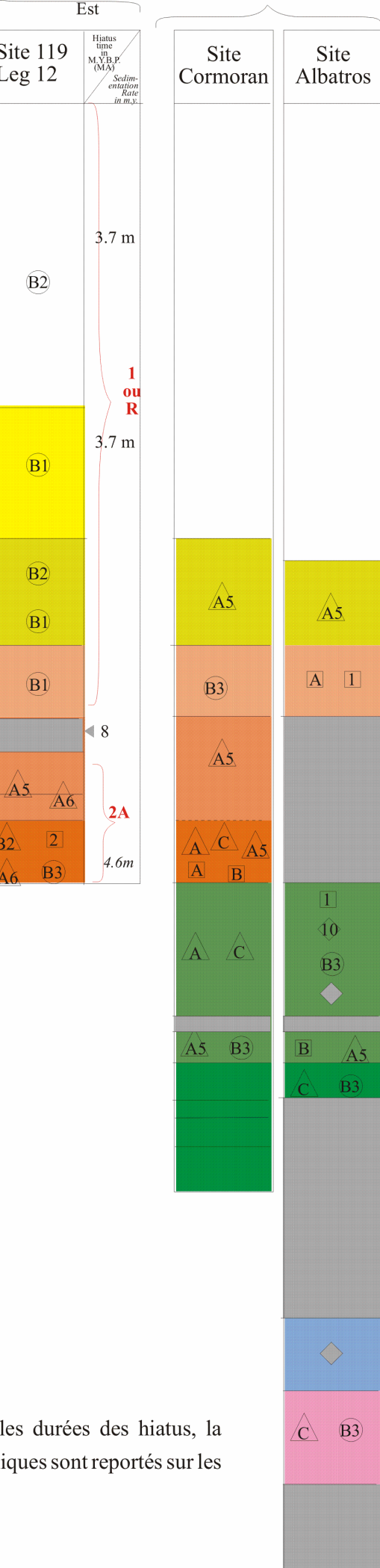
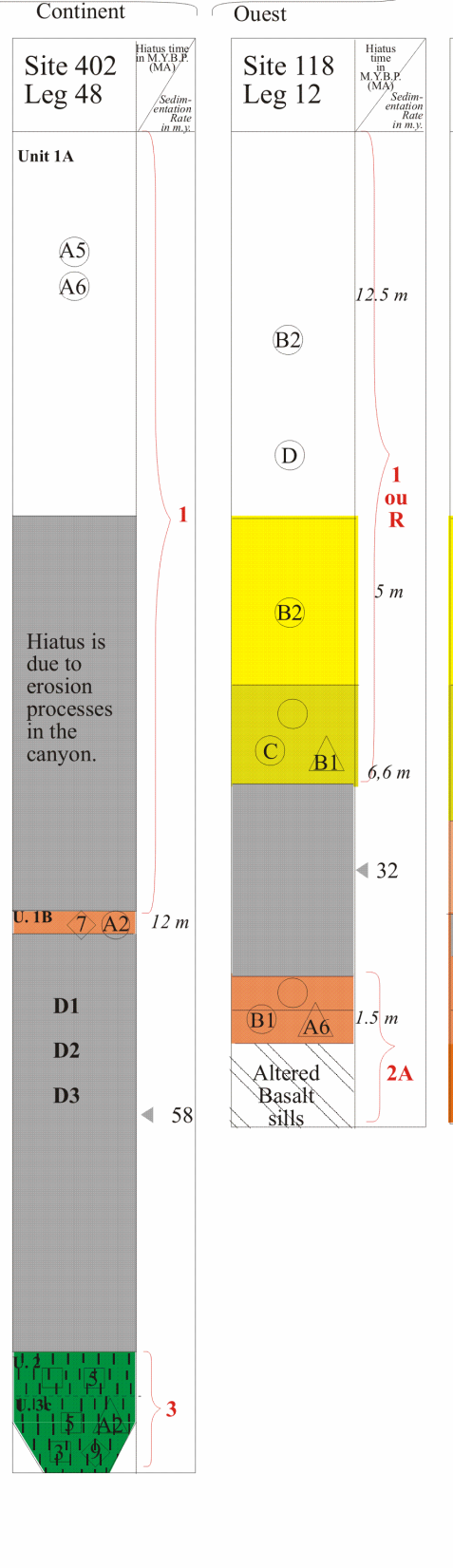
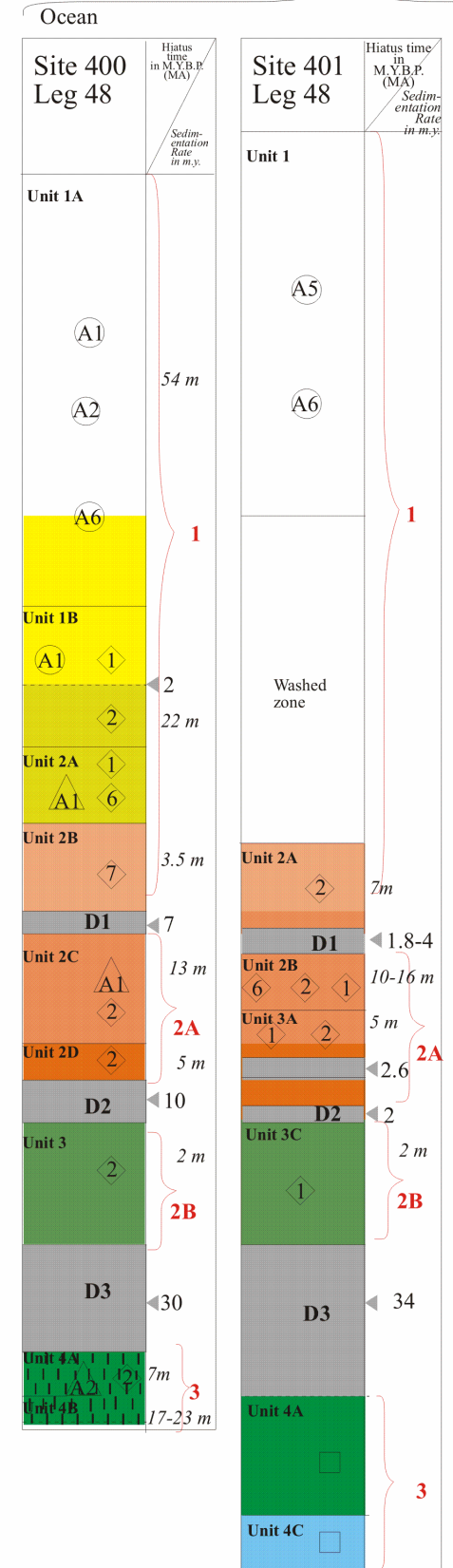
Domaine central du Golfe de Gascogne

