

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

SPECIALITÉ : GÉOSCIENCES MARINES

Luis Fidalgo González

La cinématique de l'Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque

Volume 1 : texte

Soutenue le **19 octobre 2001** devant la commission d'examen composée par :

M. A. PIQUÉ	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Président du jury
M. J.-L. OLIVET	Chercheur, IFREMER, Plouzané	Directeur de thèse
M. J.-P. RÉHAULT	Professeur, Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Co-directeur de thèse
M. J. BONNIN	Professeur, Univ. de Strasbourg I, Strasbourg	Rapporteur
M. R. GUIRAUD	Professeur, Univ. de Avignon, Avignon	Rapporteur
M. D. ASLANIAN	Chercheur IFREMER, Plouzané	Examineur
Mme. J. CUEVAS	Professeur, Univ. Pais Vasco, Bilbao	Examinatrice

Brest 2001

Résumé

Depuis un quart de siècle, on connaît les grands traits de l'évolution géodynamique de l'Atlantique nord et les plaques lithosphériques qui l'entourent. Cependant, dans le détail, un certain nombre de questions soulevées par les premiers modèles publiés restent encore sans réponse claire. Parmi celles-ci, il faut souligner l'existence, pour les reconstitutions cinématiques de l'Atlantique Nord, d'un problème d'ajustement entre le domaine au nord et au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland.

Le présent travail affronte ce problème à partir de l'utilisation des zones de fracture comme la donnée principale de nos reconstitutions. Nous montrons qu'elles contraignent avec précision les reconstitutions cinématiques. Elles permettent aussi d'étudier les périodes de réorganisation cinématique à l'échelle des océans ainsi que leur durée.

Les reconstitutions réalisées sur ces bases confirment l'existence de discontinuités de différent ordre dans l'ajustement cinématique, la principale étant la ride Faeroe-Islande-Groenland. Les données géologiques nous permettent d'expliquer ces discontinuités par des phénomènes de déformation intraplaque. Notre modèle présente une amorce de chronologie de cette déformation et donne une idée de son ampleur. Outre l'existence connue des phénomènes de déformation intraplaque compressifs, ce modèle envisage l'existence sur le plancher océanique de phénomènes distensifs intraplaque à l'ouest de l'Ibérie.

Un de résultats les plus remarquables concernant les réorganisations des mouvements relatifs des plaques est la confirmation de l'arrêt de la convergence générale entre l'Afrique et l'Europe entre les anomalies C31 et C24.

Finalement, ce modèle propose une nature mixte (continentale et océanique) pour le plateau Rockall, à l'instar d'autres plateaux océaniques sur l'Océan Indien.

Remerciements

Cette thèse a officiellement un auteur, moi. On dira : “c’est la thèse de Luis Fidalgo” et après on ajoutera : “Elle est bien” ou “Ce travail ne vaut pas grande chose”. Je n’en sais rien de ce que l’on dira. Mais, je sais une chose : je ne serais jamais arrivé là par mes propres et uniques moyens. Bien évidemment, dans cette thèse il y a beaucoup d’efforts, beaucoup de temps, beaucoup de pertes, beaucoup de doutes et d’angoisses qui me sont propres. Mais dedans, il y a aussi la sueur, la peur et des morceaux de vie d’autres personnes. Certaines d’entre elles m’ont aidé par responsabilité morale, d’autres (exceptionnelles) par intérêt, d’autres par solidarité, les plus nombreux par simple amitié. Il y a aussi ceux —rars heureusement— qui m’ont mis de battons dans les roues. Mais, dans ces moments finaux où le ciel se dégage et où ma vie reprend, je n’ai pas envie de penser à ces derniers. Il vaut mieux dédier ces premières pensées soulagées à tous ceux qui m’ont aidé, soutenu, bercé, corrigé, appris, aimé, guidé, nourri, soigné, encouragé et fait confiance. J’essaie ici de leur rendre hommage, tout en sachant que ce n’est pas avec ces quelques pages que je pourrais restituer la valeur de ce que j’ai reçu. À toutes et à tous, et plus particulièrement à María Esther Pita, à Daniel Aslanian et à Jean-Louis Olivet, je dédie humblement ce travail.

Anecdote

Un jour, Pascal Pelleau est arrivé dans mon bureau et il m’a offert un grand sourire, une tablette de chocolat (72% cacao) et un tube de comprimés de vitamine C.

Cité en vers libres

Lieu de vie,
cité de rencontres.
Javier Tomás, Marta Zomeño, Daría Terrádez
l’esprit de la découverte
des premiers temps brestois,
Ronan Ar Guen, Stéphane Queau, Gilles Premel-Cabic
années phares
d’intégration
et association,
María Esther Pita, Saleta Dios, Carolina Lanchas, Isabel Pan

venues de la Galice
âmes proches
cœurs amis,
Carmen Quiñones
un nouveau monde
si tôt disparu,
Anke Jaspers
esprit torturé mais ami,
Silvia Ossorio
cœur fragile caché
derrière une tasse de chocolat,
Sylvain Le Gall, Emma Bello
passerelle entre deux mondes si proches,
Iakes Olaizola
le retour aux racines.
Cité de rencontres,
lieu de vie.
Merci,
pour tant.

Classiques sans classer

Toute aventure a un début. Celle qui m'a amené ici, a commencé à Bilbao dans le bureau de José María "Txema" Tubía. J'ai lui exprimé le désir de faire une thèse, et en moins d'une semaine —je m'étais décidé un peu tard et il n'avait plus de temps— il m'a fourni un dossier avec sujet, tuteur, laboratoire d'accueil (en France !), et tout, et tout. Je n'avais qu'à ajouter mon C.V. et aller à l'entretien bien rasé. Bien que beaucoup de choses ont changé depuis (tuteur, sujet et laboratoire), ça n'a jamais été de sa faute. Merci beaucoup, Txema.

Lorsque l'on ne peut se déplacer sans contrainte, être dans un pays tout en gardant un pied dans un autre est un exercice difficile. Julia Cuevas a été ma liaison avec l'Université du Pays Basque pendant ces années. Merci aussi pour avoir suivi mes pas hésitants.

Je n'est pas oublié qu'en arrivant à Brest, j'ai pu dormir tranquille parce que Joël Rolet m'avait cherché un logement à la Cité Universitaire.

J'ai eu la chance d'embarquer trois fois. Ces expériences inoubliables (qu'est-ce que ça peut bouger un bateau parfois !) je les dois à Jean-Pierre Réhault. En outre, il a passé pas mal de temps à enlever les fautes de français de mon manuscrit.

Pendant les années thèse, j'ai eu l'occasion d'écouter, discuter, écouter encore et beaucoup apprendre d'un grand nombre de personnes dans les coins café, les coins de rue et

les coins du laboratoire. Bien évidemment, je n'arrive pas à me souvenir de tous. Je cite entre autres : Gérard Auffret (sur les forages et autres carottes), Julia Cuevas (sur la tectonique des Bétiques et le bassin Basque-cantabrique), Armand Galdeano (sur le magnétisme), Luis Matias (sur les méthodes de reconstitution cinématique), Saverio Sioni et Isabelle Thinon (sur la réflexion sismique), Juan Baztán et Marina Rabineau (sur les rapports entre la science et l'être humain qui la fait *lato sensu*) et Daniel Aslanian et Jean-Louis Olivet (sur tout ça et beaucoup plus !).

Un travail comme ceci se fait aussi avec des collaborations. J'ai travaillé avec Isabelle Thinon sur les profils de réflexion sismique du golfe de Gascogne en vue de reconnaître la déformation existante. Luis Matias est quelqu'un dans cette thèse : il est le créateur du logiciel PLACA, une grande partie des calculs cinématiques réalisés et plus de la moitié des figures ici présentées ont été réalisées avec cet outil. L'évolution cinématique entre l'Afrique et l'Europe avait été étudiée en partie avec Saverio Sioni. Daniel Aslanian et, bien évidemment, Jean-Louis Olivet ont participé à la plupart de ces débats.

Pendant plusieurs semaines, chacun à son tour, j'ai squatté les ordinateurs (et les bureaux qui vont avec) de Daniel Aslanian, Johana Lofi, Mary Moulin et Hélène Ondreas. Je les remercie pour leur gentillesse.

“Le Canard Enchaîné”, “les Papous dans la tête”, “les Décraqués”, Daniel Aslanian, Jean-Louis Olivet, Marina Rabineau... vos amusements oulipistes, vos contrepèteries, vos jeux de mots haletants, votre amour de la langue française a été toujours source de plaisir et d'apprentissage pour moi. Raymond Queneau a inspiré le style de ces “Remerciements”.

J'ai une pensée pour Daniel Carrée et Serge Monti, un dessinateur et un cartographe d'une autre époque. Cette phrase, qui peut paraître ambiguë, est un compliment dans mon esprit.

Une autre aussi à la santé de David Needham : un jour, près de sa retraite, il s'est libéré de je ne sais pas quel poids et on a découvert un homme attachant.

Sans raison particulière et pour beaucoup de raisons, je tiens à saluer la générosité de son temps, la disponibilité et la patience de Benoît Loubrieu, Hervé Nouzé et Pascal Pelleau.

Michel Voisset m'a trouvé un bon petit “Mac” pour écrire presque tout. Il a toujours fait attentif à ce que j'aie les moyens nécessaires pour pouvoir travailler correctement. Merci, Michel.

Un laboratoire ne fonctionne pas sans le travail dans l'ombre de toutes et tous ce qui ne sont pas “cadres-chercheurs” mais “techniciens” : secrétaires, archivistes, administratives et informaticiens. Je tiens à les saluer. Je pense particulièrement à ceux qui m'ont été proches : Martine Morvan, Pascal Pelleau, Jacqueline Quentel, Élisabeth “Babette” Savoye, Michèle Stéphan et Nicole Uchard. Je me souviens aussi de Gisèle Quentel.

Je tiens à remercier les cerbères de l'IFREMER : Jean-Claude Boussouffara, Philippe Fernagu, Claude Fournier et Marc Gillier pour les longues discussions à l'entrée qui écourtaient mes journées de travail. Et pour celles de la sortie où je risquais de rater le dernier bus. Et pour le reste.

Il y a des expériences qui ne s'oublient pas. J'ai pu connaître le goût de la voile grâce à Ralf Krone et Saverio Sioni. J'ai fait mes "premiers pas" en kayak de la main de Daniel Aslanian, Jean-Louis Olivet et Marina Rabineau : particulièrement, la balade qu'on avait fait tous les quatre dans l'aber Idult reste, dans mon esprit, une de plus belles journées de ma vie. Je dois à Laure Gilg-Capar avoir réalisé mon rêve d'enfance : "piloter" un avion.

Enfin, je tiens à remercier infiniment M. Camus, directeur de la Cité Universitaire de Kergoat, pour sa volonté à trouver toujours des solutions aux problèmes de logement des étudiants : sa compréhension m'a évité de dormir "à la belle étoile" quelques fois...

Définition "petit Robert"-ienne

LITOTE. *n.f.* (1521 ; bas lat. *litotes*, mot gr. "simplicité"). Figure de rhétorique qui consiste à atténuer l'expression de sa pensée pour faire entendre le plus en disant le moins.

Un exemple : "ma mère".

Gastronomique

J'ai frissonné, j'ai cramé, j'ai brûlé. La thèse m'en cuisait. Ça chauffait !

Et un jour il est apparu dans la cantine ifremerienne (où l'on mange si mal). Hybride de salade nîmoise et choucroute alsacienne, infusé de thé arménien et saupoudré (malgré lui) de sauce anglaise (en poudre, *of course*, c'est les nouvelles normes d'hygiène européenne), le plus extraordinaire camembert est rentré dans mes habitudes alimentaires. Depuis, rien n'a eu ni le même goût ni la même odeur.

Il a mis au four des cartes au chocolat. Il a gratiné des desserts aux olives. Il a GMiTonné des bons petits logiciels "faits maison". Il m'a apporté à table des corrections de boeuf à la française bien mijotées, bien faites sur le fond et sur la forme. Ma cuisine n'a pas de secrets pour lui (à force d'avoir surveillé, goûté et amélioré toutes mes recettes). Il m'a offert du soutien pur beurre, de l'amitié au vin blanc et aux aromates, des conseils épiciés. Souvent, si j'ai eu de quoi faire bouillir la marmite, c'était aussi grâce à lui. Le spectacle de l'injustice et l'égoïsme fait bouillir son sang en colère. Ce dur à cuire avec une truffe en guise de cœur, ce grand cuisinier, grand géologue et protecteur des veuves et des orphelins, ce grand homme, c'est Daniel Aslanian. Je veux lui faire une ome(rici)lette espagnole.

Géomètre ensemblier

Considérez un parallélépipède rectangle T , immobile, de dimensions variables, de surface plane et de nature diverse (*herbe, boue, gravillons, etc.*). Ce parallélépipède est subdivisé par une série de lignes blanches orthogonales qui délimitent les différents espaces où les événements vont avoir lieu. Deux structures symétriques B et B' se lèvent, l'une en face de l'autre, au centre des côtés courts de T . Elles ont un dessin particulier qui forme avec le sol deux nouveaux parallélépipèdes rectangles, de dimensions fixes, orthogonales au parallélépipède rectangle T .

Sur T , considérons l'ensemble N des coéquipiers et l'ensemble M de joueurs adverses. Chaque ensemble, dont les onze éléments sont facilement reconnaissables par leurs tenues colorées caractéristiques, occupent initialement un demi-terrain. Un troisième ensemble A , composé par trois éléments identifiables par leur costumes noirâtres, juge l'adéquation des gestes des homoïdes de N et M à un code précis et connu de tous (*plus ou moins*). Un ensemble (*fort peu nombreux*) S attend aux alentours de T la suite des événements. Une calotte sphérique b , dont la surface présente un nombre variable des dessins hexagonaux et pentagonaux, est le centre de l'affaire.

Une fois la partie débutée, les ensembles N , M , A et même la calotte sphérique b perdent son positionnement initial et passent leur temps à décrire des mouvements de va-et-vient entre les deux structures symétriques B et B' . La nature exacte de ces déplacements n'a pas pu être décrite mathématiquement. Après un certain temps t , les déplacements de tous les éléments se trouvant sur T sont stoppés par un bruit strident émis par un des éléments de l'ensemble A . À cet instant, les zazous de l'ensemble N ou M qui ont réussi à introduire plus de fois la calotte sphérique b dans le parallélépipède rectangle B (ou B') situé sur le demi-terrain adverse, subissent des impulsions de promiscuité, ainsi que des convulsions et d'autres spasmes qui les forcent à lever les bras vers le haut. Des cris et des hurlements peuvent accompagner ces manifestations pathologiques. (Il faut dire que nous avons été assez souvent immunisés contre ces "manifestations pathologiques".)

Merci à Daniel Aslanian et Pascal Pelleau pour m'avoir appris le peu sur le foot que je connais. Grand merci à André "dédé" Ogor et Christian Gac pour avoir été mes ambulanciers chaque fois que je finissais le match dans la salle d'urgences de La Cavale Blanche. Merci à eux et aussi merci à Gérard "la tour" Bodenes, François "Fanch" Cueff, Ricardo Da Silva, Philippe "la barrière" Fernagu, Nicolas "Nico" Lacotte, Gilles Lericolais, Benoît Loubrieu, Mohamed "Momo" Sahabi, Bruno "Rase-motte" Savoye, et tous les autres pour les soirées inoubliables sous le crachin breton et le vent de l'ouest, piétinés dans la boue par des

adversaires toujours plus forts, plus rapides, plus performants... dans les deux premières mi-temps. (La troisième était à nous !)

Informatique

```
% Ifidalgo > cd Aide_Informatique
```

```
% Aide_Informatique > ls
```

Adobe-Illustrator	GMT
Macintosh	PLACA
Problemes—generaux	Programmation
Traitement_sismique	UNIX

```
% Aide_Informatique > ls *
```

```
Adobe-Illustrator :
```

Daniel.Aslanian	Mary.Moulin	Marina.Rabineau	Marina.Rabineau%
-----------------	-------------	-----------------	------------------

```
GMT :
```

Daniel.Aslanian	Daniel.Aslanian%
-----------------	------------------

```
Macintosh :
```

Daniel.Aslanian	Michel.Voisset
-----------------	----------------

```
PLACA
```

Luis.Matias	Luis.Matias%
-------------	--------------

```
Problemes—generaux :
```

Daniel.Aslanian	Daniel.Aslanian%	Eric.Hardy
Pascal. Pelleau	Pascal.Pelleau%	Michel.Voisset

```
Programmation :
```

Daniel.Aslanian	Daniel.Aslanian%	Paul.Beuzart	Luis.Matias
Pascal.Pelleau			

```
Traitement_sismique :
```

Jacques.Begot	JP.LeFormal	Hervé.Nouzé
---------------	-------------	-------------

```
UNIX :
```

Daniel.Aslanian	Pascal.Pelleau
-----------------	----------------

```
% Aide_Informatique > Merci */*.*
```

Juridique

Les magistrats :

— M. Daniel ASLANIAN, Chercheur à l’Institut Français pour la Recherche et l’Exploitation de la Mer, ayant la charge d’examiner ce travail.

— M. Jean BONNIN, Professeur à l’Université de Strasbourg et rapporteur de la thèse ici présentée ;

— Mme. Julia CUEVAS, Professeur à l’Universidad del Pais Vasco (Euskal Herriko Unibertsitatea), et également examinatrice ;

— M. René GUIRAUD, Professeur à l’Université d’Avignon, ayant le rôle de rapporteur ;

— M. Jean-Louis OLIVET, Chercheur à l’Institut Français pour la Recherche et l’Exploitation de la Mer, et directeur scientifique de ce travail ;

— M. Alain PIQUE, Professeur à l’Université de Bretagne Occidentale, et président du jury ;
et

— M. Jean-Pierre REHAULT, Professeur à l’Université de Bretagne Occidentale, et responsable, vis-à-vis de l’administration universitaire, du doctorant ;

ont accepté de juger la thèse intitulé “*L’évolution de l’Atlantique Nord : la question de la déformation intraplaque*” présentée par le candidat Luis FIDALGO GONZALEZ en vue de l’obtention du diplôme de Docteur (spécialité en Sciences de la Terre) de l’Université de Bretagne Occidentale. Le postulant apprécie en sa juste valeur les efforts accomplis par les juges pour étudier le dossier et remercie, également, leur impartialité et les critiques constructives émises.

“Les Papous dans la tête” (émission de France Culture, un dimanche quelconque)

(Composer un récit employant les mots : cadenas, chanson tzigane, dentifrice, exprès, frissons, gloussements, imperturbable, moulin, portefeuille, ternaire. Temps de préparation : 25 minutes)

“Je me trouvais un “sombre dimanche à Budapest” (chanson tzigane) perdu dans les ruelles de l’ancienne ville. Ni la splendeur des églises, ni la magnificence des palais aristocratiques, ni le frissons aux doigts à la contemplation de la maison natale de Franz Liszt, ni même la frêle beauté granitique de Sissi Impératrice qui résistait, imperturbable et sans une ride, le pas du temps et les inclémences météorologiques, pouvait me faire oublier deux faits

terribles : j'étais perdu, et je ne parlais pas ni hongrois ni allemand. Non. Quatre faits terribles : j'avais faim aussi et je n'avais pas d'argent. (*J'ai oublié dire que j'avais perdu mon portefeuille.*) Si, au moins, j'avais eu une carte American Exprès, j'aurais pu l'agiter bien en vue et une jeune hôtesse avec une casquette bleue et un grand sourire digne d'une annonce de dentifrice serait apparue pour résoudre mes problèmes sous un fond musicale ternaire : une valse sûrement bien qu'on n'était pas à Vienne. J'ai regardé une énième fois mes poches : la clé du cadenas de mon vélo (*le vélo était à 3000 km, mais bon, j'avais la clé*), quelques pièces sans valeur, un mouchoir en papier et une photo froissée d'une vieille soirée passée avec des amis brestois. Un grand sourire, comme il y en a peu dans le monde, campait au centre de la photo. Sacrée Mary Moulin ! Je me suis souvenu de ses gloussements de satisfaction, trop râleuse pour l'être vraiment, trop grand cœur. Je n'ai pas oublié les fois où elle m'avait pris la main pour me tirer d'autres très sombres dimanches, cette fois-ci, à Brest. J'ai souri. J'avais trouvé mon hôtesse sans besoin d'American Express."

Lettre officielle

Madame, Monsieur,

J'ai l'honneur de vous informer des faits suivants dont j'ai été le bénéficiaire. Pendant mon stage de DEA et postérieurement pendant une grande partie de la durée de mon doctorat, j'ai été accueilli au sein du laboratoire "Lithosphère" (actuellement laboratoire de "Géodynamique et Géophysique") du département de Géosciences Marines (Direction de Recherches Océaniques) de l'Institut Français pour la Recherche et l'Exploitation de la Mer (IFREMER) à Plouzané. En ses murs, j'ai eu à ma disposition les données et les moyens techniques nécessaires à ce travail. La rédaction de ma mémoire a pu être achevée, dans le calme monacal des locaux de l'Unité Mixte de Recherche 6538 de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (Université de Bretagne Occidentale) à Plouzané. Ce travail a pu être mené à bien grâce à l'attribution d'une bourse (BFI93.048) du Gouvernement Régional Basque (Espagne).