Plateau Landais

Marge de l'eperon de Goban

Galice

Time in M.Y.B.P. (MA)	Period	Epoch	
0.1 - 0.3	Quaternary	Holocene	
0.3 - 0.6		Pleistocene	
0.6 - 1.8			
1.8 - 2.0	Neogene	Piacenzian	
2.0 - 3.0		Pliocene	
3.0 - 5.0			
5.0 - 10.0		Miocene	
10.0 - 15.0			
15.0 - 20.0			
20.0 - 30.0		Oligocene	
30.0 - 35.0			
35.0 - 40.0			
40.0 - 65.0		Paleogene	Eocene
65.0 - 70.0	Paleocene		
70.0 - 75.0			
75.0 - 100.0	Cretaceous		
100.0 - 110.0			
110.0 - 135.0			
135.0 - 150.0	Jurassic	Jurassic	
150.0 - 160.0		Triassic	
160.0 - 200.0			
200.0 - 250.0		Permian	
250.0 - 260.0			



Unités acoustiques et formation sismique

Unités lithologiques = unités stratigraphiques (Unit 1, Unit 2, etc...)

formation de type " Black Shales" marnes noires caractéristiques de l'albo-aptien

Hiatus d'après les logs des taux de sédimentation estimés.

2 Durée du hiatus

10 m taux de sédimentation estimé

roches siliciclatiques sédiments meubles craie

roches calcaires

Les symboles, caractérisant la composition sédimentaire, sont expliqués plus en détail dans la légende (la nomenclature anglaise a été conservée).

RESUME

La formation et l'évolution de la Marge continentale passive Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn sont fortement liées à l'ouverture du golfe de Gascogne et à la formation des Pyrénées. L'étude des structures tectono-sédimentaires, calées aux forages profonds DSDP et pétroliers, ainsi que l'étude de leurs prolongements dans les domaines émergés adjacents (Bassin de Parentis et les bassins de la Manche), ont permis de montrer l'évolution spatio-temporelle de la couverture sédimentaire. Un polyphasage tectonique lors du rifting et deux phases compressives pyrénéennes ont été identifiés. Des événements tectono-sédimentaires *catastrophiques* auraient affectés la marge à la fin du rifting. Le Bassin Armoricaïn serait un bassin sédimentaire jeune, ayant toutes les caractéristiques structurales d'une zone de Transition Océan/Continent effondrée à la fin du rifting ou lors de l'initiation de l'accrétion océanique. L'étude des structures crustales a permis de connaître la géométrie de la marge : la distance domaine océanique/domaine continental non-aminci est constante le long de la marge ; l'amincissement crustal s'effectue exclusivement sous l'étroite pente continentale, inférieure à 50 km de large ; les blocs basculés, situés au pied de la pente, ont un rôle mineur dans les processus d'amincissement crustal. Les modèles géodynamiques actuels d'une marge passive n'expliquent pas la géométrie de la Marge Nord Gascogne. Or cette géométrie, similaire à celle du Bassin de Parentis, n'est pas atypique ; nous pensons que l'amincissement est induit par d'autre processus géodynamique que l'extension pure.

ABSTRACT

The formation and the evolution of the North Biscay Margin are highly linked to the opening of the Bay of Biscay, the North Atlantic Ocean and the formation of the Pyrenean. The new compilation of old and new seismic data (reflection and refraction), in correlation with results of deep drillings and continental studies (for instance on Parentis Basin and Western Approaches Basin), enabled us to define the evolution (in time and space) of the sedimentary cover; construction of regional time and depth structure and isopach maps. Four tectonic phases are identified : two during the rifting (upper Jurassic and Aptian) and two during the pyrenean compression (upper Cretaceous/Palaeocene and Eocene). "Catastrophic" tectonic and sedimentary events have affected the margin during the end of the rifting. The 80 km wide Armorican Basin is a wide Continent/Ocean Transition zone with a substratum (layer with the velocities of 7.4-7.6 km/s), interpreted as serpentinized mantle, and covered by post-rift flat-lying sediments. This Cretaceous sedimentary basin collapses at the end of the rifting or during the initiation of the oceanic accretion. The distance between the true oceanic domain and the continental domain (not thinned) is constant along the whole margin. The crustal thinning happens exclusively under the narrow continental slope; tilted blocks, situated at the foot of the continental slope, seem to have a minor role in the processes of the crustal thinning. This geometry, similar to the geometry of the Parentis Basin, is not atypical. The current geodynamic models do not explain the geometry of the North Biscay Margin; the thinning cannot be explained by pure extension alone.