J'ajouterais à ce bref récit cet addendum : mes rapports avec les différentes administrations n'ont pas été toujours simples. Diverses personnes ont eu la tâche de régler ces mésententes : Chantal Le Bris, Philippe Moal et Nicole Uchard au sein de l'IFREMER, Jean-Pierre Réhault dans l'université. Jean-Pierre Réhault et également Henri Bougault, Louis Géli et Martine Morvan m'ont soutenu, dans la mesure de leur possible, face à des réglementations contraignantes.

Étant donné ces conditions, je vous prie de bien vouloir, Madame, Monsieur, de remercier de ma part les institutions et les personnes physiques nommées ci-dessus.

Dans l'attente de votre réponse, veuillez agréer, Madame, Monsieur, l'expression de mes sentiments les plus sincères.

Maîtres Adobedi

À mes faiseurs d'illustrations, ma reconnaissance, j'exprime. De cette thèse, une bonne partie des dessins, au propre, ils ont mis. Daniel Aslanian, Christine Fouchet, Mary Moulin et Marina Rabineau : dans les annales d'Art Contemporain, ne restera (probablement) pas, votre nom ; mais, un grand service, vous m'avez rendu.

Marine (impressionniste)

Les jours de mer plate ensoleillés où nous allions, avec Jean-Louis et Daniel, pagayer heureux comme des enfants et on riait parce que je n'étais pas capable de tenir un cap droit. Les jours où, complices, on rentrait et on sortait du port en cachette, sans permis. Les jours de clapot où on a ramé aussi, de concert, vers un rivage (qui semblait si lointain !), vers la délivrance. Les jours de vagues où le remous nous éloignait, nous rapprochait et nous écartait à nouveau et on se regardait impuissants, maladroits, sans savoir comment s'en sortir. Les soirs de tempête où l'on avait peur et l'on n'osait pas émerger de nous même et l'avouer. La mer Thèse aurait été beaucoup plus inclémente, plus froide, plus solitaire si je ne t'avais pas rencontrée un jour dans un Aber quelconque. Depuis, tu fais partie de mon paysage. Merci pour avoir partagé avec moi tant de promenades, de croisières, de galères et de détresses. Merci pour avoir été là. Merci pour ton amitié, Marina Rabineau.

Ode (du Vendredi Soir)

Dans "La Frégate"

'y a pas de frelons

les vendredi soir

il y avait de réunions.

Et trois bières, deux blagues et un Picon..

Le temps passe

en pleine discussion,

une Pensée Sauvage

trop tard, oh, non !

Et trois bières, deux blagues et un Picon..

Finir, ça peut finir

n'importe comment

même, même avec

un jus d'abricon.

Et trois bières, deux blagues et un Picon..

Le petit, très petit week-end... la rencontre, le dépaysement, l'occasion de souffler un peu. Merci Daniel Aslanian, Isabelle Contrucci, Mary Moulin, Hervé Nouzé, Marina Rabineau et aussi merci Agnes Baltzer, Christine Fouchet, Marc Gutcher, Luis Matias, Jean-Louis Olivet, Christophe Richer, Mohamed Sahabi et Isabelle Thinon pour ces soirées.

Passé simple (-ment présent)

Ce fut pendant les années universitaires. Un jeune étudiant (moi) rencontra d'autres étudiant(e)s. Ils s'appelèrent Nerea Aldekoa, JoseRa Costa, Joseba Filibi, Blanca Etxeberría, Irene Manzano, Susana Torregaray et Ramón Varela. Ils partagèrent la jeunesse et l'optimisme de la vie devant soi. Ils vécurent ensemble aussi des moments difficiles. Ils devinrent amis. Après, le jeune étudiant partit vers la lointaine France pour faire une thèse. Leurs chemins divergèrent. Le temps passa. Les contacts et rencontres devinrent de plus en plus éparés. Des années après, l'étudiant (moins jeune) rentra au pays craignant avoir perdu ses ami(e)s. Il les rencontra et découvrit ému que les amis de toujours étaient toujours SES Amis. Et il ne dit rien, parce qu'il ne trouva pas de mots pour s'exprimer.

Pot-au-feu, c'est le grand jour

On dit souvent que les imprimantes tombent en panne quand on est à la bourre (par exemple, la veille du jour J). Et c'est vrai. Heureusement, Juan Baztán et Isabelle Contrucci étaient là pour transférer et imprimer ailleurs tous les fichiers. Grâce à eux, j'ai eu les transparents pour faire l'exposé de mon travail.

Dans les heures difficiles qui précèdent "le moment", Mohamed Sahabi a joué un rôle capital : il a combattu mes mouvements de panique. Il m'a aidé, avec Daniel Aslanian et Jean-Louis Olivet, à organiser les idées que je voulais exprimer.

La coutume veut qu'un pot suive les soutenances de thèse. Le "mien" a eu lieu grâce au dévouement de Daniel Aslanian, Juan Baztán, Christine Fouchet, Marie Laure Guillermic, Mary Moulin, Hervé Nouzé, Christophe Richer et Mohamed Sahabi (coordinateur).

Je remercie profondément la "société immobilière et commerciale du Minou" (Daniel Aslanian, Mary Moulin, Hervé Nouzé et Marina Rabineau) pour avoir transformé sa maison en salle de fête. Encore une fois, merci Daniel pour avoir fait à manger pour tant de monde. Nous avons passé un très beau week-end chez vous.

J'ai été touché par le geste de tous ceux qui se sont déplacés de loin pour assister à mon "accouchement" (Martine Aballea, Laure Gilg-Capar, Serge Monti, Saverio Sioni,...) et

plus particulièrement celles qui se trouvaient à l'étranger : María Esther Pita Siebert et Marina Rabineau.

Finalement, ce jour-là, j'ai reçu le plus beau cadeau que j'aurais pu espérer. Merci à tous : Martine Aballea, Daniel Aslanian, Agnès Baltzer, Juan Baztán, Isabelle Contrucci, Mary Moulin, Hervé Nouzé, Jean-Louis et Marie Olivet, Marina Rabineau, Mohamed Sahabi et Saverio Sioni.

Prière d'insérer

Dans son tout dernier roman, le peu connu (pas de publications de rang A) écrivain Luis Fidalgo s'est appliqué à nous recréer les années qui suivent l'éclatement de la Première Pangée Mondiale. L'intrigue tourne autour des relations houleuses entre un espion d'origine ibérique Cinemático de Plaquez, et l'énigmatique Intraplaca Deformationova, célèbre cantatrice de l'époque dont la beauté ne laissait indifférent personne. L'action qui débute avec le rythme des classiques du genre, s'essouffle un peu dans la partie centrale. Force est de reconnaître que pendant plusieurs millions d'années les deux amoureux jouent à se croiser avec une flegme qu'on ne soupçonnait pas dans leurs caractères (latin et slave) réputés plus passionnels. Dans l'épisode final, on voit ces deux personnages se comporter de façon inattendu et c'est peut-être là la majeure originalité de cet ouvrage, qui aurait pu être, autrement, un roman d'amour comme un autre. Voici en quelques lignes l'argument de ce roman, à la gestation longue et difficile, qui n'a pu voir le jour que grâce au véritable effort réalisé par son éditeur Jean-Louis Olivet.

(En réalité, Jean-Louis, ces quelques lignes ne donnent pas la mesure de tes efforts, de ton engagement ni de ton humanité. Un jour, au retour de tes vacances, tu as eu un frisson de peur en me voyant immergé, au bout de forces, dans les sables mouvants d'un sujet qui n'était pas le mien. Tu aurais pu rester sur la rive. Tu aurais pu regarder ailleurs me laissant à mon sort, et te dire que tu m'avait fort prévenu de ne pas fréquenter ces contrées insalubres et dit d'aller jouer ailleurs. Mais tu ne m'as pas lâché. Sans réfléchir, tu as abandonné tes occupations et ton travail à toi, et tu as plongé avec moi dans une folle course contre-la-montre, dans des marais embourbés sans fin. On s'est disputés, crispés et fatigués par des nuits sans sommeil et la pression du milieu environnant. Et malgré tout et tous, tu m'as soutenu et tiré en avant à en finir malade. Et tu m'as donné à manger de ton pain, tu m'as logé, tu m'as offert une famille. Et tu as usé ta santé pour sauver la mienne. Et on a fini par prendre pied ensemble et découvert un chemin qui mène quelque part, je ne sais pas où mais je te fais confiance. Dire "Jean-Louis Olivet est mon directeur de thèse" est dire bien peu. Te dire "merci" est bien peu. À toi, et à Marie Olivet, qui a subi aussi les affres de cette situation, je vous adresse ma reconnaissance, ma gratitude et mon affection.)

Qui n'aime pas les contes de fées ?

Dit la légende que tous les mil ans, une fée venue de la Galice apparaît pour sauver une âme.

Dans l'année de malheur de mil neuf cent quatre vingt dix-neuf, la Terre était obscurcie par de terribles présages. Les catastrophes naturelles faisaient rage et les guerres ne cessaient pas. Parmi la population du lieu, se trouvait un jeune garçon bascon et apprenti géologue. Un jour néfaste, une méchante sorcière jeta un sort sur lui qui le condamna à travailler sans repos jusqu'à qu'il puisse remplir un seau de pièce d'or. Il travailla et travailla sans répit et, pendant qu'il travaillait, il perdit tout ce qui était important dans sa vie : il vit partir sa bien-aimée, il vit s'éloigner sa famille et ses amis. Il sombra dans le plus grand des désespoirs, son regard se vida et sa langue se tut. Les pièces d'or remplissaient de plus en plus lentement le seau.

Et un jour que le jeune garçon allait dans la forêt pour couper du bois, un oiseau s'arrêta près de lui et commença à chanter. Et le garçon comprenait ce que lui disait l'oiseau parce qu'en réalité l'oiseau n'était pas un, mais une fée qui s'était déguisée en oiseau. Elle lui parla avec tendresse, avec des mots doux, d'amitié, de confiance et d'espoir. Elle lui assura qu'avec patience et effort le seau serait rempli et lui-même délivrée de son enchantement. Elle écouta ses plaintes et lui dit qu'il ne serait plus seul parce qu'elle serait toujours près de lui. Il lui demanda comme elle s'appela. "María" répondit l'oiseau en reprenant son vol. Et ainsi fut.

Chaque fois que le garçon était en danger, la fée María apparaissait pour le protéger : ainsi, le jour où il tomba d'un bateau dans la mer froide où il allait se noyer, un dauphin le ramena jusqu'à la plage. Et le dauphin s'était elle. Ainsi furent les nuits où des démons, envoyés par la sorcière, venaient le torturer dans l'obscurité et une lumière comme un soleil apparaissait pour les chasser. Et la lumière, s'était elle. Ainsi furent tous les jours pendant plusieurs années. La fée fut toujours près du garçon pour l'encourager dans son travail, pour lui donner confiance quand il doutait, pour lui offrir son amitié quand il se sentait seul. Et petit à petit le seau se remplissait et le garçon récupérait l'espoir. Et le jour vint où les pièces d'or remplirent le seau et l'enchantement disparut. Et le garçon fut enfin libre et put commencer une nouvelle vie.

(Merci pour ton amitié sans humaine mesure, merci pour croire en moi chaque matin même quand je ne croyais plus en rien, merci pour avoir volé à mon secours tant de fois, merci pour ta volonté de me ramener à la vie, merci pour m'avoir redonné le goût de vivre. Pour tant de choses, merci, María Esther Pita Siebert, ma petite fée amie).

Chapitre I

**INTRODUCTION, DONNEES, DEMARCHE
ET METHODE**

Chapitre I — Introduction, données, démarche et méthode

Avant-propos, à la manière d'une introduction

L'idée de départ de cette étude était d'actualiser le travail d'Olivet [1996] à la lumière des nouvelles données altimétriques et magnétiques existantes. Bien que, depuis, mon travail se soit éloigné du domaine pyrénéen, il reste en grand partie, tributaire de celui d'Olivet et en même temps complémentaire. Il est tributaire d'un point de vue scientifique et même épistémologique ; il est complémentaire, parce que je vais explorer ici certains points qui étaient restés à l'état d'ébauche dans son travail : la déformation intraplaque, les phases alpines de déformation, ainsi que les relations des unes et des autres avec la cinématique de plaques. Aussi, on portera un regard plus détaillé sur les régions septentrionales et arctiques. En contrepartie, je ne traiterai pas les problèmes liés à l'ouverture initiale de l'Atlantique Nord, et je ne traiterai pas avec autant de détails souhaitables, le problème de la plaque ibérique.

J'ai déplacé le centre d'attention de cette thèse parce que j'étais persuadé qu'on ne pouvait pas discuter le problème de la formation des Pyrénées sans avoir, au préalable, étudié les questions liées à la position de la plaque européenne. Le problème de la place de l'Europe est, à la base, celui de l'agencement général du domaine nord-atlantique et arctique : la nécessité d'intégrer les mouvements d'une série de plaques et sous-plaques dont l'agencement est difficile à faire sans prendre en compte la déformation intraplaque. Le cadre de cette analyse est donc celui des mouvements relatifs entre l'Amérique du Nord, le Groenland, l'Eurasie, l'Afrique et une plaque secondaire —l'Ibérie— qui se trouve à la jonction entre ces plaques majeures.

Le chapitre **I** est consacré à la définition des concepts (**I-A**) et notions (**I-B** et **I-C**) qui vont être utilisés au long de ce travail. Il traite le choix de l'échelle de temps employée (**I-D**). Il fait état aussi des données utilisées dans ce travail (**I-E**), de la démarche suivie pour traiter le problème cinématique posé (**I-F**) et de la méthode cinématique choisie pour réaliser les calculs des paramètres de rotation (**I-G**). Ce chapitre prétend montrer et justifier les différences, dans la manière de traiter cette problématique, que ce travail présente par rapport à ceux qui l'ont précédé. Les disparités principales sont : l'importance donnée aux zones de fracture comme contrainte cinématique (**I-F.2.b**), et la prise en compte des phénomènes géologiques. Ces contraintes difficilement quantifiables, ainsi que les problèmes liés aux données magnétiques (**I-E.1** et **I-F.2.b**) m'ont fait renoncer à tenter une estimation

mathématique de la qualité de mes reconstitutions. Je me fonderai sur des critères visuels et de cohérence entre les données considérées et l'ensemble du modèle.

Le chapitre **II** présente les principaux modèles publiés sur la cinématique de l'Atlantique Nord avec une discussion de leurs principes de base, conséquences géologiques et difficultés soulevées. La deuxième partie de ce chapitre expose les problèmes cinématiques liés au domaine de l'Atlantique Nord et de l'Arctique, mais aussi les problèmes liés aux reconstitutions cinématiques *lato sensu*.

Une partie importante de ce travail a été donc consacrée à compiler des renseignements géologiques susceptibles d'apporter des contraintes au modèle cinématique. Fondamentalement, il s'agit de localiser dans le temps et l'espace des phénomènes géologiques qui puissent indiquer l'existence de subdivisions ou des phénomènes de déformation intraplaque à l'intérieur des grandes plaques connues. Ces renseignements sont exposés dans le chapitre **III**. Ils sont utilisés dans les chapitres qui le suivent.

Après avoir établi ces bases, j'ai affronté dans le chapitre **IV** l'analyse du problème cinématique posé en examinant les hypothèses plausibles à la lumière des contraintes géologiques compilées, pour essayer de trouver un modèle cohérent dans son ensemble. L'intégration de ces phénomènes dans le modèle cinématique conduit à examiner l'importance de la déformation intraplaque pour expliquer les problèmes d'ajustement des données marines (anomalies magnétiques et zones de fracture) observés jusqu'à maintenant.

Cette analyse m'a amené à proposer un modèle cinématique dont les conclusions principales sont discutées dans le chapitre **V**.

A — Quelques concepts de base

1 — Plaque tectonique et frontière de plaque

Du point de vue de la tectonique de plaques, une distinction fondamentale, au niveau de la structure interne de la Terre, est celle de lithosphère et asthénosphère. Elles sont caractérisées par leurs propriétés mécaniques.

La *lithosphère* représente la couche rhéologique superficielle, épaisse de ~70 km (sous les océans) à ~150 km (sous les continents). Elle comprend la croûte (océanique ou continentale) et une partie du manteau supérieur. Étant dans des conditions de température et de pression relativement basses, elle possède une grande résistance mécanique (elle est capable de résister sans déformation appréciable à des pressions de l'ordre de 100 bar)¹. Sur la surface de la Terre, la lithosphère est découpée en une mosaïque de calottes lithosphériques

¹ Selon Le Pichon [1970], la lithosphère est donc un véritable guide de contraintes horizontales capable de les transmettre intégralement à des distances de l'ordre de plusieurs milliers de kilomètres.

mobiles qu'on nomme *plaques tectoniques*. En première approximation, ces plaques sont considérées comme “rigides” si leur déplacement global est d'un ou deux ordres de grandeur supérieurs à leur déformation interne [Le Pichon *et al.*, 1973].

La couche sous-jacente, l'*asthénosphère*, comprend le manteau supérieur moins la partie associée à la lithosphère. À l'échelle de temps appropriée, elle n'offre pas de résistance aux contraintes mécaniques et se conduit, en première approximation, comme un fluide visqueux.

La limite entre lithosphère et asthénosphère n'est pas déterminée par un changement fondamental de composition chimique sinon qu'à cette limite, on se trouve à la température de fusion des roches qui composent le manteau : on assiste à cette profondeur à leur liquéfaction partielle et à l'abaissement brusque de leur viscosité. Ce phénomène rend l'asthénosphère capable de fluer sous de faibles contraintes, ce qui permet ainsi le déplacement des plaques tectoniques qui “flottent” sur elle (figure I-1).

Le déplacement relatif entre ces plaques a un effet tectonique et sismologique en surface qui se concentre, en première approximation, sur des zones restreintes sur les bordures des plaques, larges de quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres, qu'on appelle *frontières de plaques*. Ces mouvements (figure I-1) peuvent être d'écartement (le long des dorsales médio-océaniques où se forme une nouvelle lithosphère), de glissement (le long des failles transformantes) ou de convergence (le long des zones de subduction et de collision). Ces déplacements sont d'un ordre de grandeur très variable : ils peuvent atteindre ~170 km/Ma sur la frontière divergente entre les plaques Cocos et Pacifique. Déterminer une limite inférieure pour cette fourchette de mouvements soulève un problème. En dessous d'une certaine valeur, il n'est plus possible d'utiliser la notion de plaque lithosphérique tel qu'elle a été définie. Il faut alors introduire les concepts de frontière de “second ordre” et celle de “déformation intraplaque”.

2 — La frontière de “second ordre” et les “sous-plaques”

Olivet *et al.* [1984] définissent la notion de *frontière de “second ordre”* comme des “zones linéaires qui sont le siège d'un mouvement horizontal de petite amplitude, irrégulier et/ou lent comparé au mouvement relatif des plaques entre elles. Cette notion se distingue de celle de déformation intraplaque dans la mesure où la déformation n'est pas diffuse mais bien localisée”. La notion de frontière de “second ordre” conduit naturellement à celle de *sous-plaque*. Ces auteurs affirment que la plupart des plaques majeures peuvent être divisées en sous-plaques par des frontières de second ordre. Dans l'Atlantique Nord, de nombreux travaux [Olivet, 1978 ; Unternehr, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Srivastava et Tapscott, 1986 ; Rowley et

Lottes, 1988 ; Kress, 1990 ; Olivet, 1996] ont appliqué cette notion pour affronter la difficulté de réaliser des reconstructions cohérentes (figure I-2).

Certains de ces auteurs [Unternehner, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Kress, 1990 ; Olivet, 1996] considèrent la ride volcanique² Faeroe-Islande-Groenland comme une de ces frontières dont le prolongement dans le continent eurasiatique passerait par la discontinuité majeure de la mer du Nord. Selon Olivet *et al.* [1984], certaines très grandes failles transformantes, comme la zone de fracture Romanche, pourraient jouer facilement un tel rôle. Un fonctionnement similaire a été attribué à la zone de fracture Charlie Gibbs [Srivastava et Tapscott, 1986 ; Srivastava et Roest, 1996]. D'une certaine manière, cette définition pourrait être appliquée aussi à des segments de frontière de plaques majeures là où les mouvements relatifs deviennent petits : par exemple, la frontière entre les plaques Eurasie et Amérique du Nord au voisinage de la Sibérie d'Extrême-Orient, ou les Açores, à l'extrémité occidentale de la frontière entre l'Europe et l'Afrique.

3 — Rigidité des plaques *versus* déformation intraplaque

L'hypothèse de la rigidité des plaques lithosphériques implique qu'à leur intérieur, la déformation horizontale est faible³, voire négligeable en première approximation : elle aura un ordre de grandeur de la dizaine de kilomètres, en comparaison avec les mouvements de plaques concentrés sur leurs frontières dont l'ordre de grandeur serait de la centaine de kilomètres. Cette notion de *déformation intraplaque* se distingue de celle de frontière de "second ordre" dans la mesure où la déformation n'est pas bien localisée.

Accepter l'hypothèse de la rigidité des plaques revient donc, dans les études cinématiques, à négliger les déformations intraplaques. Cependant la cinématique permet de les mettre en évidence, sans toutefois arriver à les quantifier. Je crois pouvoir montrer au long de ce travail qu'il est possible de préciser, avec une étude de détail sur l'ensemble des données, l'ordre de grandeur de cette déformation.

² Olivet *et al.* [1984] remarquent aussi : "Dans la plupart des cas, la topographie anormale associée à ce type de frontières souvent qualifiées de "rides asismiques", les a fait assimiler, à tort à notre avis, à des traces de points chauds."

³ ce qui n'est pas toujours vrai, par exemple, dans le sud-est de l'Asie.

4 — Le principe d'une reconstitution cinématique

a — Qu'est-ce qu'une reconstitution cinématique ?

Une *reconstitution cinématique* est une représentation de la position relative des plaques les unes par rapport aux autres à une époque donnée. On choisit arbitrairement une plaque “fixe” et l'on fait subir à chacune des autres plaques les mouvements⁴ qui les amènent de leur position actuelle à celle qu'elles occupaient à l'époque considérée, par rapport à la plaque “fixe”. Dans la projection cartographique utilisée, la plaque “fixe” sera représentée dans sa position actuelle, les plaques mobiles avec leurs coordonnées modifiées par les rotations correspondantes.

On mesure ainsi les mouvements relatifs⁵ : en fait, toutes les plaques sont susceptibles de se déplacer sur la sphère terrestre, y compris celle qu'on a choisie comme référentiel “fixe”. Autrement dit, le système de référence est arbitraire.

Il est à noter que, sur les cartes, une “plaque” est figurée par des contours. Ces contours sont le plus souvent les lignes de côte du continent porté par la plaque, mais ceci n'est que pour la commodité de lecture et de comparaison entre différentes reconstitutions. Il est évident que la géographie actuelle n'est pas celle du passé.

b — Les contraintes minimales d'une reconstitution cinématique entre deux plaques : des anomalies magnétiques et des zones de fracture

On peut estimer les déplacements des plaques lithosphériques dans le passé géologique grâce à l'étude des linéaments magnétiques et des failles transformantes fossiles présentes sur la croûte océanique et liés à l'expansion des fonds océaniques. Le paléomagnétisme et les données géologiques traduites en termes de “tectonique des plaques” peuvent apporter aussi des indications sur ces mouvements.

La formation du plancher océanique se fait par la remontée à l'axe des dorsales médio-océaniques de matériau en fusion provenant du manteau. En cristallisant par refroidissement, il donne lieu à une croûte océanique qui garde la signature du champ magnétique de l'époque (figure **I-3**) [Vine et Matthews, 1963 ; Vine, 1966]. Les nouvelles roches ainsi aimantées

⁴ Selon le théorème d'Euler (voir plus loin, **I-A.4.c**) tout mouvement sur une sphère est une rotation.

⁵ Pour déterminer les mouvements absolus, il suffit de déterminer le mouvement de la plaque “fixe” par rapport à un référentiel fixe (l'axe de rotation, ou les points chauds s'il est vrai qu'ils sont enracinés à la base du manteau et fixes entre eux), puis d'“ajouter” ce déplacement aux mouvements relatifs.

s'éloignent ensuite de la zone d'accrétion au fur et à mesure que d'autres roches sont créées. D'autre part, le champ magnétique s'est inversé périodiquement au cours des temps géologiques. On observe donc, sur le plancher océanique, une succession de bandes d'aimantation normale et inverse, parallèles, et souvent symétriques par rapport à l'axe de la dorsale, dont l'âge croît en s'éloignant de l'axe. L'utilisation d'une échelle d'inversions permet de dater ces anomalies (figure I-3).

En faisant l'hypothèse que ces linéaments n'ont pas subi de déformation depuis leur création, c'est-à-dire que la plaque a un comportement rigide, Le Pichon [1968] et Pitman et Talwani [1972] ont proposé de superposer les bandes homologues du plancher océanique et de déduire ainsi la position de l'axe d'expansion au moment de leur création. En principe, si une paire de plaques est restée totalement rigide depuis la formation de deux linéaments magnétiques homologues d'un âge donné, la *rotation* (cf. ci-après paragraphe I-A.4.c) qui décrit leur superposition, permettra de restituer aussi la position relative de la paire de plaques à cet âge. Cette méthode permet de retracer, étape par étape, l'histoire de l'océan concerné, c'est-à-dire de connaître la position relative d'une des plaques par rapport à l'autre, à un âge considéré et de suivre sa trajectoire entre deux positions.

Cependant, l'axe d'expansion océanique n'est pas toujours orthogonal à la direction de séparation entre deux plaques ; il peut être oblique comme dans le cas des dorsales Reykjanes et Mohns dans l'Atlantique Nord. L'orientation du mouvement relatif entre deux plaques est décrite localement par les zones de fracture : elles sont la représentation géologique des trajectoires empruntées par les plaques [Morgan, 1968 ; Le Pichon *et al.*, 1973].

On peut donc, à partir de l'étude du tracé des failles et des anomalies magnétiques, estimer le mouvement relatif de rotation de deux plaques divergentes. En procédant de proche en proche, on peut alors en déduire le mouvement résultant dans les zones de rapprochement, où les anomalies magnétiques et les zones de fracture, si elles ont existé, ont disparu par définition, et obtenir un schéma cohérent à l'échelle globale⁶.

c — Le théorème d'Euler et son application en cinématique des plaques

D'après les travaux du mathématicien suisse Leonhard Euler (1707-1783) tout déplacement relatif d'une calotte rigide par rapport à une autre restée fixe, à la surface d'une sphère, peut être décrit par une rotation autour d'un axe passant par le centre de la sphère (figure I-4). Les deux points d'intersection entre l'axe (axe eulérien) et la surface de la sphère sont les *pôles de rotation* (pôles eulériens). Lors de la rotation, le déplacement des points de la

⁶ Le premier schéma global a été présenté par Le Pichon [1968] qui montre, qu'en première approximation, on pouvait décrire la cinématique de la surface terrestre avec seulement six grandes plaques.

plaque rigide se fait le long des parallèles eulériens (*petits cercles* par rapport au pôle de rotation).

Si l'on assimile le globe terrestre à une sphère (figure **I-4**), le mouvement relatif d'une plaque lithosphérique rigide par rapport à une autre plaque rigide considérée fixe et utilisée comme référentiel, peut être donc décrit par un pôle eulérien (latitude et longitude) et un angle de rotation. Les segments de zones de fracture (ou failles transformantes) seront parallèles à des arcs de petits cercles concentriques [Morgan, 1968 ; Le Pichon *et al.*, 1973]. Déterminer les mouvements relatifs d'une plaque lithosphérique, par rapport à une autre, revient donc à calculer la rotation qui décrit au mieux l'assemblage des deux plaques à chaque instant d'une période considérée.

Néanmoins, le mouvement des plaques ne reste pas invariable dans le temps : des changements de direction (qui modifient le pôle de rotation) et de vitesse (qui affectent l'angle de rotation) se produisent. Ceci oblige à différencier plusieurs types de rotations.

Une *rotation instantanée* permet de décrire le mouvement entre deux stades successifs infiniment voisins. Le vrai mouvement entre deux plaques serait donné par la succession de rotations instantanées.

Une *rotation finie* décrit le mouvement entre deux stades pour lesquels la rotation instantanée reste la même pendant tout l'intervalle.

Une *rotation totale (concatenated pole, en anglais)* (figure **I-5**) est une rotation finie qui amène un bloc, dans un référentiel donné, de sa position actuelle à sa position à un certain moment. Elle ne décrit pas nécessairement le vrai mouvement relatif d'une plaque. Dans la figure **I-5**, les rotations totales sont celles qui superposent directement les isochrones homologues AA', BB' ou CC'. Les paramètres de rotation présentés le long de ce travail correspondent aux rotations totales.

Une *rotation intermédiaire (stage pole, en anglais)* est une rotation finie qui permet de décrire le mouvement entre deux stades successifs. Dans la figure **I-5**, on peut définir trois rotations intermédiaires : celle qui décrit le mouvement relatif entre le stade actuel (O) et le stade A, une autre entre les stades A et B, et une troisième qui trace le mouvement entre les temps B et C. Idéalement, quand le temps et l'espace entre ces deux stades voisins devient infiniment petits, la rotation intermédiaire est égal à la rotation instantanée. Dans l'idéal donc, la rotation intermédiaire doit s'approcher du mouvement "vrai" du bloc dans le référentiel choisi et pour la période considéré. Dans la figure **I-5**, l'évolution dans le temps du mouvement entre ces deux plaques est ainsi définie par la succession de trois rotations intermédiaires. C'est par le biais des rotations intermédiaires que les *trajectoires synthétiques* (ou *flowlines*), représentant le mouvement relatif de ces plaques, peuvent être calculées et comparées aux tracés des zones de fracture.

Finalement, toute rotation peut être décomposée en un produit de rotations. L'application du théorème d'Euler permet ainsi de calculer les paramètres de rotation entre deux plaques A et B, à partir des paramètres de chacune de ces plaques par rapport à une troisième plaque C considérée fixe. Ceci permet de reconstituer l'évolution cinématique entre plaques où les domaines océaniques ont, totalement ou partiellement, disparu. Par exemple, le mouvement entre l'Ibérie et l'Europe ou entre l'Afrique et l'Europe est connu indirectement en retraçant l'évolution de chacune de ces plaques par rapport à l'Amérique du Nord.

B — La notion de modèle cinématique et les problèmes inhérents à celui-ci

La cinématique des plaques est souvent comprise comme un exercice consistant uniquement à additionner une série de reconstructions fondées sur la superposition d'anomalies magnétiques interprétées comme isochrones et datées. Néanmoins, un *modèle cinématique*, par définition, reconstitue des mouvements et non des stades isolés. Les stades par lesquels il se décrit n'ont de sens que s'ils s'inscrivent dans un ensemble de mouvements qui doivent être cohérents quel que soit le référentiel utilisé. Ainsi, un modèle cinématique doit être, avant tout, un cadre cohérent de l'évolution dynamique de la surface terrestre dans lequel s'intègrent toutes nos connaissances sur les phénomènes géologiques.

1 — L'hypothèse de la rigidité des plaques

Malgré son importance dans les modèles cinématiques, la rigidité des plaques est une hypothèse dont les limites ne sont pas encore bien établies. Sur le terrain, cette recherche n'a été qu'à peine abordée [voir par exemple, pour l'océan Indien, Bull et Scrutton, 1992 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1993 ; Martinod et Molnar, 1995] et les évidences sont plutôt venues des seules reconstructions cinématiques. Ainsi, pour l'Atlantique Nord de nombreux travaux [Unternehner, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Srivastava et Tapscott, 1986 ; Rowley et Lottes, 1988 ; Kress, 1990, etc.] ont montré l'impossibilité de réaliser des reconstructions cohérentes sans "subdiviser" les plaques. D'autres auteurs sont arrivés à des idées similaires dans l'Atlantique Sud [Unternehner *et al.*, 1988 ; Gibert *et al.*, 1989] et pour la plaque Indienne [Royer et Chang, 1991]. Pour l'Atlantique Central, Collette et Roest [1992] et Roest *et al.* [1992] estiment que la déformation intraplaque est peu importante permettant d'envisager un système à deux plaques (Amérique du Nord et Afrique) parfaitement rigides.

À l'intérieur même des sous-plaques, des déformations plus diffuses existent, évidentes dans leur portion continentale (déformation de bassins sédimentaires [e.g. Ziegler, 1987d ;

Guiraud et Bellion, 1995]), moins connues dans leur portion océanique [voir à titre d'exemple : Bull et Scrutton, 1992 ; Fidalgo González, 1995 ; Thinon *et al.*, 2001]. Plus encore, les marges continentales pourraient être le lieu privilégié de telles déformations : quelques observations ont été rapportées dans ce sens [GALICE, 1979 ; Boillot, 1979b ; Olivet *et al.*, 1984 ; Sibuet *et al.*, 1985 ; Whitmarsh *et al.*, 1993 ; Thinon, 1999]. Ce “bruit de fond” limite forcément, mais à un niveau encore mal estimé, la précision des reconstructions cinématiques.

Structures témoignant d'une déformation intraplaque océanique

En dehors des structures directement liées aux frontières de plaques, un certain nombre de structures témoignent d'une activité intraplaque dans l'Atlantique Nord.

Directions structurales obliques aux directions d'expansion océanique

Les levés bathymétriques réalisés à l'ouest de la ride Tore-Madère [Lallemand *et al.*, 1985 ; Monti *et al.*, publication IFREMER, en cours] ainsi que les données altimétriques [grille 1x1 minutes ; Sandwell, comm. pers.] et aéromagnétiques [Macnab *et al.*, 1995] montrent que la plaque Ibérie est affectée par un réseau de structures NW-SE et NE-SW nettement distinctes des directions laissées par l'expansion océanique. La carte altimétrique tirée des données de Sandwell [comm. pers.] met en évidence une forte zone de minima à 150 km au nord de King's Trough avec une orientation parallèle à cette structure (figure I-6). L'origine de cette structure est encore inconnue. Cette orientation est également celle des Açores et d'une série d'alignements intermédiaires entre les Açores et King's Trough, ainsi que sur la plaque africaine au sud des Açores (figure I-6).

Ensembles volcaniques

Au sud des Açores, de part et d'autre de la dorsale, on observe deux gros ensembles volcaniques plus ou moins symétrique : Corner Rise, sur la plaque américaine, et les volcans Atlantis, Plato, Meteor, *etc.* sur la plaque africaine. Ces derniers doivent leur structure actuelle à une période d'activité datée du Miocène [Wendt *et al.*, 1976 ; Olivet *et al.*, 1984]. Néanmoins, l'existence d'une symétrie avec Corner Rise suggère une activité initiale plus ancienne, contemporaine de la période de réorganisation majeure vers ~90 Ma [Olivet, 1996]. Cette récurrence de l'activité volcanique en regard de la Meseta marocaine suggère à Olivet [1996] (comme à Roest [1987] sur des critères cinématiques) la possibilité d'une déformation intraplaque.

Existence de discordances dans la couverture sédimentaire

La sismique réflexion montre, là où la couverture sédimentaire est suffisante, trois discordances successives d'âge tertiaire, tout autour de la marge ibérique et dans le golfe de Gascogne (cf. paragraphe I—C.3).

Des bombements anormaux du socle océanique

Au large de l'archipel du Cap-Vert, sur une largeur d'environ 500 km, le substratum océanique présente une surface anormalement peu accidentée, surélevée de 500 m environ par rapport au substratum voisin, qui contraste avec le socle océanique ordinaire [Olivet *et al.*, 1984]. Elle est limitée au Nord-Est par la zone de fracture Kane. La limite occidentale est peu distincte, tandis qu'à l'Est elle se raccorde à la zone du Cap-Vert proprement dite (figure I-7). La morphologie de l'ensemble de cette zone résulte d'un épisode de soulèvement au Miocène, mis en évidence par forage dans l'archipel du Cap-Vert [Lancelot et Seibold, 1977]. De plus, une déformation mineure du bassin sénégalais est relevée dès la fin de l'Éocène moyen par Bellion et Guiraud [1980]. L'axe de la zone déformée épouse la forme de la marge ouest de l'Afrique, comme si la déformation s'était moulée sur elle ; il est jalonné par deux massifs volcaniques au moins (Tropical et Écho) et il joint les îles Canaries aux îles du Cap-Vert de façon oblique par rapport aux isochrones [Olivet *et al.*, 1984].

Le bombement des Bermudes, dans la marge orientale de l'Amérique du Nord, a un diamètre de ~500 km autour du massif volcanique des îles Bermudes. Tucholke *et al.* [1982] soulignent un axe d'allongement parallèle à l'anomalie J et passant un peu à l'est de celle-ci. Le soulèvement est daté de l'Éocène moyen à supérieur [Tucholke et Vogt, 1979b], mais un forage du socle volcanique des Bermudes a montré que le volcan avait été réactivé à l'Oligocène inférieur. Comme le volcan existait déjà au Crétacé moyen [Aumento et Sullivan, 1974], il est possible que la déformation ait repris, partiellement une structure anormale du Crétacé moyen. D'autre part, des phases d'activité volcanique ont été mises en évidence à la frontière septentrionale du bombement, dans le segment oriental des monts Kelvin, vers 90-80 Ma (Turonien supérieur—Campanien inférieur) et vers 20 Ma (Burdigalien) [Vogt et Tucholke, 1979]. Ces phases correspondent peut-être aussi à des épisodes d'activité secondaire dans le domaine des Bermudes.

2 — D'autres problèmes liés aux reconstitutions cinématiques

La limite dans la précision possible à l'échelle géologique d'une reconstitution cinématique indépendamment de la qualité des données : quelques exemples

Les données magnétiques marines et d'autres contraintes géologiques permettent de placer "directement" l'Ibérie (ou l'Europe) par rapport à l'Amérique avec une certaine précision. Ceci n'est pas le cas entre l'Ibérie et l'Europe.

Comme pour d'autres plaques secondaires situées entre l'Europe et l'Afrique, la fermeture de la Téthys et la formation des chaînes alpines impliquent la disparition, totale ou partielle, du plancher océanique créé avant la période de convergence et donc la disparition de tous les marqueurs précis (comme les anomalies magnétiques) de l'évolution de cet espace. Le caractère fragmentaire ou l'inexistence des données marines dans la Méditerranée oblige à tourner le regard vers l'Atlantique. Il s'agit d'établir, par composition de rotations, l'évolution cinématique entre deux objets géologiques situés de deux côtés des chaînes alpines après connaissance de leur évolution respective par rapport à un troisième objet outre-Atlantique. Ainsi, pour expliquer l'évolution de la plaque ibérique ou de l'Afrique par rapport à l'Europe, on déterminera d'abord les positions de ces plaques par rapport à l'Amérique du Nord à chaque stade cinématique. Néanmoins, toute combinaison de rotations implique une certaine erreur qui va dépendre de la précision inhérente à chaque rotation.

Établir la position relative, à chaque période, entre l'Europe et l'Amérique est un exercice bien plus difficile que le faire pour le couple Afrique—Amérique du Nord. Deux raisons principales s'ajoutent pour rendre laborieuse cette tâche :

- 1) l'existence d'un vrai casse-tête dans l'Atlantique Nord : plusieurs plaques et sous-plaques existent, ou ont existé, dans le passé entre l'Amérique du Nord et l'Europe (figure I-2) ; de plus, à différents moments de l'histoire géologique, deux dorsales actives ont coexisté dans certains endroits de cet ensemble ;
- 2) l'existence d'un système de cassures dans l'ensemble eurasiatique (et peut-être aussi au Groenland) qui peut, éventuellement, permettre l'existence de frontières de "deuxième ordre" [Olivet *et al.*, 1984 ; Kress, 1990 ; Olivet, 1996].

Pour situer la plaque Eurasie, il est donc indispensable d'inclure, à chaque étape, une discussion détaillée de ces différentes zones-clés du domaine de l'Atlantique Nord et de l'Arctique.

À qualité et couverture de données égale, une reconstitution Afrique—Europe sera toujours, et de manière indépendante de la justesse de la position de l'Europe, plus exacte

qu'une reconstruction Ibérie—Europe. Et ceci parce que, à la différence de l'Afrique, l'Ibérie n'a qu'un segment de frontière d'accrétion très court, rectiligne et pratiquement sans zones de fracture. Cette configuration a, quelle que soit la qualité intrinsèque des données magnétiques, une imprécision inhérente : des solutions similaires entre elles pour ce segment de frontière vont avoir des conséquences géodynamiques très différentes sur les régions éloignées de ce segment, comme les Pyrénées. Ces différences peuvent être très importantes et dépassent, à l'échelle des plaques, les limites de la plupart des questions géologiques de détail (figure **I-8**).

Un problème similaire apparaît lorsque l'échantillonnage correspond à une trop petite portion de la frontière de plaques (*cf.* par exemple Sloan et Patriat [1992], pour la frontière entre l'Afrique et l'Amérique du Nord, voir après le paragraphe **I-F.2.b**).

En résumé, quatre facteurs s'ajoutent pour rendre imprécises les reconstructions cinématiques entre l'Ibérie et l'Europe réalisées à partir des données marines : (1) la nécessité d'introduire la plaque Amérique du Nord dans les calculs ; (2) la complexité cinématique de l'Atlantique Nord entre l'Europe et l'Amérique du Nord ; (3) l'existence de courts segments rectilignes de frontière d'accrétion entre l'Ibérie et l'Amérique ; et (4) le fait que les Pyrénées soient relativement éloignés de la frontière d'accrétion. En définitive, il ne sera pas possible de discuter sérieusement les relations entre la plaque ibérique et l'Europe sans prendre en compte l'ensemble de l'Atlantique Nord et de l'Arctique, aussi bien les données d'origine marine que celles qui sont apportées par la géologie de terrain.

La reconstitution des stades initiaux d'ouverture océanique

Dès que l'on s'intéresse aux stades initiaux de formation d'un océan, les données océaniques à la base de toute reconstitution cinématique (anomalies magnétiques et zones de fracture) sont inexistantes ou peu contraignantes.

Reconnaître le tracé des zones de fracture à partir des données bathymétriques et/ou altimétriques au voisinage des marges continentales est parfois difficile. C'est le cas, par exemple dans l'Atlantique Central et aussi dans l'Atlantique Nord. Dans les cas où les zones de fractures sont reconnues même au pied des marges, par exemple dans l'Atlantique Sud, cela permet d'obtenir une reconstruction initiale mieux contrainte.

Dans les stades initiaux de certains bassins océaniques, les anomalies magnétiques ne sont pas utilisables ou contraignent mal la reconstitution pour diverses raisons :

1) parce qu'elles sont associées à d'importants phénomènes volcaniques qui altèrent la signature magnétique, comme dans la mer de Norvège-Groenland ;

2) parce que les stades d'ouverture précoce de certains segments d'océan (l'Atlantique au nord de la zone de fracture Pico—Gloria jusqu'à la mer du Labrador) se produisent à des

périodes sans reversements clairs de polarité, comme la période magnétique calme du Crétacé inférieur ;

3) parce que la partie purement océanique est bordée par un domaine marginal à signature magnétique calme : le golfe de Gascogne, l'Atlantique entre l'Ibérie et Terre-Neuve, l'Atlantique Central, la marge sud de l'Australie..., par exemple.

D'autres critères ont alors été utilisés comme :

1) la bathymétrie et la morphologie des pentes continentales :

En première approximation, la morphologie des pentes continentales permet d'avoir une idée de la structure de la marge et peut donc être utilisée comme contrainte dans les modèles cinématiques. Cependant, dans les cas où le taux de sédimentation est très élevé et induit une progradation importante des marges, il peut y avoir des décalages non négligeables entre la morphologie de la pente et celle du socle continental. C'est le cas sur des marges aux hautes latitudes (la marge orientale du Groenland, la marge occidentale de la mer de Barents) ; la marge orientale de l'Amérique du Nord et pour les deltas des grands fleuves comme l'Amazone ou le Niger.

Pour ce qui concerne l'utilisation des isobathes [cf. Bullard *et al.*, 1965], une seule isobathe ne peut pas marquer la limite continentale pour toutes les marges. En effet, les marges ont toutes des histoires tectoniques et sédimentaires différentes, ce qui influence beaucoup la subsidence et doit donc donner des isobathes "de reconstruction" différentes suivant les marges. Dans cette étude, pour les marges dont la rupture de pente est un reflet structural, nous utiliserons la morphologie de la pente (et non une isobathe particulière) pour contraindre les reconstructions.

2) la "hinge zone" :

Selon Klitgord *et al.* [1988 ; cités par Wernicke et Tilke, 1989], la "hinge line" dessine la zone où le socle plonge d'une profondeur de 2 à 4 km jusqu'à une profondeur de plus de 8 km, ce qui correspond à la région où l'épaisseur du socle s'amincit jusqu'à une valeur de 4 à 5 km d'épaisseur. Dans l'Atlantique Central par exemple, la trace de cette zone charnière étant très symétrique de part et d'autre de l'Atlantique Central [Klitgord *et al.*, 1988 ; cités par Wernicke et Tilke, 1989], elle semble donc être un bon critère cinématique. Mais son utilisation implique une bonne connaissance de la géométrie du socle grâce à la sismique réflexion et cela n'est pas toujours possible.

C — La notion de phase cinématique

La notion de phase cinématique est sujette au même débat que celle de phase tectonique. Certains auteurs [Cande *et al.*, 1988 ; Roest *et al.*, 1992] ont tendance à considérer un *continuum* dans la variation des mouvements relatifs.

Olivet [1996] pense, au contraire, que “les modèles généraux, à l’échelle d’océans pris dans leur ensemble et non par fragments, apportent l’évidence de courtes périodes de réorganisation majeure. Cette notion n’exclut pas la possibilité de changements de second ordre, mais la résolution de ceux-ci (...) paraît intimement liée à la question de la rigidité des plaques ; et dans la mesure où les données ne permettent pas des reconstructions parfaites, cette question ne peut être résolue de façon univoque à partir de la reconstruction de la frontière d’accrétion.”

Comme on va le voir par la suite, la notion de phase doit être discutée en confrontant, puis en associant de grandes synthèses. Celles-ci vont faire apparaître les mêmes grandes phases de réorganisation dans l’Atlantique, le Pacifique, l’océan Indien...

1 — Les phases cinématiques telles qu’on les voit dans l’océan

Bien que visibles dans tous les océans, c’est dans l’océan Pacifique que l’on peut distinguer le mieux les phases de réorganisation cinématique. La grande vitesse d’expansion océanique des dorsales pacifiques est pour quelque chose dans cette lisibilité. Ces réorganisations peuvent se refléter des différentes manières.

a — Les traces des réorganisations cinématiques

Le changement dans l’orientation de l’axe d’expansion océanique et les zones de fracture

La figure **I-9a** [Caress *et al.*, 1988] montre le changement de direction d’expansion océanique qui a lieu sur la dorsale Pacifique-Farallon (Pacifique Nord) à partir de l’anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien). L’orientation des zones de fracture Surveyor et Mendocino est aussi modifiée. Ces changements ne sont pas parfaitement synchrones du Nord au Sud : la phase de réorganisation a une certaine durée. Dans cet exemple, on voit comment le changement dans l’orientation de l’axe d’expansion a lieu entre les anomalies C24 et C23 (~51 Ma, Yprésien) au nord de la zone de fracture Surveyor, et entre les anomalies C22 (~49,5 Ma, Yprésien) et C21 (~47 Ma, Lutétien) au sud de cette zone de fracture.

Les effets sur les points triples

La figure **I-9b** [Sager *et al.*, 1988] montre la trace sur la croûte océanique pacifique de la réorganisation cinématique de l'anomalie M21 (~148 Ma, Tithonien). Outre le changement de directions de l'expansion océanique, un saut important de la trace du point triple (cercles noirs) est visible entre les anomalies M22—M21 (~150-148 Ma, Tithonien) (à gauche de la figure) et la série M20 (~146 Ma, Tithonien) —M13 (~136 Ma, Valanginien) (à droite). Une seconde réorganisation (celle de l'anomalie M11 (~133 Ma, Valanginien)) est reconnaissable au saut du point triple entre les anomalies M13 et M10 (~131 Ma, Hauterivien).

Le changement de direction des linéaments volcaniques

Le changement dans la direction de mouvement d'une plaque peut être aussi visible par la trace volcanique qui laisse un point chaud (supposé fixe dans le manteau) sur la plaque en mouvement. Un exemple de ceci est le changement d'orientation, vers l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien), des alignements volcaniques Emperor-Hawaii (figure **I-9c**) [Lonsdale, 1988].

b — Les phases cinématiques décrites dans la littérature

Jurassique supérieur : anomalies M22 (~150 Ma, Tithonien) — M19 (~145 Ma, Tithonien)

Cette phase est visible dans l'Atlantique Central [Olivet *et al.*, 1984 ; Klitgord et Schouten, 1986 ; Roest *et al.*, 1992], le Pacifique Nord [Sager *et al.*, 1988 ; Sharman et Risch, 1988 ; Nakanishi *et al.*, 1992] et l'océan Indien [Fullerton *et al.*, 1989 ; cités par Nakanishi *et al.*, 1992].

La fin du Jurassique coïncide en Europe avec la phase cimmérienne tardive [Ziegler, 1982 ; 1988 ; Revert *et al.*, 1991]. La phase tectonique compressive qui affecte à cette époque le domaine dinarique [Aubouin *et al.*, 1970 ; Ricou, 1980] est expliqué par le mouvement de l'Apulie entraînée par le Gondwana [Olivet, 1996].

Une autre phase de réorganisation a lieu entre les anomalies M11 (~133 Ma, Valanginien) et M10 (~131 Ma, Hauterivien). Elle est visible dans le Pacifique Nord [Sager *et al.*, 1988 ; Sharman et Risch, 1988 ; Nakanishi *et al.*, 1992] et dans l'Atlantique Sud [Burke et Dewey, 1974 ; Rabinowitz et LaBrecque, 1979 ; cités par Klitgord et Schouten, 1986].

Anomalies M1 (~124 Ma, Barrémien) — M0 (~121 Ma, base de l'Aptien)

Une réorganisation cinématique est observable dans le Pacifique Nord [Nakanishi *et al.*, 1992]. À la faveur de cette réorganisation, l'axe d'accrétion du Bassin liguro-piémontais passe à l'ouest de la plaque ibérique [Olivet, 1996] ; on peut partiellement expliquer, par la collision entre l'Ibérie et l'Apulie, la tectonique qui se produit dans le domaine alpin à partir de cette époque [Trümpy, 1973 ; Debelmas et Sandulescu, 1987 ; Lagabrielle, 1987].

Crétacé supérieur, vers ~90 Ma

C'est un changement majeur qui se produit à l'échelle du globe peu avant l'anomalie C34⁷ : dans l'Atlantique Central [Olivet *et al.*, 1984], l'océan Indien (entre l'Australie et l'Antarctique) [Cande et Mutter, 1982 ; Sahabi, 1993] et l'océan Pacifique [Woods et Davies, 1982 ; Mammerickx et Sharman, 1988]. L'âge de ce changement se place autour de 90 Ma [Mammerickx et Sharman, 1988 ; Sahabi, 1993 ; Olivet, 1996]. L'âge du début de l'ouverture de la mer du Labrador est estimé à 92 Ma [Roest et Srivastava, 1989a] ce qui coïncide avec ce changement cinématique majeur. Dans le domaine alpin et pyrénéen, la compression devient générale et voisine de N-S.

Paléocène—Éocène (anomalies C24—C18, ~53 Ma—39 Ma, base de l'Éocène—Bartonien)

La limite Paléocène—Éocène (entre les anomalies C25—C24 (~56-53 Ma)) correspond également à une réorganisation cinématique importante visible dans le nord-est du Pacifique [Caress *et al.*, 1988 ; Hey *et al.*, 1988]. Dans l'Atlantique Nord, elle se reflète principalement dans l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland [Talwani et Eldholm, 1977] et dans le changement de direction de l'expansion océanique dans la mer du Labrador et la baie de Baffin [Roest et Srivastava, 1989a]. Elle marque aussi la reprise de la convergence entre l'Afrique—Arabie et l'Eurasie [Olivet *et al.*, 1998].

Néanmoins, cette réorganisation n'a pas le même âge partout. Elle commence, dans le Pacifique Nord, à l'anomalie C24 (~53 Ma). Elle est de plus en plus jeune vers le Sud (voir ci-dessus le paragraphe **I-C.1.a**, figure **I-9a**). La fin de cet épisode se situe autour de l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien) marquée par le changement dans la direction des

⁷ Et non à l'anomalie C34 comme postulé par certains auteurs.

alignements volcaniques Empereur-Hawaï et Louisville [Duncan et Clague, 1985 ; Lonsdale, 1988] (figure **I-9c**).

Les anomalies C21—C18 (~47-39 Ma, Lutétien—Bartonien) marquent aussi le dernier changement majeur dans l'Atlantique Central [Olivet *et al.*, 1984] et dans l'océan Indien [Cande et Mutter, 1982 ; Patriat et Segoufin, 1988]. L'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien) correspond aussi à une intensification de l'activité tectonique à la frontière ibéro-européenne (King's Trough, "phase pyrénéenne", ...) et au début de l'extinction de l'axe océanique de la mer du Labrador.

Anomalies C7 (~25 Ma, Chattien) et C6 (~20 Ma, Burdigalien)

Dans le sud-est du Pacifique, cette réorganisation est visible entre les anomalies C7 (~25 Ma, Chattien) et C6 (~20 Ma, Burdigalien) (d'après une figure de Handschumacher [1976] *in* Patriat [1987]).

Nous voyons donc que les grandes phases qui intéressent l'Atlantique Nord coïncident avec des phases de réorganisation cinématique à l'échelle du globe : cela est vrai non seulement pour les phases d'ouverture océanique, mais aussi pour les phases distensives intraplaques du Permo-Trias, du Jurassique moyen, de la fin du Jurassique et de la fin du Crétacé inférieur.

c — La durée des phases de réorganisation cinématique

Certains auteurs [Cande *et al.*, 1988 ; Roest *et al.*, 1992] ont tendance à considérer un *continuum* dans la variation des mouvements relatifs. Olivet [1996] pense, au contraire, que "les modèles généraux, à l'échelle d'océans pris dans leur ensemble et non par fragments, apportent l'évidence de courtes périodes de réorganisation majeure." Le travail effectué lors de cette thèse confirme l'idée d'Olivet. En accord avec cette idée, on peut définir les notions de période cinématique et phase de réorganisation cinématique. Une période cinématique est un intervalle de temps pendant lequel, en première approximation, les mouvements relatifs entre les plaques peuvent être décrit par la même rotation instantanée (voir **I-A.4.c**). Une phase de réorganisation cinématique est une tranche de temps pendant laquelle les mouvements relatifs subissent des changements non négligeables et la rotation instantanée varie avec le temps. Puisque la trajectoire des mouvements relatifs entre deux plaques est décrite par le tracé des zones de fractures, c'est grâce à elles qu'on va pouvoir discuter le rapport entre la durée des périodes cinématiques et la durée des phases de réorganisation cinématique.

L'illustration supérieure de la figure **I-10** montre l'agencement entre les plaques Amérique du Nord et Afrique à l'époque de l'anomalie C21 (~47 Ma). Au voisinage de la zone de fracture Kane, j'ai renforcé les traits représentant les zones de fracture (rouge pour l'Amérique du Nord, noir pour l'Afrique). Les traits continus représentent les segments des zones de fracture sur la croûte océanique existante à cette époque. Les traits discontinus indiquent la morphologie de la zone de fracture Kane (et sa voisine au nord) sur la croûte océanique qui va se former dans les prochains millions d'années après l'anomalie C21. L'orientation des parties futures des zones de fracture examinées montrent que les mouvements relatifs vont changer d'orientation. L'illustration inférieure de la figure **I-10** montre l'agencement entre les plaques Amérique du Nord et Afrique à l'époque de l'anomalie C20 (~43 Ma). On observe qu'à cette époque, le changement d'orientation dans le mouvement relatif entre les deux plaques s'est déjà produit. Ce changement se produit alors dans une fourchette de temps égal ou inférieur aux 4 Ma qui séparent les deux anomalies étudiées.

La figure **I-11** résume les idées exprimées ici. Elle schématise le tracé des zones de fracture pour l'Atlantique Central : il y a des périodes cinématiques qui ont une durée de plusieurs dizaines de millions d'années (entre 30 et 50 Ma) séparés par des phases de réorganisation des mouvements cinématiques qui ont une durée très inférieure (d'un ordre ≤ 5 Ma).

2 — Changements de vitesse déduits des modèles cinématiques

Les modèles cinématiques peuvent mettre en évidence l'existence de variations de vitesse dans les mouvements des plaques.

Un exemple en est le *quasi-arrêt* de la convergence entre l'Afrique—Arabie et l'Eurasie entre les stades anomalies C32 (~72.5 Ma, fin du Campanien) et C24 (~53 Ma, Yprésien) (figure **I-12**) [Sioni, non publié ; Olivet *et al.*, 1998]. Une compilation de paramètres de rotation extraits de la littérature montre qu'à cent kilomètres près, la position de l'Afrique et de l'Arabie par rapport à l'Eurasie reste stable entre ces deux anomalies. Les résultats de mon travail (voir chapitre **V**) corroborent, avec des paramètres de rotation différents, l'idée de l'arrêt de la convergence.

Un autre exemple est le changement de direction de l'ouverture entre l'Inde et l'Antarctique qui est accompagné par une accélération de la dérive de l'Inde vers le Nord entre l'époque de l'anomalie C32 (~72.5 Ma, fin du Campanien) et l'époque de l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien) [Sahabi, 1993].

3 — Le reflet des phases tectoniques dans l’océan et la durée de ces phases

Dans les chapitres **III** et **V**, il sera question des phases tectoniques visibles sur les continents, particulièrement les phases compressives tertiaires, et leur rapport avec les phases cinématiques. Il me semble intéressant de montrer ici comment on voit dans l’océan la compression, et surtout ce qu’on peut dire sur la durée de ces phases compressives.

a — L’expression de la déformation compressive dans l’océan

La croûte océanique est souvent considérée comme non déformable. Cependant les exemples répertoriés de phénomènes de déformation compressive intraplaque l’affectant sont de plus en plus communs. Entre autres, on peut citer des travaux consacrés au Pacifique (la microplaque Nazca [Rusby et Searle, 1993] et la microplaque Juan Fernández [Bird *et al.*, 1991 ; Larson *et al.*, 1992]), l’océan Indien [Bull et Scrutton, 1992 ; Chamot-Rooke *et al.*, 1993 ; Martinod et Molnar, 1995] et le golfe de Gascogne [Sibuet, 1984 ; Fidalgo González, 1995 ; Thinon, 1999 ; Thinon *et al.*, 2001].

La figure **I-13** montre un profil sismique à travers le golfe de Gascogne. Deux anciens bassins sédimentaires apparaissent inversés et surélevés, donnant lieu à deux reliefs. Plusieurs des monts sous-marins du golfe de Gascogne ont cette origine [Fidalgo González, 1995]. Cette inversion est liée à la compression pyrénéenne associée à la convergence entre l’Ibérie et l’Europe.

Dans d’autres endroits du golfe de Gascogne, cette déformation est moins spectaculaire et sans effet bathymétrique (figure **I-14**). Mais elle est généralisée affectant tantôt le domaine continental aminci, tantôt la zone transitionnelle et le plancher océanique.

b — La durée des phases tectoniques compressives

La convergence entre l’Ibérie et l’Europe a lieu pendant presque une cinquantaine de millions d’années. Elle présente des phases tectoniques qui sont visibles dans l’océan grâce aux profils de sismique réflexion. Deux discordances principales ont été repérées dans la partie sédimentaire contemporaine des mouvements de convergence : l’une correspond à une phase fini-crétacée (discordance D2) [Fidalgo González, 1995 ; Thinon, 1999], la deuxième à la phase paroxysmale intra-éocène (discordance D1) [Boillot *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1971a ; Laughton *et al.*, 1972a ; Montadert *et al.*, 1979 ; Thinon *et al.*, 2001] (figure **I-14**).

La phase tectonique fini-crétacée serait assez courte : la couverture sédimentaire n’a pas enregistré de déformation progressive autour du marqueur sismique D2 (figure **I-14**).

Pour ce qui concerne la phase intra-éocène, la couverture sédimentaire a enregistré une durée entre l’amorce (d1’) et la fin de cette phase de compression (d1’’) (figure **I-14**). L’épaisseur du dépôt entre (d1’) et (d1’’), quelle que soit la position de la discordance D1, est de —au maximum— 0,3 secondes temps double (std). La durée en millions d’années dépend des valeurs estimées pour la vitesse de propagation des ondes sismiques dans ce milieu sédimentaire (qui nous donnera la valeur en mètres des dépôts compris entre (d1’) et (d1’’) et le taux de sédimentation (qui va permettre de calculer la durée pendant laquelle se produit ce dépôt). Thinon [1999] calcule pour une vitesse de 3200 m/s une épaisseur syn-tectonique compressive de 480 m. L’auteur a calculé la durée de cette phase en fonction d’un taux d’accumulation déduit des forages existants (*cf.* tableau ci-après, modifié d’après Thinon [1999]). Cependant, outre un doute sur l’âge précis de la discordance D1, l’incertitude sur le taux de sédimentation ne lui permet pas de donner la durée précise de la phase tectonique “pyrénéenne” dans le golfe de Gascogne.

Forages	Taux de sédimentation	Durée en Ma pour 480 m de dépôt	Si (d1’)= intra-lutétien (~45 Ma)
Site 119 Leg 12 (série 2A)	4,6 m	104 Ma	Cette durée est improbable
Site 400 Leg 48 (série 2A)	13 m	37 Ma	La fin de la compression serait datée ~8 Ma (Tortonien)
Site 400 Leg 48 (taux actuel)	54 m	8 Ma	La fin de la compression serait fin Bartonien (~37 Ma)

D — Le problème chronologique et l’échelle de temps employée

La définition de l’échelle magnéto-stratigraphique utilisée est importante dans tous les travaux géologiques, fondamentale dans un travail comme celui-ci. Les différents événements géologiques pris en compte doivent être ramenés à une échelle commune pour pouvoir les comparer et les corrélés. Cette échelle doit comporter un calendrier stratigraphique et un calendrier magnétique, les deux calés par rapport à une échelle d’âges absolus.

L’emploi d’une échelle ou d’une autre va modifier certains calculs. Par exemple, celui du taux d’ouverture océanique. Le taux d’expansion océanique se calcule à partir des paramètres de rotation que définissent les reconstitutions cinématiques pour une série d’isochrones magnétiques. Pour une même rotation intermédiaire, la variation de l’âge absolu attribué aux isochrones pour lesquelles cette rotation est définie va modifier le taux d’expansion calculé. La figure **I-15** montre ces variations calculées dans l’Atlantique Central

par Cande et Kent [1992] à partir de deux échelles différentes : Harland *et al.* [1990] (voir figure **I-16c**) et Cande et Kent [1992].

La figure **I-16** permet de montrer les différences que présentent, pour la période de temps considérée dans mon travail, une série d'échelles chrono-stratigraphiques et magnéto-stratigraphiques :

- (a) correspond à l'échelle magnéto-stratigraphique de Kent et Gradstein [1986] qui est utilisée pour la plupart des travaux cinématiques cités dans ce mémoire ;
- (b) représente l'échelle de Haq *et al.* [1987]. Elle est un exemple des échelles utilisées fréquemment par les sédimentologues ;
- (c) est la partie stratigraphique de l'échelle de Harland *et al.* [1990]. Elle est utilisée par certains auteurs travaillant sur le volcanisme thuléen ;
- (d) figure la partie mésozoïque de l'échelle stratigraphique d'Odin et Odin [1990]. Elle est utilisée par une partie de la communauté géologique française ;
- (e) correspond à l'échelle que j'utilise dans ce travail. Il s'agit d'une échelle magnéto-stratigraphique composite.

La division stratigraphique de l'échelle employée ici (figures **I-16e** et **I-17**) est issue de Gradstein et Ogg [1996] qui reprennent celles de Gradstein *et al.* [1994] pour le Mésozoïque, et de Berggren *et al.* [1995] pour le Cénozoïque.

La division chrono-magnétique est, pour l'intervalle 0 Ma.—65,0 Ma., celle de Cande et Kent [1995]. Entre 65,0 Ma. et 155 Ma., j'ai utilisé le travail de Gradstein *et al.* [1994]. Entre 65,0 Ma et 70,0 Ma, les anomalies magnétiques normales C30n et C31n de Cande et Kent [1995] coïncident dans le temps avec celles de Gradstein *et al.* [1994]. Les intervalles de magnétisation "normale" apparaissent en noir. J'ai identifié sur l'échelle les anomalies nommées dans ce travail. Celles de la série C (à partir du Crétacé supérieur) correspondent aux intervalles de magnétisation normale. Pour la série M (Jurassique supérieur—Crétacé inférieur) elles sont identifiées sur les segments de magnétisation "inverse" sauf pour les cas de M2 et M4.

Dans la mesure du possible j'ai essayé de transposer dans cette échelle, les références temporelles extraites des publications employées. Ceci est un travail aisé dans le cas des publications sur la cinématique atlantique qui sont calées souvent par rapport à des isochrones magnétiques. Il ne l'est pas pour d'autres publications, particulièrement, celles qui concernent les données structurales, où la mention de l'échelle de référence est souvent omise. Il est évident que déterminer le moment exact où un phénomène géologique se produit n'est pas facile, et souvent on ne peut affiner la détermination chronologique au-delà de l'étage géologique (un âge relatif). Cependant, quand ces événements sont reportés sur une publication avec un âge absolu (sans référence à l'échelle stratigraphique employée), s'il ne

s'agit pas d'une datation radiométrique, celle-ci introduit en réalité une fausse précision qui peut tromper. Au moment où l'affirmation en question a été faite, l'auteur s'est servi d'une échelle stratigraphique qui est toujours relative et, en conséquence, soumise à la modification postérieure de ses limites de temps absolu. Une fois la modification réalisée, l'âge absolu donné ne correspond plus à l'âge relatif duquel il était issu, et la confusion s'est établie. Ceci peut paraître sans importance à l'intérieur de grands étages géologiques, mais devient critique à certains moments (par exemple au Crétacé ou au Miocène, comparer les différentes échelles de la figure **I-16**). J'ai toujours essayé de traduire les âges donnés (absolus ou relatifs) en termes d'étages géologiques. Seuls les âges radiométriques du volcanisme sont préservés tels quels.

E — Les données utilisées

Les données utilisées dans ce travail sont très diverses : données bathymétriques, données magnétiques, données altimétriques, données de sismique réflexion, et d'autres données géologiques issues de la bibliographie. Ces données ont été interprétées, compilées, et numérisées, avant d'être introduites dans les reconstitutions.

1 — Les données magnétiques

Pour ce type de données, quelques aspects sont à considérer :

- l'origine des données magnétiques ;
- l'identification chrono-magnétique de deux anomalies homologues ;
- la manière de “pointer” ces anomalies, c'est-à-dire le choix de la prise en compte des maxima ou des points d'inflexion de l'anomalie ;
- le positionnement géographique de l' “objet” qui crée l'anomalie observée qui peut être perturbée par des causes naturelles (champ magnétique terrestre, volcanisme anormal,...) ou d'enregistrement (précision du système de positionnement : Loran, GPS...) ;
- la répartition des données.

Ces aspects conditionnent la précision des reconstitutions cinématiques. La question de l'âge absolu est discutée dans le paragraphe consacré à l'échelle chrono-stratigraphique employée (paragraphe **I-D**).

a — L'origine des données magnétiques utilisées

Les données magnétiques utilisées dans ce travail sont de trois types :

- des fichiers numériques des pointés réalisés par d'autres auteurs [Klitgord et Schouten, 1986] ;
- des cartes où sont représentés des profils aéromagnétiques [Grønlie et Talwani, 1978 ; Talwani *et al.*, 1981 ; Kovacs *et al.*, 1987 ; Srivastava *et al.*, 1988c] que j'ai interprétés par la suite ;
- des cartes d'anomalies magnétiques contourées [Roberts *et al.*, 1979 ; Macnab *et al.*, 1995].

La compilation de Macnab *et al.* [1995] couvre l'ensemble de l'océan Arctique—Atlantique au nord de 27-28°N environ. Elle contient presque toutes les autres données, vérifiées, réduites au pôle et mises en grille. Malgré une repartition inégale (figures **I-18** et **I-19**), elle offre, à l'heure actuelle, la seule vue d'ensemble. Elles m'ont servi principalement comme cadre où intégrer, comparer et valider toutes les autres données plus circonscrites régionalement. Plus particulièrement, je m'en suis servi pour compléter les données dans certaines régions où les profils aéromagnétiques étaient insuffisants. Les données de Roberts *et al.* [1979] complètent celles de Macnab *et al.* [1995] à l'ouest du plateau de Rockall.

Par régions, les données utilisées sont regroupées ainsi :

- pour l'Arctique : Kovacs *et al.* [1987] ;
- pour la mer de Norvège-Groenland : Grønlie et Talwani [1978], Talwani et Mutter [1981], Kovacs *et al.* [1987], Srivastava *et al.* [1988c], Macnab *et al.* [1995] ;
- pour le bassin de Reykjanes : Roberts *et al.* [1979], Klitgord et Schouten [1986], Srivastava *et al.* [1988c], Macnab *et al.* [1995] ;
- pour la mer du Labrador : Srivastava *et al.* [1988c], Macnab *et al.* [1995] ;
- au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs : Klitgord et Schouten [1986] et Macnab *et al.* [1995].

b — L'identification des anomalies magnétiques dans ce travail

Pour identifier les anomalies magnétiques, on compare les données acquises avec des modèles (figure **I-20**). Ces modèles intègrent un nombre variable de paramètres selon les logiciels utilisés : au minimum, une échelle chrono-magnétique et le taux d'expansion océanique estimé pour l'endroit de la dorsale qui va être représenté par ce modèle.

Une fois le modèle obtenu, l'identification devient une affaire de comparaison entre la morphologie des anomalies réelles et celle des anomalies modélisées. Elle dépend en grande partie de l'existence d'un certain nombre de profils magnétiques de longueur suffisante. Plus ils sont nombreux, plus facile sera l'identification des anomalies. Ainsi, l'identification des anomalies C5, C6 et surtout C13, en certaines régions atlantiques entre 35°N et 60°N, est difficile du fait du manque des données (figure I-19).

Dans ce travail, l'identification des anomalies magnétiques a été empruntée essentiellement à Klitgord et Schouten [1986] et Srivastava *et al.* [1988c], et elles ont été comparées localement à celles de Grønlie et Talwani [1978], Feden *et al.* [1979], Talwani et Mutter [1981], et Unternehr [1982]. Toutes ces données ont été aussi comparées avec les cartes d'anomalies contourées issues des données de Macnab *et al.* [1995]. Ces cartes permettent de relier en deux dimensions les profils magnétiques (à une dimension). Elles facilitent aussi l'identification des anomalies magnétiques homologues. On peut observer que ces interprétations s'accordent en général. Localement, il y a quelques différences : dans l'Atlantique Central, l'anomalie C30 de Klitgord et Schouten [1986] est interprétée comme la C31 par Srivastava *et al.* [1988c]. J'ai pris le parti de Srivastava *et al.*

Dans la mer du Labrador et la baie de Baffin, l'identification des anomalies pose problème. La signature magnétique visible dans la carte de Macnab *et al.* [1995], bien que sans avoir un caractère strictement "para-océanique"⁸, ne montre pas des linéations océaniques aussi claires qu'ailleurs. Le caractère océanique de la partie la plus ancienne de la mer du Labrador est encore controversé⁹, ainsi que celui de la mer de Baffin¹⁰. En raison

⁸ Je reprends ici la notion de caractère "para-océanique" telle qu'elle a été utilisée par Olivet [1996]. Cet auteur considère l'existence à certains endroits de "marges continentales bordées non pas directement par une croûte océanique typique, mais par des bassins plus ou moins prononcés, au caractère océanique atypique. Ces bassins se caractérisent en particulier par l'absence d'anomalies magnétiques linéaires de type océanique." Il parle ainsi des "zones magnétiques calmes" para-océaniques.

⁹ Nul ne conteste aujourd'hui, l'accrétion océanique en mer du Labrador. Cependant, l'âge de son début et l'étendue géographique de la croûte océanique plus ancienne sont mis en question : certains auteurs [Roest et Srivastava, 1989a ; Srivastava et Keen, 1995] estiment que l'accrétion océanique commence pendant le Crétacé supérieur (anomalies C34—C33o), tandis que d'autres [Chalmers, 1991 ; Chian et Loudon, 1994 ; Chalmers et Laursen, 1995] postulent un âge paléocène (anomalies C28—C27). Pour ces derniers, le plancher océanique compris entre les anomalies magnétiques dites C34—C28 par Srivastava ne serait pas de la croûte océanique néoformée mais une "zone de transition" à caractère controversé : croûte océanique typique [Roest et Srivastava, 1989a] ; croûte océanique très fine sur des matériaux mantéliques serpentinisés [Srivastava et Keen, 1995] ; croûte continentale fortement étirée avec probablement des intrusions volcaniques [Keen *et al.*, 1994a ; Chalmers et Laursen, 1995] ; croûte continentale fortement étirée disposée sur un manteau serpentinisé [Chian et Loudon, 1994].

D'un point de vue strictement cinématique, qu'il s'agisse de croûte océanique ou continentale n'a pas tellement d'importance tant qu'on peut trouver une homologie des structures ayant ou non une signature magnétique. L'imprécision sur cette corrélation et surtout sur l'âge devient, par contre, gênante.

¹⁰ Deux théories sur la nature de la croûte sous la baie de Baffin ont vu le jour :

principalement de la difficulté à identifier les anomalies magnétiques dans la mer du Labrador et au parce que seul le groupe de Srivastava ait travaillé sur cette région, j'ai dû me fier à leur avis¹¹. J'ai pointé ces anomalies à partir des profils existants m'appuyant sur les identifications réalisées par Srivastava *et al.* [1988c].

c — La manière dont les anomalies magnétiques ont été pointées

Une fois l'anomalie magnétique identifiée sur les profils magnétiques, il faut choisir un critère de pointage. Il y a des auteurs qui pointent les maximums, d'autres le passage par la valeur zéro d'un côté ou l'autre de l'anomalie. Pour réaliser le pointage des anomalies magnétiques sur les profils aéromagnétiques de l'Atlantique, j'ai suivi les modèles présentés par Klitgord et Schouten [1986] et Srivastava *et al.* [1988a ; 1990b] : suivant leur critère, j'ai choisi de pointer les maximums des anomalies. Seuls quelques cas échappent à cette règle :

— l'anomalie C24 présente dans la plupart des régions un double maximum (figure **I-20**). Klitgord et Schouten [1986] pointent les deux, Srivastava *et al.* [1988a ; 1990b] seulement le plus ancien qu'ils nomment C24B. Une grande partie des données utilisées concernant l'anomalie C24 au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs provient des fichiers de Klitgord et Schouten [1986]. Au Nord, dans la mer du Labrador et dans la partie septentrionale de la mer de Norvège-Groenland, différencier ce double maximum est parfois difficile : à cause du moindre taux d'expansion océanique, la distance entre les deux pics est réduite. À l'instar de Srivastava *et al.* [1988c ; 1990b], dans ces régions, j'ai parfois pointé seulement l'anomalie plus ancienne (C24B). Ceci doit être pris en compte lors de l'utilisation de ces données ;

— les anomalies C33y, C33o et C34 ne sont pas prises sur les maximums, mais sur le bord supérieur du gradient externe, un peu près au niveau de la plus forte rupture de pente. Srivastava *et al.* [1988a ; 1990b] hésitent entre pointer cette rupture ou le passage de l'anomalie par la valeur zéro (figure **I-20**). Les reconstitutions pour les anomalies C33o et

(a) une croûte continentale atténuée ou effondrée modifiée au Tertiaire par intrusion des roches basaltiques [Kerr, 1967 ; Van der Linden, 1975 ; Grant, 1982]. Selon cette hypothèse, la baie de Baffin serait plus le résultat de mouvements verticaux qu'horizontaux ce qui peut impliquer des mouvements différentiels de deux côtés du détroit de Davis et, dans tout les cas, la non-existence des déplacements majeurs le long du détroit de Nares au Crétacé supérieur—Tertiaire inférieur.

(b) la baie de Baffin se serait formée par accréation océanique qui aurait débuté à la fin du Crétacé ou au Paléocène [Barret *et al.*, 1971 ; Keen *et al.*, 1974 ; Srivastava, 1978 ; Jackson *et al.*, 1979 ; Rice et Shade, 1982], liée à la séparation du Groenland et de l'île de Baffin.

Certains auteurs [Jackson *et al.*, 1979] affirment avoir identifié des anomalies entre la C21 et la C13 dans la Baie de Baffin. Srivastava parle souvent de ces anomalies mais ne les montre sur aucune de ses cartes récentes (Par exemple, Srivastava *et al.* [1988c]).

¹¹ Une autre possibilité m'était offerte : les données de Klitgord et Schouten [1986], mais ceux-ci reprennent pour le cas de la mer du Labrador, l'interprétation de Srivastava et Tapscott [1986] modifiées par la suite [Srivastava *et al.*, 1988c ; Roest et Srivastava, 1989a].

C34 se fondent principalement sur la corrélation entre les morphologies de ces gradients de deux côtés de la dorsale. Pour réaliser ce travail, j'ai utilisé la morphologie des gradients définie par les cartes d'anomalies contourées issues des données de Macnab *et al.* [1995].

Dans la mer du Labrador, Srivastava *et al.* [1988c] ne conservent pas les mêmes critères de pointage que pour le reste de l'Atlantique [Srivastava *et al.*, 1988a ; 1988c ; 1990b] et, d'une certaine manière, ne gardent pas non plus la cohérence à l'intérieur de la mer du Labrador. Ainsi, souvent pointent-ils les maximums, mais les négligent parfois pour prendre en compte les points d'inflexion. En repointant ces profils, j'ai essayé de conserver un critère uniforme (les maximums).

Une difficulté apparaît concernant l'anomalie "C33". Ailleurs, Srivastava *et al.* [1988a ; 1990b] pointent normalement une anomalie C33y (*y = young*) et une autre C33o (*o = old*) sur les bords supérieurs des gradients limitant un large maximum qui constitue, dans son ensemble, l'anomalie "C33". Dans la mer du Labrador, l'identification de cette anomalie, faite seulement dans sa partie méridionale, est difficile, voire controversée ; Srivastava *et al.* [1988c] pointent à peu près au milieu de l'anomalie. Cette anomalie C33 n'équivaut donc ni à l'anomalie C33y ni à l'anomalie C33o atlantiques. Je me suis servi de leurs profils [Srivastava *et al.*, 1988c] pour déterminer, là où c'était possible, une anomalie C33o sur le gradient.

Malgré le fait que la plupart des auteurs soutiennent l'idée que l'accrétion océanique ne cesse, dans la mer du Labrador, que peu avant l'anomalie C13, Srivastava *et al.* [1988c] et Roest et Srivastava [1989a] n'ont pas identifié d'anomalies plus récentes que la C21.

Une autre complication rend difficile le travail sur la donnée magnétique de cette région : la marge sud-ouest de la mer du Labrador présente une bonne couverture aéromagnétique ; celle du Nord-Est est parcourue par des profils plus épars. Ceci rend difficiles l'identification et la corrélation des anomalies dans le versant nord-est du bassin (figure **I-18**).

Tout cela nous conduit à considérer les anomalies magnétiques dans la mer du Labrador avec une certaine prudence. À l'heure de discriminer entre différentes options, elles auront, dans ma démarche, un "poids" inférieur à celles, mieux contraintes, de l'Atlantique Nord.

d — La précision dans le positionnement géographique des données magnétiques utilisées

La précision du positionnement géographique des données magnétiques auxquelles j'ai eu accès est inégale et liée fondamentalement à la précision de la navigation au moment où les données ont été acquises.

En outre, certaines données nous sont parvenues sous forme de fichier informatique avec les interprétations (anomalie identifiée, coordonnées en latitude et longitude) de leurs auteurs [Klitgord et Schouten, 1986]. D'autres sont des pointages numérisés le long des routes d'acquisition des profils à partir des cartes d'échelles diverses. La plupart de ces données ont pu être numérisées à des échelles adéquates. Néanmoins, d'autres sources n'ont été obtenues que par l'agrandissement de figures de taille réduite [Kress, 1990 ; Srivastava *et al.*, 1990a]. Ces dernières données sont sujettes à caution : les erreurs introduites pour l'agrandissement avec des appareils de reprographie et par la numérisation à des échelles trop générales m'ont fait finalement renoncer à inclure ces données dans ma compilation.

J'ai essayé donc de créer un ensemble homogène de données. Pour ceci, j'ai compilé et comparé toutes les données numérisées, éliminant les points qui me semblaient aberrants. Je me suis servi aussi à ce stade de la compilation des données magnétiques de Macnab *et al.* [1995] pour tester la cohérence de l'ensemble. Les cartes réalisées avec ces données permettent une comparaison des anomalies homologues des deux cotés de la dorsale médio-atlantique, ce qui permet de vérifier l'équivalence des interprétations réalisées à partir des profils magnétiques publiés. Elles permettent aussi d'évaluer certains pointés ainsi que d'obtenir l'allure morphologique des isochrones magnétiques qui n'est pas visible sur les profils magnétiques. Finalement, je me suis servi aussi des données de Macnab *et al.* [1995] pour identifier des directions structurales (zones de fracture ou autres) en comparaison avec les données bathymétriques et altimétriques. Ces données permettent de différencier, par leur signature magnétique, des domaines à caractère nettement océanique (avec des linéations magnétiques bien visibles) et d'autres dit "para-océaniques" situés en bas des pentes continentales, dont la signature magnétique ne diffère point de celle des plates-formes continentales¹².

2 — Les données bathymétriques

Les cartes bathymétriques générales que nous avons utilisées sont essentiellement les cartes GEBCO. Pour mes reconstitutions générales mettant en jeu les régions arctiques, j'ai numérisé les isobathes 500, 1000, 2000 et 3000 m de la carte bathymétrique compilée par Perry *et al.* [1990].

¹² À ce propos il y a souvent confusion dans les travaux publiés sur les marges continentales (par exemple, le cas de la marge à l'ouest de l'Ibérie) entre "Zone Magnétique Calme", qui correspondrait à ces bassins para-océaniques, et les zones de croûte océanique formées à des moments sans inversions de polarité magnétique ou "Période Magnétique Calme".

Les données bathymétriques expriment la morphologie des marges continentales et de toute autre structure océanique. Si la couverture bathymétrique sur les domaines côtiers est souvent bien dense, les domaines océaniques restent, eux, largement inexplorés. Ainsi, en raison de très larges interpolations, la plupart des compilations bathymétriques existantes (telles que les données bathymétriques des cartes GEBCO [IOC/IOH, 1994]) sont très imprécises en domaine océanique. Or, les zones de fracture du plancher océanique représentent une des contraintes principales dans la cinématique des plaques. Si la bathymétrie ne permet pas d'en obtenir une bonne cartographie, il faut trouver un outil plus adapté. Pour identifier et cartographier les zones de fracture je ferai usage, en association avec la carte magnétique, des données altimétriques qui offrent une couverture dense et homogène des océans.

Par contre, la morphologie des marges continentales (là où elle a une signification structurale) et des certains traits dans l'océan (plateau de Rockall, bloc Jan Mayen) est représentée par sa bathymétrie.

3 — Les données altimétriques

Le principe de la mesure altimétrique

Le niveau moyen des mers coïncide avec une équipotentielle du champ de pesanteur communément appelée Géoïde. Il est donc le reflet de la répartition des masses du globe terrestre, sous les océans. L'ellipsoïde de référence (qui n'est autre qu'un Géoïde théorique) est une expression mathématique simple de la surface de la Terre. Si la répartition des masses de la Terre était homogène ; le Géoïde et l'ellipsoïde de référence devraient coïncider, or, lorsqu'on les compare, il existe des variations entre ces deux surfaces appelées anomalies du Géoïde. L'altimétrie permet de déterminer ces anomalies.

L'intérêt de l'altimétrie : les courtes longueurs d'onde du Géoïde reflètent la bathymétrie non compensée

Les anomalies du Géoïde ont plusieurs sources qui se distinguent en fonction de leur longueur d'onde. Les courtes longueurs d'onde du signal altimétrique (inférieures à ~100 km, selon Gibert *et al.* [1989]) reflètent à la fois un fort contraste de densité (interface eau-sédiment, par exemple) et une interface proche de la surface de l'eau (moins l'interface est profonde, plus le signal est net et correspondra à des courtes longueurs d'onde. Ces deux propriétés sont caractéristiques de la bathymétrie des fonds océaniques.

Il est donc possible de cartographier les zones de fracture, à partir des données altimétriques. Le maillage très serré des profils altimétriques permet de suivre les directions des zones de fracture de manière très précise.

Les données altimétriques utilisées

J'ai disposé de la grille 1x1 minute des anomalies de gravimétriques de Sandwell [comm. pers.]. Cette grille est issue des données des satellites GEOSAT et ERS1, dont la densité permet une vue détaillée de tous les bassins océaniques avec une résolution de la dizaine de kilomètres entre 72°N et 72°S. Elle reflète la totalité du signal gravimétrique à l'exception des très courtes longueurs d'onde (bruit). J'ai complété cette grille avec les données d'Andersen et Knudsen [1995] qui, elles, atteignent la latitude de 80°N avec une qualité moindre.

À partir de ces données, j'ai donc interprété et numérisé les zones de fracture et des reliefs sous-marins (volcans pour la plupart). Pour ce qui concerne les zones de fracture, j'ai pointé généralement les minimums (*cf.* plus loin, **I-F.2.b** *Les zones de fracture comme contraintes des reconstitutions*). Pour les zones de fracture associées à des dorsales lentes (comme c'est le cas dans l'Atlantique Nord), le minimum altimétrique reflète, comme la bathymétrie, l'entaille laissée par la zone transformante sur la croûte océanique (figure **I-21**). Dans le cas de la zone de fracture Charlie Gibbs, où certains segments ne présentent pas une morphologie en vallée claire mais un flanc raide et un autre beaucoup moins abrupte, j'ai numérisé le bas du fort gradient. Les reliefs volcaniques sont contourés à la base du gradient positif.

4 — L'apport de la sismique réflexion

Pour l'étude de l'évolution de la plaque ibérique, je me suis servi des profils de sismique réflexion sillonnant le golfe de Gascogne et, dans une moindre mesure, la marge occidentale de la péninsule Ibérique. Les profils concernant la marge septentrionale du golfe de Gascogne sont fort nombreux : campagnes de l'IFP, du CNEXO, CEPM et IOS (profils OC, CM, GEOM, S), ELF (années 1980-1981) ; et la campagne NORGASIS (1994) de l'IFREMER. Cette énorme quantité de données a été principalement étudiée par Isabelle Thinon [1999] avec laquelle j'ai collaboré à plusieurs reprises lors de l'interprétation de ces données [Thinon *et al.*, 2001, et deux publications soumises].

Pour la partie sud du golfe de Gascogne, la marge occidentale ibérique et le domaine océanique à l'extérieur du golfe "physiographique", je me suis servi des profils publiés (campagnes GESTLANTE III [Malzac, 1971 ; Frappa et Vaillant, 1972] et GESTLANTE IV [Frappa *et al.*, 1974]), des données des campagnes NORATLANTE (1969) et NESTLANTE I

(1971) du CNEOX, et de quelques profils du maillage collecté par le *Vening Meinesz Laboratorium* d'Utrecht entre les années 1967-1984 le long des routes commerciales entre les Pays-Bas et Surinam.

Ces données vont fondamentalement servir à définir des domaines déformés ou non dans l'océan, des endroits où le socle est surélevé, ou des séquences sédimentaires sont inversées. Ils servent aussi à déterminer les orientations des structures susceptibles de donner des indications sur les directions des mouvements des plaques, ainsi qu'à établir des limites structurales (front de déformation, passage de la limite de plaques entre le golfe de Gascogne et King's Trough, ...).

Quelques autres profils sismiques issus des publications ont été étudiés pour contraindre des aspects comme l'étendue des zones déformées (par exemple, en mer de Norvège-Groenland), où l'existence ou non des déformations susceptibles d'étayer l'existence des mouvements différentiels importants à certaines époques (hypothèse de la microplaque Svalbard en mer de Barents [Savostin et Karasik, 1981 ; Unternehr, 1982]).

5 — Les données géologiques issues de la bibliographie

D'autres données ont été aussi utilisées. Il s'agit notamment des données géologiques compilées à partir des travaux antérieurs : géologie des continents bordant l'océan Arctique et l'Atlantique Nord, limites des bassins sédimentaires, limite entre l'océan et le continent, directions structurales, volcanisme, âge et importance des phases tectoniques ainsi que les directions des efforts tectoniques... J'ai considéré ces données comme des contraintes importantes pour discuter la validité de chaque reconstitution. Celles qui sont susceptibles d'avoir une représentation cartographique ont été numérisées.

F — La démarche suivie

Ma démarche est articulée en trois points :

- la nécessité d'allers-retours entre les différentes échelles ;
- l'intégration de toutes les données géophysiques et géologiques qui peuvent apporter des contraintes au modèle ;
- s'assurer à tout moment de la cohérence du modèle : cohérence cinématique, cohérence dans l'interprétation des structures et —dans la mesure du possible— dans celles des données géologiques.

1 — Le choix du cadre et des échelles de travail

J'ai considéré, dans ce travail, l'ensemble océanique de l'Atlantique Nord et l'Arctique. Bien que de manière beaucoup moins approfondie, j'ai étudié aussi l'Atlantique Central afin de permettre de situer la plaque africaine dans ce contexte¹³. La plaque ibérique, par sa situation au centre du système, joue un rôle-clé dans la compréhension de l'évolution générale de l'Atlantique Nord. Son étude ainsi que celle de ses régions frontières (golfe de Gascogne—Pyrénées, au Nord ; zone Açores-Gibraltar et mer d'Alborán, au Sud) deviennent très importantes.

Une approche courante consiste à tenter une synthèse locale entre les données géophysiques marines et les données de terrain. C'est ce qui se fait, par exemple, quand on met l'évolution du domaine pyrénéen en rapport avec l'ouverture du golfe de Gascogne [Olivet, 1996]. C'est ce qui se fait aussi quand on considère les mouvements relatifs de la plaque ibérique dans le cadre régional du point triple entre les Grands Bancs de Terre-Neuve, le sud-ouest de l'Europe et l'Ibérie elle-même [Masson et Miles, 1984 ; Srivastava *et al.*, 1988b ; Malod et Mauffret, 1990 ; Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991 ; Sibuet et Collette, 1991 ; Campan, 1995 ; Olivet, 1996]. Néanmoins, rares sont, parmi ces travaux, ceux qui tiennent compte en même temps des contraintes fournies par les régions éloignées du point triple et qui appartiennent au même système atlantique. Une solution, apparemment satisfaisante dans ce contexte local, peut soulever des problèmes considérables à plus grande échelle (voir exemple ci-après). Ainsi, un modèle qui intègre de manière apparemment adéquate les données géophysiques et géologiques peut être insuffisant s'il est trop local et s'il n'intègre pas le contexte général.

À l'heure d'affronter l'étude de l'évolution cinématique de la plaque ibérique et de ses implications sur l'évolution du golfe de Gascogne et du domaine pyrénéen, on se heurte rapidement au besoin de savoir quelle est la "place" de la plaque européenne dans ce contexte. La figure **I-22** illustre comment des différences apparemment minimes dans la position relative entre Goban Spur et Terre-Neuve (A), peuvent avoir des implications non négligeables sur des régions en dehors d'un cadre de travail restreint : les Pyrénées (B), mais aussi entre le Groenland et l'archipel de Svalbard (C) ou au niveau de la frontière sibérienne entre l'Eurasie et l'Amérique du Nord (D).

Ainsi, l'étude cinématique d'une région plus ou moins restreinte, comme c'est le cas du domaine golfe de Gascogne—Pyrénées, demande un travail à plusieurs échelles :

¹³ N'oublions pas qu'elle joue un rôle déterminant dans les processus de convergence qui ont fait disparaître l'océan Téthys et naître les chaînes alpines.

- une échelle générale comprenant l'ensemble Atlantique Nord—océan Arctique (cadre de la figure I-22) ;
- une seconde, intermédiaire, concernant les plaques en relation directe avec le domaine étudié. Dans notre exemple : les régions de l'Europe, l'Amérique du Nord, l'Afrique et l'Ibérie autour du point triple. Les limites géographiques seraient un peu plus larges que celles de Srivastava *et al.* [1988b] (elles devraient contenir notamment les Pyrénées et la frontière entre l'Ibérie et l'Afrique) ;
- et une échelle de détail enfin pour le golfe de Gascogne et les Pyrénées où l'on pourra mettre en relation directe les données géologiques et la cinématique.

Pour une étude générale, comme c'est le cas ici, la démarche à suivre n'est pas très différente. Bien que l'échelle globale prime, celles plus régionales servent à intégrer les données existantes ou à mieux préciser des solutions cinématiques possibles grâce à l'étude détaillée de certaines zones-clés. Dans la pratique, que ce soit pour les Pyrénées ou pour l'ensemble de l'Atlantique Nord, le problème doit être considéré de façon itérative à des échelles différentes.

2 — L'intégration des différents types des données

a — L'utilisation des données géologiques

Les données géologiques vont nous donner des renseignements précieux sur la déformation visible sur la surface terrestre. Si peu contraintes que soient les déformations de certaines zones-clés, prises séparément, elles contraignent étroitement l'évolution des plaques en jeu lorsqu'on les considère ensemble, simplement parce qu'elles déterminent localement l'âge et le sens des mouvements relatifs.

L'utilisation des données géologiques¹⁴ concernant les orogènes ou les bassins oblige à synthétiser les données en les ramenant à des échelles de temps et d'espace directement en rapport avec cette étude cinématique. Le but est une évaluation des résultats à l'échelle des plaques et à l'échelle de la dizaine de millions d'années. La majeure partie du travail a, en général, été accomplie par des spécialistes mais dans des termes qui ne sont pas toujours directement adaptables à mon travail¹⁵. D'autre part, des divergences marquées subsistent

¹⁴ S'agissant de l'océan, ce sont des résultats de forages, dragages, des datations, des interprétations de réflexion et réfraction sismique et des interprétations morphologiques.

¹⁵ Il arrive aussi fréquemment que des synthèses géologiques restent en deçà du degré de précision requis ou, plus souvent, ne soient centrées ni géographiquement ni thématiquement sur les points utiles à un travail comme celui que je présente.

fréquemment à ce niveau de synthèse (voir, à titre d'exemple, les désaccords sur l'âge de la déformation compressive dans l'archipel de Svalbard, chapitre III). Le choix est alors fait en fonction des contraintes qu'apportent les reconstitutions cinématiques elles-mêmes. Dans tous les cas, la démarche est dialectique.

b — Le poids des anomalies magnétiques et des zones de fracture dans les reconstitutions cinématiques

La plupart des méthodes utilisent essentiellement (ou exclusivement) des points discrets isochrones, ou jugés tels, relevés sur les profils magnétiques. En plus de ces données, d'autres méthodes intègrent les zones de fracture avec une importance variable selon les cas. Certaines d'entre elles ont le souci de donner une estimation mathématique de la précision de la reconstitution réalisée. Un exposé plus détaillé des différentes méthodes sera présenté dans la partie consacrée à la méthode. Ici, je vais m'intéresser au sens réel de donner de l'importance aux anomalies magnétiques ou aux zones de fracture ou aux deux. Je voudrais aussi examiner la signification de chercher le meilleur ajustement possible. Ces questions vont me permettre de justifier la démarche de mon travail ainsi que le choix de la méthode de reconstitution cinématique employée.

La mesure de l'erreur dans la définition des anomalies magnétiques et leur agencement

L'étude de la cinématique des plaques peut être considérée comme un exercice consistant uniquement à additionner une série de reconstructions fondées sur la superposition d'anomalies magnétiques interprétées comme isochrones, et datées. Dans ce contexte, il peut paraître logique de chercher à quantifier la qualité de ces superpositions, d'en apprécier les limites d'erreur et de fournir ainsi aux autres spécialistes des sciences de la terre une simple et rassurante mesure. De nombreux facteurs rendent discutable cette démarche d'apparence rigoureuse, surtout si on veut l'appliquer à un système à plusieurs plaques. Parmi ces facteurs, certains ne sont pas pris en compte par les calculs d'erreurs : c'est le cas de l'imprécision engendrée par l'hypothèse de la rigidité des plaques, ou de l'impossibilité à quantifier "l'erreur" dans la "mesure" de toute une série d'événements géologiques qui doivent être pris en compte (phases tectoniques, phénomènes d'isostasie, ...). En général, c'est sur la seule mesure géophysique des anomalies magnétiques océaniques que se concentre le calcul du degré de confiance d'une reconstitution.

Pour chiffrer réellement la qualité d'une superposition d'isochrones magnétiques, il faudrait commencer par estimer la "valeur" (comme contrainte cinématique) de ces données, ce qui n'est pas envisagé en général. Comme on l'a vu précédemment (paragraphe I-E.1), cette valeur dépend d'un certain nombre de facteurs dont le paramétrage mathématique est difficile.

La rigueur avec laquelle ces anomalies sont définies est fonction de :

- l'identification des anomalies magnétiques qui est fonction de la quantité et de la répartition des données, de l'existence d'homologues et de la perturbation du signal par des facteurs locaux (proximité des phénomènes volcaniques, proximité à la marge passive ou aux zones de fracture) ou globales (champ magnétique terrestre) ;
- ou les critères de pointage utilisés (pics, gradients, ...).

Dans la pratique, ceci n'a été fait de manière rigoureuse que pour des zones de détail (de l'ordre de la centaine de kilomètres) à l'échelle des frontières de plaques [cf. par ex. Sloan et Patriat, 1992].

La notion de "best fit" : l'exemple de Sloan et Patriat [1992]

En cinématique de plaques, un bon ajustement (*fit*) est celui qui réduit autant que possible les recouvrements et les hiatus entre les éléments homologues (anomalies magnétiques, zones de fracture, *etc.*) situés sur des plaques différentes. C'est de cette démarche que surgit le concept de qualité d'un assemblage (qui peut être testé visuellement) et postérieurement, avec l'utilisation des méthodes mathématiques de minimisation des écarts, le calcul du *best fit*.

Le travail de Sloan et Patriat [1992] présente les conditions idéales pour espérer atteindre un *best fit* :

- les anomalies magnétiques ont été définies avec rigueur : les auteurs disposent d'un levé magnétique de haute résolution des deux versants de la dorsale, ce qui permet d'interpréter en même temps les deux homologues de chaque anomalie magnétique ;
- la croûte océanique explorée par ce levé est très jeune (≤ 10 Ma). Le levé se situe, de plus, au centre d'un segment entre deux zones de fracture (Atlantis et Kane). Ces deux caractéristiques permettent d'espérer que la croûte océanique n'a pas subi de phénomènes de déformation intraplaque d'importance, postérieures à sa mise en place ;
- la courte taille du segment évite les problèmes d'ajustement qui apparaissent latéralement le long des frontières d'accrétion de grande longueur et qui pourraient être attribués à des phénomènes de déformation intraplaque.

La figure **I-23** montre l'ajustement de ces anomalies magnétiques réalisé avec les paramètres de rotation calculés par Sloan et Patriat [1992] (**a** et **b**), ou interpolés (**d**) à partir de la rotation pour l'anomalie C5 de Klitgord et Schouten [1986]. Au contraire de Sloan et Patriat, Klitgord et Schouten ont examiné tout l'Atlantique Central avec une densité de données magnétiques faible.

Cette figure montre que même avec des données très précises et dans les meilleures conditions, des *misfits* persistent. (Le *best fit* est ainsi une affaire "d'échelle" : il est toujours possible d'identifier des *misfits* mineurs à l'intérieur d'un bon (même un *best fit*.) Ces écarts dans l'ajustement peuvent être dus à :

- une certaine déformation au niveau de la dorsale au moment de la mise en place de la croûte ;
- un problème lié à la donnée (mauvaise reconnaissance des anomalies magnétiques, erreurs de positionnement, ...).

Ainsi, même dans ces conditions exceptionnelles, il subsiste du "bruit" (d'une ampleur de 10 km) perturbant la justesse de l'agencement. La comparaison entre les résultats de Sloan et Patriat (dessins **a** et **b**), pris comme exemple de *best fit*, avec ceux de Klitgord et Schouten (**d**), considérés comme un ajustement moins bon, montrent que, mis à part l'anomalie C4 (et, dans une moindre mesure, la C5), il n'y a pas de différences sensibles entre les uns et les autres.

On est alors en droit de se demander si chercher à éliminer complètement les *misfits* a un sens : quelle est la part du bruit dans le *misfit* de Klitgord et Schouten ? les *misfits* supprimés n'étaient-ils pas entièrement du bruit ? En définitive, est-ce qu'on ne prend pas le risque de confondre le bruit avec le signal ?

Changeons d'échelle et de cadre géographique : la figure **I-24** montre le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord entre les anomalies C5 (~10 Ma) et l'actuel d'après les paramètres calculés par Sloan et Patriat [1992]. Les paramètres de rotation de l'anomalie C4, calculés par Sloan et Patriat, induit un changement dans l'orientation du déplacement entre les anomalies C4A et C4-C3A par rapport au mouvement entre les anomalies C5 et C4A et entre C4-C3A et l'actuel. Le mouvement dans le Maghreb par rapport à l'Amérique du Nord, passe du WNW-ESE au WSW-ENE puis revient au WSW-ENE. Des variations importantes dans la direction de mouvement dans des fourchettes de temps si courtes (la période entre C4A et C4-C3A aurait duré ~1-2,5 Ma) ont-elles un sens réel ? Si elles sont avérées, ces variations devraient avoir un reflet géologique sur le terrain.

Changeons d'échelle de temps : la figure **I-25** montre les mouvements, tirés de mon modèle, de l'Afrique par rapport à l'Amérique du Nord. Elle montre l'existence de grandes

périodes pour lesquelles la direction de mouvement reste pratiquement invariable : entre les anomalies C34-C31 (durée ~16 Ma), entre les anomalies C31 et C21 (durée ~21 Ma), entre C21 et C6 (durée ~27 Ma), et finalement, entre C6 et l'actuel (durée ~20 Ma). À l'intérieur de ces périodes cinématiques, la position de l'Afrique à l'époque des quelques anomalies magnétiques intermédiaires représentées sur la figure **I-25** n'indique pas l'existence de changements importants dans la trajectoire du mouvement relatif. On voit qu'entre l'anomalie C6 (~20 Ma)¹⁶ et l'actuel, l'Afrique se serait déplacée du WNW vers le ESE par rapport à l'Amérique du Nord. Peut-il exister, à l'intérieur de cette période, un mouvement relatif orienté autrement (WSW-ENE) comme celui observé dans la figure **I-24** entre les anomalies C4A et C4-C3A (durée $\leq 2,5$ Ma) ? Peut-il exister à l'intérieur des périodes majeures des variations importantes mais très restreintes dans le temps ?

De plus, le travail de précision de Sloan et Patriat [1992] est abordé sur une zone de détail (un segment d'une centaine de kilomètres), à l'échelle de la frontière de plaques (voir paragraphe **I-B.2** “*La limite dans la précision possible à l'échelle géologique d'une reconstitution cinématique...*”). Ces résultats, en admettant que la recherche d'une telle “précision” ait un sens local, peuvent-ils être pris comme représentatifs pour la frontière toute entière et quelles sont les conséquences sur des régions éloignées ?

En conclusion, il est difficile de cerner la validité réelle d'une démarche mathématique cherchant le meilleur ajustement possible. Même dans les meilleures conditions, on va assimiler facilement le bruit à du signal. Cette démarche a moins de sens encore si le travail s'effectue à partir de l'échantillonnage (aussi dense soit-il) d'une petite portion de frontière ou si, comme c'est mon cas, la densité et qualité des données magnétiques est moins importante et hétérogène.

À mon avis, on doit d'abord cerner le cadre général. Il faut envisager les différentes possibilités qui peuvent exister, les confronter avec la donnée géologique à notre disposition pour fixer un cadre (ou un nombre de cadres limités) à l'intérieur duquel (desquels) effectivement on va essayer de raffiner au mieux les paramètres de rotation, mais sans jamais dépasser les limites de ce(s) cadre(s). Ceci veut dire que la solution cherchée n'est pas forcément la meilleure possible du point de vue géométrique au niveau de la frontière d'accrétion (comme ce serait le cas du *best fit* idéal), mais la meilleur possible du point de vue géologique pour l'ensemble du système.

¹⁶ En réalité, comme l'on verra dans le chapitre **V**, cette période commence dans un temps non précisé entre l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien).

Dans ces conditions, l'approche quantitative du calcul a une importance secondaire par rapport au poids donné aux faits, c'est-à-dire aux traces des événements géologiques enregistrés par la planète, en particulier les zones de fracture.

Les zones de fracture comme contraintes des reconstitutions

En général les géophysiciens (mis à part quelques exceptions, comme Le Pichon et Bonnin) ont tendance à négliger l'importance des zones de fracture et donnent tout le poids dans la reconstitution à l'assemblage des données magnétiques. Ils considèrent les zones de fracture comme peu fiables puisqu'elles peuvent subir des déformations liées aux changements de direction d'expansion [Menard et Atwater, 1968 ; Patriat, 1987]¹⁷.

On va voir justement, pour l'exemple de la zone de fracture Pico—Gloria, qu'en réalité, les zones de fracture sont souvent aussi bons marqueurs cinématiques que les données magnétiques, voire meilleurs si on tient compte des problèmes intrinsèques aux données magnétiques.

La figure **I-26** montre deux reconstitutions de la partie nord de la frontière entre l'Amérique du Nord et l'Afrique qui inclue les zones de fracture Pico—Gloria. La première (**I-26A**) représente l'agencement à l'anomalie C25, la deuxième (**I-26B**) celui à l'anomalie C13. Dans les deux cas, le dessin inférieur de la page montre la reconstruction avec la grille des données altimétriques. Les deux dessins supérieurs montrent le même ajustement avec l'interprétation des données altimétriques : j'ai figuré les bords des parois des zones de fracture avec le symbole " faille normale " et les fonds des vallées par des lignes en tiretés. Sur la figure **I-26B**, nous avons représenté de chaque côté de l'isochrone centrale C13, les isochrones homologues C25 qui ont été superposées dans la figure **I-26A**. Ces figures montrent un excellent ajustement des zones de fracture qui prouve que les zones de fracture peuvent être de bons indicateurs pour une reconstitution cinématique, y compris au niveau de la frontière de plaques entre l'Afrique et l'Ibérie, région qui se déforme de manière importante. En plus, la qualité de l'ajustement obtenu le long de cette frontière, nous permet de simplifier les traits des zones de fracture qui vont être inclus dans nos calculs. Dans mes

¹⁷:“(…) chaque modification de la géométrie [de l'axe d'expansion] va déformer la faille transformante de l'instant précédent, qui ne pourra jamais se fossiliser dans la forme d'une isochrone puisqu'elle a besoin de temps pour laisser son empreinte.” (p. 108) [Patriat, 1987]. Srivastava *et al.* [1990b] disent explicitement concernant la zone de fracture Gloria (p. 232) : “This more recent activity along this [Azores-Gibraltar] fracture zone makes it difficult to use it as a constraint for a plate kinematic solution for Iberia, although some authors have used it [Olivet *et al.*, 1984].”

reconstitutions ne figureront que les traits correspondant aux vallées axiales (les tiretés sur la figure **I-26**) des zones de fracture.

Ces zones de fracture paraissent donc des contraintes principales et fiables. Dans les reconstitutions, elles apparaîtront simplifiées par un trait qui suit en général le “fond de la vallée” (les minimums du signal) [Gahagan *et al.*, 1988] mais en tenant compte de l’orientation des gradients des “parois” qui entourent ces “vallées”. Bien évidemment les anomalies magnétiques restent des données de base mais à l’épreuve d’une série de contraintes :

- l’imposition d’un bon agencement des tracés des failles transformantes homologues ;
- la précision variable des données magnétiques selon les régions (voir discussion sur ces données, **I-E.1**) ;
- la façon dont les stades et phases cinématiques s’enchaînent ;
- la possibilité d’existence de phénomènes de déformation intraplaque et/ou de frontières de second ordre dans les plaques concernées.

Néanmoins, l’emploi des zones de fracture va présenter un inconvénient pour les méthodes cinématiques qui se fondent sur l’estimation statistique de la précision d’une reconstitution (voir après **I-G** “*La méthode cinématique utilisée*”) : l’anomalie magnétique peut être mesurée, chiffrée et datée ; la zone de fracture, non. Elle est, avant tout, une interprétation morfo-structurale qui ne peut pas être considérée comme une isochrone. Il n’y aura donc pas de calculs d’erreur mathématique dans mon travail mais une recherche de cohérence et signifiante entre toutes les données.

3 — Les critères de cohérence et coïncidence

Les principes directeurs de l’élaboration du modèle cinématique sont des principes de cohérence et d’homogénéité s’appliquant :

- aux données. On doit interpréter de la même manière, tout au long du travail, les objets qui ont des caractères morphologiques, tectoniques et/ou géophysiques comparables. Ces *a priori* doivent être vérifiés, c’est-à-dire que les reconstructions réalisées en utilisant d’autres critères doivent être compatibles avec eux ;
- au développement cinématique dans le temps et sur les différents secteurs-clés du modèle résultant. À l’échelle du modèle cinématique, il est essentiel de vérifier que le passage d’un stade de reconstruction au suivant est bien cohérent. En effet, une reconstruction cinématique à l’état initial fondée uniquement sur un assemblage morphologique ou structural et qui ne tiendrait aucun compte des stades récents ne permettrait pas d’expliquer l’évolution du

domaine étudié et serait par conséquent dépourvue de tout sens. Cette notion de cohérence est encore plus importante dans le cas où les reconstructions impliquent plus de deux plaques. En effet, si on prend le cas d'une reconstruction mettant en jeu quatre plaques, il est facile de déterminer le mouvement relatif entre deux plaques mais pour décrire l'ensemble du système il faut six rotations. Pour que le modèle soit cohérent, il faut vérifier tous les assemblages entre eux. Pour contrôler la cohérence entre les différentes étapes, nous disposons en milieu océanique des zones de fractures qui sont l'expression géologique du mouvement relatif des plaques. Il suffit donc de calculer les trajectoires synthétiques à partir des rotations intermédiaires décrivant les différentes étapes pour vérifier si le modèle s'accorde bien avec ces structures géologiques.

La recherche d'une cohérence générale requiert, dans la pratique, une longue approche par approximations successives. Cette démarche par tâtonnements englobe une quantité d'éléments de nature et de poids différents : anomalies plus ou moins claires, structures plus ou moins complexes à l'intérieur ou à la frontière des plaques... Elle devient encore plus complexe lorsque, dans une progression à rebours du temps, on atteint des stades pour lesquels nos connaissances deviennent de plus en plus fragmentaires et imprécises.

Le modèle cinématique se présente en définitive comme un ensemble complexe dont tous les éléments sont imbriqués selon une logique qui ne doit pas être abandonnée en route. On ne peut pas, en principe, en modifier un élément sans s'attaquer à tout un panneau de l'ensemble.

Une autre prémisse que j'ai appliquée concerne les coïncidences : il consiste à rechercher une signification à une coïncidence observée et à refuser *a priori* de la tenir par fortuite. Néanmoins, l'application de tels postulats peut rapidement conduire à des aberrations, tant reste grande la part de la spéculation. Une interprétation n'est probable que lorsqu'elle s'inscrit harmonieusement en regard d'autres interprétations.

Par exemple, la ride Tore-Madère appartient en partie à la plaque ibérique, en partie à la plaque africaine. Elle a pour origine probable un fonctionnement anormal de la dorsale au Barrémien (comme c'est le cas actuellement pour les Açores et la dorsale de Reykjanes au sud de l'Islande) et elle a été reprise par une phase tectonique au Miocène [Féraud *et al.*, 1977 ; Olivet *et al.*, 1984]. L'alignement actuel de part et d'autre de la frontière signifie, s'il n'est pas fortuit, que depuis le Crétacé moyen, les plaques ibérique et africaine se trouvent approximativement dans la même position relative [Olivet *et al.*, 1984]. L'appréciation générale des mouvements relatifs entre l'Afrique et l'Eurasie¹⁸, la révision des anomalies

¹⁸ Ces mouvements sont d'un ordre de grandeur si petit pendant certaines périodes qu'ils ont conduit le groupe de Srivastava à considérer la plaque ibérique comme solidaire de l'Afrique entre le Crétacé supérieur (pré-anomalie C34) et la fin de l'Éocène moyen (anomalie C18).

magnétiques, la démonstration par forage de l'existence d'une dorsale anormalement haute au Crétacé moyen, *etc.*, confirment cette idée.

Un autre exemple, d'importance capitale pour calculer les paramètres de rotation entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord dans mon modèle, concerne les structures que j'ai interprétée et nommée zones de fracture Mortadelo et Filemón (voir détails en chapitre IV).

G — La méthode cinématique utilisée

Depuis le travail pionnier de Bullard *et al.* [1965], plusieurs méthodes ont été élaborées pour permettre de calculer les paramètres de rotation qui définissent le mouvement relatif des plaques. Elles diffèrent principalement par l'algorithme de recherche des trois paramètres indépendants qui caractérisent cette rotation (latitude et longitude du pôle, et angle de rotation) et par le critère de concordance qui évalue la qualité de l'assemblage obtenu.

Certains auteurs [Pitman et Talwani, 1972 ; Bonnin, 1978] se fondent sur des critères visuels pour évaluer la qualité de leurs reconstructions (concordance sur les plaques homologues de lignes, contours ou points caractéristiques). La méthode de Pitman et Talwani [1972] se fonde exclusivement sur l'agencement des données magnétiques. Celle de Bonnin [1978] permet d'utiliser en plus toutes les structures géologiques homologues existantes (notamment, les zones de fracture). Elle laisse complète liberté au chercheur pour décider de l'importance de chaque contrainte.

Avec le développement des outils modernes de traitement des données, d'autres auteurs ont utilisé des algorithmes de minimisation des écarts de plus en plus sophistiqués. Souvent, ces méthodes permettent de faire des estimations sur l'incertitude de la reconstruction calculée. La plupart d'entre elles utilisent fondamentalement, parfois de manière exclusive, des points discrets isochrones relevés sur les anomalies magnétiques.

Parmi les méthodes "quantitatives" contraintes exclusivement par les données magnétiques, on peut citer celle qui a été proposée par Patriat [1983 ; 1987]. Cette méthode, comme celle de Pitman et Talwani [1972], peut donner de résultats satisfaisants dans les cas où la dorsale présente d'importants changements de direction. Dans le contexte d'une dorsale à morphologie simple, cette méthode, non contrainte latéralement par les zones de fracture, peut produire de phénomènes de " glissement " des segments d'anomalies magnétiques de la plaque mobile le long des segments de la plaque fixe. Dans ce cas, on peut obtenir de solutions mathématiquement correctes mais aberrantes d'un point de vue géologique.

La méthode de McKenzie et Sclater [1971] s'applique à toute superposition de deux contours sur une sphère, anomalies magnétiques ou pas.

En plus des anomalies magnétiques, d'autres méthodes "quantitatives" intègrent les zones de fracture avec une importance variable selon les cas [Pilger, 1978 ; Hellinger, 1981 ; Shaw et Cande, 1990]. La méthode de Pilger [1978] considère à la fois des points discrets d'anomalies magnétiques et des zones de fracture. Cette méthode est efficace, mais le critère de concordance n'est pas interprétable en termes d'incertitudes sur les données et il est difficile de calculer une estimation de l'incertitude sur la reconstruction calculée. Les deux autres prennent en compte la qualité des données de base dans le calcul des paramètres de rotation, mais elles ont tendance à favoriser le rôle des données magnétiques. Le critère de concordance de Hellinger [1981] prend en considération la qualité individuelle des données utilisées sans donner de renseignements sur la région d'incertitude associée à la rotation calculée.

Postérieurement, Chang [1987 ; 1988] a développé une méthode statistique pour évaluer ces incertitudes (qui sont représentées sous la forme d'ellipsoïdes). Cette méthode sera ensuite utilisée par Royer et Chang [1991]. Pour éviter le problème du " glissement " des segments homologues d'anomalies magnétiques, cette méthode intègre des faux segments de zones de fracture. Pour les obtenir, on numérise de façon arbitraire un point de chaque côté de l'extrême du segment magnétique à proximité de la zone de fracture. On réalise la même opération sur le segment magnétique homologue. Ces points seront numérisés avec une orientation parallèle à celle de la discontinuité considérée (zone de fracture ou autre), mais très près du segment magnétique de manière à peu contraindre le modèle. La superposition de ces quatre points (deux à deux) est censée éviter le " glissement " des segments homologues.

Ces méthodes mathématiques, dont celle de Royer et Chang [1991] en est l'exemple le plus évolué, semblent *a priori* très efficaces dans les domaines océaniques avec des anomalies magnétiques bien identifiées. Elle teste par le calcul la meilleure superposition d'une série de points et permet de quantifier la valeur de leurs superpositions et d'en apprécier les limites d'erreur.

Néanmoins, un regard attentif montre qu'elle est confrontée à une série de problèmes liés à la nature des données utilisées :

Concernant les données magnétiques, en général, cette méthode (comme ses aînées) demande que les points homologues utilisés soient connus avec précision. Puisqu'elle ne prend pas en compte les phénomènes géologiques, elle demande que ces points magnétiques homologues n'aient pas subi de déformations depuis leur création. Ces conditions sont rarement remplies sur de longues distances, pourtant nécessaires pour bien contraindre la rotation.

Elles demandent aussi l'existence d'un jeu de données magnétiques homogènes. Par exemple, la méthode Royer et Chang [1991] est censée examiner les données en fonction de leur "qualité" (précision, confiance de chaque donnée en fonction — par exemple — de l'âge d'acquisition). Pour en arriver là, il faut d'abord regrouper les données en catégories : excellente, bonne, moyenne, médiocre, mauvaise..., mais les tests qui permettent d'attribuer une "qualité" à chaque type de données demandent à avoir des ensembles d'égale importance. Si les groupes sont inégaux, il faut estimer le poids des groupes minoritaires par rapport aux autres d'une manière beaucoup moins objective que l'idéal. C'est-à-dire que dans la pratique, il y a une partie d'arbitraire dans ce processus qui sera introduit après dans les calculs, puisqu'on doit décider quelles sont les données qui ont le plus de poids dans le calcul.

Comme on l'a vu (paragraphe **I-E.1**) aucune de ces conditions (que ce soit la précision dans l'identification et le pointage des données magnétiques, l'homogénéité des données ou la non-existence de déformations intraplaques) n'est acquise à l'avance.

D'autres difficultés sont liées aux concepts de base de la cinématique :

- les points des segments issus des "fausses" zones de fracture sont traités par des grands cercles et non des petits cercles comme ils devraient l'être si on les assimile à la représentation d'une zone de fracture ;
- avec un procédé similaire, cette méthode utilise des repères latéraux issus non seulement des zones de fracture mais de toute discontinuité y compris celles que ne sont pas le reflet du mouvement relatif entre les plaques (par exemple, les traces en "V" de propagateurs, *etc.*).

Le traitement mathématique des données pose aussi, en soi, certains problèmes. Plusieurs facteurs jouent sur le "poids" qu'un segment va avoir lors du calcul mathématique des paramètres de rotation par cette méthode :

- le nombre de points par segment, les segments avec plus de points numérisés ont une importance majeure dans le calcul ;
- plus mal un segment et son homologue sont agencés en comparaison à d'autres segments, plus ils perturberont le calcul de la rotation ;
- le nombre de segments magnétiques est fréquemment très supérieur au nombre de segments correspondant aux "fausses zones de fracture" ;
- de façon systématique, les points assimilés à des discontinuités type zone de fracture ont un poids inférieur à ceux qui appartiennent aux données magnétiques.

En définitive, le poids octroyé par cette méthode aux fausses "zones de fracture" est très limité. À cause de cela, cette méthode est très dépendante de l'existence des segments magnétiques à morphologie particulière et aussi de la qualité de la rotation initial qu'on va utiliser au début du calcul, rotation qui doit être connu par d'autres moyens. Je me demande

quel serait le résultat obtenu si dans la recherche de la meilleure rotation, on n'utilise pas au départ une rotation déjà satisfaisante, ou si on se trouvait dans un cas où la dorsale avait une morphologie très régulière.

L'inconvénient d'ordre pratique de cette méthode, et en général des méthodes "quantitatives", est que ces méthodes permettent très difficilement de travailler avec des anomalies magnétiques ou autres isochrones "contourées" (contours isogames), ce qui les rend inadaptées à l'étude des stades initiaux d'ouverture océanique.

La quantification de la valeur de leurs superpositions et de leurs limites d'erreur, qui dérive de la seule approche géométrique, restera le plus souvent illusoire du fait du nombre important des paramètres liés aux processus géologiques qui ne sont pas contrôlables lors du calcul de ces reconstructions. Par exemple, des traits structuraux aussi importants que les zones de fractures interviennent rarement dans le calcul des paramètres de rotation. Or ces informations géologiques, morphologiques et structurales méritent beaucoup plus d'attention que celle que ces méthodes leur accordent généralement. Ainsi l'intersection d'anomalies magnétiques et de zones de fractures, d'isochrones et de linéaments géologiques, lorsqu'elle est reconnaissable sur chaque plaque, fournit une contrainte importante : ces points sont supposés avoir été confondus à une certaine époque. Une méthode fondée sur cette approche et, de plus, rapide et simple d'utilisation, a été conçue par Olivet [1978] et développée par Bonnin [1978]. Elle a été utilisée à la suite par divers auteurs [Unternehrr, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Roest, 1987 ; Kress, 1990 ; Collette et Roest, 1992 ; Sahabi, 1993 ; Campan, 1995 ; Gueguen, 1995].

La méthode d'Olivet [1978] et Bonnin [1978]

Elle est fondée sur l'existence, sur chaque plaque, des points d'intersections entre différents types de traits géologiques qui devaient coïncider au moment de leur formation : intersection entre une linéation magnétique et une zone de fractures, terminaison de chaînes de monts sous-marins homologues, points de rupture de direction d'une zone de fractures liés à des changements dans les mouvements relatifs...

Cette méthode est rapide, ne nécessite pas d'estimation préalable de rotation de départ, et tient compte des contraintes géologiques (zones de fracture et autres). De plus, il est possible d'utiliser des données de magnétisme contourées (de façon qualitative), ce qui est exclu pour pratiquement toutes les autres méthodes qui utilisent des points discrets décrivant les anomalies magnétiques. Elle est particulièrement bien adaptée dans les cas où ces anomalies ne peuvent pas être interprétées (pendant la période calme du Crétacé ou à

proximité de l'équateur magnétique). Par contre, elle ne permet pas de tenir compte de l'incertitude —d'un point de vu mathématique— sur les données dans le calcul des rotations, contrairement aux méthodes "quantitatives". En raison de sa simplicité de mise en œuvre, de sa souplesse d'utilisation et de la qualité de ses résultats, nous avons largement utilisé cette méthode au cours de ce travail.

On considère (figure **I-27**) deux points d'intersection, A et B, supposés de même âge et qui appartiennent à deux objets géologiques homologues sur deux plaques différentes. On peut alors contraindre, à partir de ces deux points, la rotation R permettant de replacer la plaque B dans sa position relative par rapport à la plaque A à l'époque où ces structures géologiques homologues se sont formées. Cette rotation R est un produit de deux rotations successives comme suit :

— La première rotation amène un point de la plaque mobile B sur le point homologue de la plaque A par exemple le long d'un grand cercle passant par les points A et B. Les deux points étant supposés confondus à l'époque de la reconstitution.

— La seconde rotation se fait autour d'un axe passant par le point commun défini précédemment et le centre de la terre, et permet de superposer les traits ou contours homologues auxquels les points A et B appartenaient. L'angle de cette deuxième rotation est déterminé de manière visuelle en appréciant la superposition de ces traits ou contours homologues.

La qualité de l'assemblage ainsi obtenue est appréciée de façon visuelle sur des critères géologiques pris en compte dans le calcul des paramètres de rotation. Ces critères sont : la superposition des linéations ou des anomalies magnétiques et des portions homologues des failles ; l'orientation des segments fossiles des zones de fractures ; l'existence possible de frontières de "second ordre" ou de zones de déformation intraplaque ; la superposition d'anomalies géophysiques, de contours morphologiques ou structuraux ; et l'alignement de structures géologiques.

Comme il a été dit précédemment (paragraphe **I-B.2** "*La reconstitution des stades initiaux d'ouverture océanique*"), lorsque l'on s'intéresse aux reconstructions initiales, on ne peut plus fonder une reconstitution cinématique sur l'ajustement des anomalies magnétiques océaniques : il est obligatoire d'introduire dans le modèle les données fournies par la géologie pour contraindre le modèle. Cela n'est pas vraiment possible avec les différentes méthodes "mathématiques" que nous venons d'évoquer. Plus que dans d'autres contextes, la méthode de Bonnin [1978] se montre fondamentale dans le cas des reconstructions initiales car elle permet de tenir compte de toutes sortes de contraintes géologiques.

L'arrivée de PLACA [Matias *et al.*, en préparation]

Pendant la réalisation de ce travail de thèse, j'ai bénéficié de l'apport du logiciel PLACA ("Plaqué" en portugais et en espagnol). Cet outil a été développé sur UNIX par Luis Matias (Centro de Geofísica, Lisboa) lors d'un séjour de plusieurs mois à l'IFREMER. Il permet de calculer des paramètres de rotation selon différentes méthodes tant "qualitatives" [Bonnin, 1978] que "quantitatives" [par exemple, Royer et Chang, 1991] et de comparer les résultats obtenus par les unes et les autres. Ce logiciel peut aussi produire des figures en format *postscript* et des fichiers exportables sur GMT [Wessel et Smith, 1995]. Les calculs des paramètres de rotation de cette thèse et plus de la moitié des figures présentées ont été réalisés à partir de ce logiciel [Matias *et al.*, Computer & Geosciences, en préparation].

Chapitre II

—

PETIT « ABC » DU PROBLEME A TRAITER

Chapitre II — Petit “abc” du problème à traiter

A — Sur la manière de discuter les modèles publiés

Dans un premier temps, j’ai entrepris un travail de comparaison de toutes les reconstitutions cinématiques (étape par étape) publiées. J’ai mesuré chaque fois des écarts en kilomètres ; j’ai comparé les agencements. Mais j’ai finalement réalisé que ce n’était pas là la voie à suivre pour estimer la qualité de ces travaux. Cela pour deux raisons : d’abord, ces travaux étaient réalisés avec des données magnétiques qui n’étaient pas exactement les mêmes. Ceci conduit forcément à comparer et discuter la qualité et la précision relative des différents jeux de données. Ensuite, je pouvais considérer comme la meilleure la solution d’un auteur pour une anomalie précise et la solution d’un autre pour l’anomalie suivante. Mais comme, en général, les auteurs cherchent à trouver une certaine cohérence de l’ensemble et des mouvements envisagés à l’intérieur de leur travail (au moins en principe !), cette recombinaison des meilleures solutions partielles dans le temps et/ou l’espace ne pouvait aboutir que difficilement à un résultat conservant la cohérence recherchée.

Je suis arrivé à la conclusion que pour réviser les travaux précédents, il valait mieux examiner, d’abord, les hypothèses qui avaient été prises en compte et les problèmes qu’elles soulevaient et leurs implications géologiques. Ensuite, il fallait rejeter les modèles dont les hypothèses étaient incompatibles avec les données géologiques, et essayer de trouver, à partir d’hypothèses plausibles, publiées ou nouvelles, une solution d’ensemble cohérente avec la totalité des données mises à ma disposition. J’estime que par cette voie, on met en place les jalons d’une solution qui pourra éventuellement être mieux précisée dans le futur avec l’utilisation des données (magnétiques ou autres) plus précises et mieux contraintes, mais qui ne devrait pas changer ses principes de base.

B — Les principaux modèles cinématiques proposés

Peu de modèles cinématiques de synthèse ont été proposés pour l’ensemble du domaine formé par l’Atlantique Nord et l’Arctique : Srivastava et Tapscott [1986], Rowley et Lottes [1988], Kress [1990]. Le deuxième reste, à ma connaissance, un travail isolé tandis que les deux autres s’intègrent dans deux écoles cinématiques distinctes au sein desquelles la réunion de travaux, plus ou moins régionaux, définit une sorte d’approche cinématique différenciée et reconnaissable :

1) le “groupe canadien” de Srivastava : le travail de Srivastava et Tapscott [1986] a été modifié de façon partielle (tantôt dans l’espace tantôt dans le temps) à plusieurs reprises

[Srivastava *et al.*, 1988b ; Srivastava et Roest, 1989 ; Roest et Srivastava, 1989a ; Lawver *et al.*, 1990 ; Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991 ; Srivastava et Verhoef, 1992 ; Srivastava et Roest, 1996] ;

2) le “groupe français” d'Olivet : Olivet [1978], Unternehr [1982], Archambault [1984], Olivet *et al.* [1984], Kress [1990], Olivet [1996] ;

En dehors de ces publications, il existe aussi des travaux nombreux qui montrent des reconstitutions partielles concernant différents segments de cet ensemble. Mais, souvent, ces efforts ne sont pas replacés dans un cadre géodynamique suffisamment large pour en assurer la cohérence dans le temps et dans l'espace.

Une analyse des modèles cinématiques de synthèse mentionnés ci-dessus met en évidence l'existence de deux approches :

(A) d'un côté, le groupe de Srivastava et celui d'Olivet qui sont, bien que par des voix différentes, en quête du meilleur agencement possible¹⁹. Cette démarche ne permet pas de conserver pour les stades initiaux d'ouverture de l'Atlantique Nord et de l'Arctique un modèle dit “à trois plaques” (Amérique du Nord, Groenland, Eurasie) ;

(B) de l'autre côté, l'étude de Rowley et Lottes [1988] qui conserve un modèle “à trois plaques” pour l'Atlantique Nord. Pour y arriver, leurs agencements des données au niveau des frontières d'accrétion sont parfois médiocres. Les écarts²⁰ sont distribués sur différentes régions du système ; cependant, leur existence (et, en conséquence, leur signification) n'est pas commentée par les auteurs du modèle.

Choisir entre une philosophie ou l'autre a, pourtant, des implications et des conséquences qui vont au-delà du simple problème de connaître la situation d'une plaque quelconque à un moment déterminé. La révision de ces travaux à la lumière des dernières données géologiques devrait nous permettre de faire un choix entre les différentes possibilités ou au moins de limiter celles-ci. Pour l'instant, avant de plonger dans les contraintes géologiques, on va examiner l'ossature de ces modèles ainsi que leurs implications.

¹⁹ Ce qui dans le jargon des initiés est désigné comme “le *best fit*”.

²⁰ Le terme anglais *misfit* est couramment utilisé pour qualifier un mauvais agencement.

1 — Le modèle de Srivastava et Tapscott [1986] et les retouches postérieures [Srivastava *et al.*, 1988b ; Srivastava et Roest, 1989 ; Roest et Srivastava, 1989a ; Lawver *et al.*, 1990 ; Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991 ; Srivastava et Verhoef, 1992 ; Srivastava et Roest, 1996]

Principes de base de ce modèle

Les modèles du groupe de Srivastava considèrent que les plaques se comportent de manière rigide mais que les marges peuvent subir d'importantes déformations différentielles lors des stades initiaux d'ouverture d'un océan (de l'ordre de la centaine de kilomètres) (voir notamment Srivastava et Verhoef [1992]). Ainsi, ces modèles provoquent un large recouvrement de croûte continentale entre le Groenland et l'archipel de Svalbard avant l'anomalie C13 (pré-Oligocène), qui est expliqué en faisant appel au modèle de propagation de rift de Vink [1982]²¹ (figure **II-1**).

La démarche de ces auteurs donne la priorité au bon ajustement des anomalies magnétiques. L'alignement des zones de fracture reste une préoccupation secondaire ce qui veut dire que les trajectoires synthétiques dérivées des paramètres de rotation calculés peuvent ne pas suivre très bien l'orientation des zones de fracture. Dans le cas d'un modèle “à trois plaques” pour l'Atlantique Nord, l'ajustement des anomalies magnétiques est parfois médiocre (il peut se faire à quelques dizaines de kilomètres près). Pour minimiser ce problème, le groupe de Srivastava met en jeu de nouvelles plaques²² (Porcupine, Rockall) et fait appel à la notion de “saut de la frontière de plaques” [Smith, 1971] (figure **II-2**).

²¹ Selon ce modèle, les plaques ne se séparent pas instantanément mais par propagation d'un *rift* de sorte que la limite entre croûte océanique et continentale n'est pas une isochrone. Soumis à des efforts extensifs, un continent finirait par “casser” quelque part permettant le début de l'accrétion océanique. La distension continentale cesserait à partir du moment où l'accrétion océanique commence. La cassure se propagerait mais la région face au *rift* qui avance continuerait toujours à subir de l'extension pour “compenser” la quantité de croûte océanique créée en arrière du *rift*. Ce modèle impliquerait, donc, des quantités d'extension continentale proportionnelles à la distance entre la région concernée et le “noyau” de l'océanisation. Ainsi, Srivastava et Tapscott [1986] considèrent une reconstitution initiale qui agence les limites dans la partie de la frontière des plaques ouverte en premier (dans le cas de l'Atlantique Nord, la partie au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs) mais qui induit des superpositions dans les régions plus au Nord (entre l'archipel de Svalbard et le Groenland notamment).

²² Descartes *dixit* “Il suffit de se mettre d'accord sur le sens des mots et toutes les controverses s'évanouiront.” Sans adhérer à un avis si optimiste, j'estime que la difficulté à déterminer des limites et mesurer des mouvements en dessous d'un certain seuil rend très subjectif, au moins pour la région de Porcupine et Rockall, le choix entre le terme “nouvelle plaque ou microplaque”, “frontière de second ordre” ou “déformation intraplaque”. Au cours du chapitre **IV**, j'aurai l'occasion de discuter cette question.

Les hypothèses de départ de ces modèles sont que :

- la ride de Lomonossov (localisation en figure **II-1**) fait partie de la plaque américaine [Srivastava et Tapscott, 1986] ;
- l'archipel de la Reine-Élisabeth et le détroit de Nares (localisation en figure **II-1**) sont une frontière de plaques “diffuse” entre le Groenland et l'Amérique du Nord [Srivastava et Tapscott, 1986] ;
- entre un temps mal défini avant l'anomalie C34 (pré-84 Ma) et l'anomalie C18 (~39 Ma, Bartonien), l'Ibérie serait rattachée à l'Afrique²³ ; entre l'anomalie C18 et l'anomalie C6c (~24 Ma, limite entre l'Oligocène et le Miocène), elle serait indépendante ; et après la C6c, elle ferait partie de l'Europe [Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991] ;
- la frontière de plaques entre l'Afrique et l'Eurasie subit un phénomène de “saut” (*jump*) de la frontière dans le temps²⁴ (voir détails ci-après et figure **II-2**) ;
- à certains moments de l'histoire géologique, la marge sud-ouest européenne a vu l'apparition et disparition de quelques plaques mineures (Rockall, Porcupine...) (figure **II-2**) ;
- la rupture continentale se fait en accord avec le modèle de propagation du rifting [Vink, 1982] (figure **II-1**) ;
- les mouvements cinématiques peuvent être modélisés à partir de rotations des plaques rigides où la déformation est confinée aux frontières, bien qu'en réalité elle existe aussi à l'intérieur des plaques.

Face au problème concret que représente l'estimation du mouvement de la plaque ibérique par rapport à l'Afrique et à l'Europe, Srivastava *et al.* [1990b] justifient le rattachement de l'Ibérie à l'Afrique de la manière suivante (page 232) : “*This [considering Iberia as part of Africa] has the advantage that well-constrained poles of rotation can be obtained because of the size of the plate involved (thousands of kilometres versus hundreds of kilometres) and the presence of numerous fracture zones.*” Ceci revient à dire que les mouvements différentiels négligés entre l'Afrique et l'Ibérie sont plus petits que l'erreur inhérente à l'utilisation indépendante des courts segments droits des anomalies magnétiques ibériques. Par souci de cohérence, si on applique ce principe²⁵ pour l'ensemble Afrique—Ibérie, on ne devrait pas subdiviser la région orientale de l'Atlantique entre l'Islande et la zone de fracture Gloria, moins encore la partie septentrionale du tronçon ibérique, car

²³ L'idée de traiter l'Ibérie comme une partie de l'Afrique vient de Schouten *et al.* [1984].

²⁴ La notion de phénomène de “saut” (*jump*) de la frontière dans le temps avait été postulée par Smith [1971].

²⁵ En réalité, cette démarche *per se* me semble incorrecte. Il est possible que pendant un certain temps les mouvements entre l'Afrique et l'Ibérie aient été minimes, voire négligeables. Mais on ne peut pas proposer un tel rattachement d'une microplaque à une plaque majeure simplement parce qu'il devient difficile de déterminer avec précision ses paramètres de rotation !

cette division produit aussi de courts segments dépourvus de zones de fracture. Cependant, c'est bien cela qui est fait [Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991 ; Srivastava et Roest, 1996].

Description du modèle

La figure **II-2** synthétise les principaux postulats du modèle de Srivastava : la moitié orientale de l'océan Atlantique présente des fragments de croûte océanique et/ou continentale qui, soit se sont comportés indépendamment de l'Europe pendant un certain temps, soit ont été rattachés à une plaque puis à une autre à fur et à mesure que les frontières changeaient d'emplacement.

Entre un moment, non défini, antérieur à l'anomalie C34 (avant la fin du Santonien) et l'anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien), le mouvement de la plaque ibérique aurait épousé celui de l'Afrique : la frontière nord de l'Afrique était alors au nord de l'Ibérie, située au milieu du golfe de Gascogne (**B**) et se poursuivait dans les Pyrénées. (Ce stade n'est pas représenté sur la figure **II-2**.)

Entre l'anomalie C24 et C18 (~39 Ma, Bartonien), le bord ouest de l'Eurasie présente deux plaques indépendantes : Rockall et Porcupine. L'Ibérie continue à être solidaire de l'Afrique. (**B**) serait donc, pendant cette période, la frontière entre Porcupine et l'Afrique.

Entre les anomalies C18 et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), Rockall est devenu solidaire de l'Europe, tandis que Porcupine reste indépendante. L'Ibérie à son tour est devenue indépendante²⁶. Cependant l'ancienne frontière entre Porcupine et l'Afrique, maintenant frontière entre Porcupine et l'Ibérie, s'est déplacée de (**B**) vers le Sud, le long de l'alignement King's Trough—ride Açores-Biscaye—fosse marginale nord-espagnole—Pyrénées (**KT/ABR**). Au Sud, une frontière entre l'Ibérie et l'Afrique apparaît suivant la ligne Açores-Gibraltar (**AGFZ**) vers l'anomalie C19 (~41,5 Ma, limite Lutétien—Bartonien, Éocène moyen).

À partir de l'anomalie C13, Porcupine fait partie de l'Europe. Entre l'anomalie C13 et C6c (~24 Ma, limite Oligocène—Miocène), **KT-ABR** devient alors la frontière entre l'Europe et l'Ibérie. **AGFZ** reste la frontière ibéro-africaine.

Depuis l'anomalie C6c, l'Ibérie serait soudée à l'Europe. Seule la frontière de plaques correspondant à la zone de fracture Açores-Gibraltar (**AGFZ**) entre l'Afrique et l'Ibérie (=Europe) reste active.

²⁶ Selon Roest et Srivastava [1991], il est difficile à déterminer si l'Ibérie est indépendante ou liée à l'Afrique à l'époque de l'anomalie C18, car la différence entre les deux solutions est minime. Srivastava *et al.* [1990a] ne prennent pas parti. Srivastava *et al.* [1990b] et Roest et Srivastava [1991] choisissent la solution où l'Ibérie est indépendante.

Ailleurs, ces modèles [e.g. Lawver *et al.*, 1990] postulent que l'accrétion océanique cesse dans la mer du Labrador juste avant l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), moment où se produit un changement dans les directions de mouvement entre le Groenland et l'Eurasie. Ils supposent qu'à ce moment débute l'accrétion océanique entre le bloc Jan Mayen et le Groenland et dans la ride Knipovich (entre le Groenland et l'archipel de Svalbard).

Implications géologiques du modèle

Ce modèle (figure **II-2**) implique l'existence de déformations compressives localisées le long de la marge continentale de l'Europe de l'Ouest, sur les frontières²⁷ des plaques en jeu. Les déformations qui concernent les frontières européennes de la plaque Rockall (ride Wyville-Thomson et la bordure orientale du bassin Rockall) et la plaque Porcupine (limite continent-océan de Goban Spur et le golfe de Gascogne) doivent se produire entre les anomalies C18 (~39 Ma, Bartonien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) ; celles qui concernent la frontière **KT-ABR** se produiront (avec de l'*extension* au niveau de King's Trough) entre l'anomalie C18 et la C6c (~24 Ma, limite Oligocène—Miocène). Il implique aussi qu'il n'existe pas de déformation compressive entre l'Afrique et l'Ibérie avant l'Éocène supérieur.

Selon ce modèle, la frontière de plaques Açores-Gibraltar (**AGFZ**) a été active de façon intermittente. D'abord, depuis le début de l'accrétion océanique dans l'Atlantique Central jusqu'au Santonien (pré-anomalie C34) et, après, entre l'anomalie C19 (~41,5 Ma, limite Lutétien—Bartonien)—C18 (~39 Ma, Bartonien) et l'actuel. Dans la “frontière sud-ibérique” (figure 5 de Roest et Srivastava [1991]), entre les anomalies C18 (~39 Ma, Bartonien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), se produit de l'extension dans le domaine de la zone de fracture Gloria, et progressivement du décrochement dextre et de la compression entre Gorringe et la mer d'Alborán. Entre l'anomalie C13 et l'actuel, le mouvement est de transpression dextre dans la zone de fracture Gloria et compressives à l'Est (Gorringe, mer d'Alborán).

Le tracé de la frontière, dite **KT-ABR**, traverse, entre la ride Açores-Biscaye et la fosse marginale nord-espagnole, une région où les directions structurales déduites de la bathymétrie de détail (figure **II-3**) sont incompatibles avec ce tracé [Sibuet *et al.*, 1993]. La trace réelle de la frontière de plaques entre la ride Açores-Biscaye et la fosse marginale nord-espagnole a de l'importance, car si elle peut être dessinée reliant la ride Açores-Biscaye aux

²⁷ En général, des discontinuités physiques et rhéologiques importantes : grandes zones de fracture et marges continentales.

reliefs Atalante—Charcot—Biscaye et de là, à la fosse marginale nord-espagnole, on n'aurait pas besoin d'une zone 2 (entre **B** et **KT-ABR**) telle que définie par Srivastava *et al.* [1990a ; 1990b].

Une des contraintes principales de tout modèle est le domaine entre les Pyrénées et le golfe de Gascogne. Pour Srivastava et collaborateurs, dans un sens général, l'ouverture du golfe de Gascogne (Aptien—Campanien inférieur) [Montadert *et al.*, 1979b] a été accompagnée par la compression le long des Pyrénées (figure 4 de Roest et Srivastava [1991]). Ainsi, Roest et Srivastava [1991]²⁸ affirment : “*From chron M0 to M34 Iberia rotated counterclockwise relative to Eurasia. This suggests a shear motion in the western Pyrenees and a gradual increase in compression from west to east. This motion seems to have continued until chron 31, the shear gradually changing to compression in the western Pyrenees and oceanic crust forming in the Bay of Biscay. The compression during this period remained mainly northeast-southwest. This seems to agree with the early phase of compression of the Pyrenees, which extended from middle to Late Cretaceous time (Mattauer et Henry, 1974).*”. Cependant, cette unique référence à la géologie pyrénéenne est citée à contresens, car Mattauer et Henry [1974] affirment (page 3) : “*Folding first occurred at the end of the Cretaceous in zone 2 [North Pyrenean Zone].*” ; et encore (page 8) : “*It is not until the end of the Cretaceous that the first compressional phase occurred which did not, however, affect more than part of the chain and which, furthermore, does not always seem to be of exactly the same age.*”

Néanmoins, la représentation —selon leurs propres paramètres— du mouvement de l’Ibérie par rapport à l’Europe fixe (figure **II-4**) montre qu’il n’y a pas une telle compression pyrénéenne pré-anomalie C34 (pré-84 Ma), à la limite un peu de transpression [Srivastava *et al.*, 1990b], ou de compression [Roest et Srivastava, 1991] à l’extrême orientale des Pyrénées.

D’après la figure 4 de Roest et Srivastava [1991], ce mouvement “en ciseaux” se prolongerait jusqu’à l’anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien), mais avec une rotation différent qui introduit une composante compressive dans le Bassin basco-cantabrique et l’ensemble des Pyrénées (figure **II-4b**). Cette compression dans les Pyrénées entre le Santonien et le Maastrichtien (et non depuis l’Aptien comme exprimé dans le texte de cet article) est compatible avec la première phase de compression pyrénéenne. Roest et Srivastava [1991] estiment qu’il n’y a presque pas de compression dans le domaine pyrénéen entre les anomalies C31 et C18 (~68 Ma, Maastrichtien—~39 Ma, Bartonien) (figure **II-4b**) et que

²⁸ Je tiens à les citer textuellement car ce travail est devenu, dans la pratique, le modèle cinématique de référence pour une partie des auteurs travaillant actuellement sur la tectonique pyrénéenne [Vergés, 1994 ; Bond et McClay, 1995 ; Coney *et al.*, 1996].

celle-ci reprend, avec un raccourcissement de ~100 km, entre les anomalies C18 et C6c (~39 Ma, Bartonien—~24 Ma, limite entre l’Oligocène et le Miocène). Cette phase serait plus en accord avec l’évolution proposée par Mattauer et Henry [1974] qui parlent d’une deuxième phase de plissement éocène supérieur—miocène inférieur.

D’un autre côté, ce modèle prolonge le mouvement d’ouverture du golfe de Gascogne jusqu’à l’anomalie C25 (figure II-4b), ouverture qui est censée s’arrêter entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C33o (~79 Ma, Campanien) [Cande, 1977 ; Montadert *et al.*, 1979a ; 1979b].

Le modèle de rotation senestrorsum de l’Ibérie par rapport à l’Europe, postulé par Roest et Srivastava [1991] demande une compression totale, pour les Pyrénées orientales, d’un ordre de grandeur double (200 km) de celle des Pyrénées occidentales (100 km). Ces valeurs restent largement supérieures à celles qui sont estimées par Mattauer et Henry [1974], qui avaient été pris comme caution géologique du modèle, pour l’ensemble de la chaîne (50 ± 20 km). Des calculs plus récents donnent des valeurs pour les Pyrénées orientales oscillant entre 85 km [Mattauer, 1990] et 120 km [Vergés *et al.*, 1995] qui sont encore loin de celles estimées dans les modèles cinématiques impliquant une ouverture “en ciseaux”. Cependant, le point le plus important de la discussion de Mattauer et Henry [1974] sur les quantités de raccourcissement, point qui est passé sous silence par Roest et Srivastava [1991], n’est pas celui des quantités totales de raccourcissement, mais celui de la relation entre le raccourcissement à l’est et à l’ouest de la chaîne. En effet, Mattauer et Henry [1974] estiment irréalistes les modèles dit “en ciseaux”²⁹.

2 — Les modèles de Unternehr [1982], Archambault [1984], Olivet *et al.* [1984], Kress [1990] et Olivet [1996]

Ces modèles, de même que le présent travail de thèse, sont sortis d’un même groupe guidé par Olivet. Le travail d’Unternehr [1982] était consacré à l’évolution de la mer de Norvège-Groenland. Olivet *et al.* [1984] étudient l’évolution de l’Atlantique Nord et Central entre les Caraïbes et l’Islande, tandis que Archambault [1984] se consacre à l’évolution post-éocène de cet ensemble. Kress [1990] complète ces travaux avec l’étude du domaine arctique. Finalement, Olivet [1996] se centre sur l’évolution de la plaque ibérique.

²⁹ “Along the whole belt, the amount of shortening seems slight and pretty near constant; with a reasonable approximation, it is always 50 ± 20 km. Because of this, it is positively not possible to admit, like most of geophysicists, that Spain has undergone, in relation to Europe, an anticlockwise rotation of 30° resulting in the opening of the Bay of Biscay. In effect, if such a rotation had taken place, it would have been about an axis situated somewhere in the eastern end of the Gulf of Gascony; under these conditions the amount of shortening in the Pyrenees has to increase progressively from west to east, and should attain, in the eastern part of the belt, values of more than 300 km; which is certainly not the case.” [page 11, Mattauer et Henry, 1974]

Les modèles du groupe d'Olivet autorisent une déformation très faible des marges (de l'ordre de la dizaine de kilomètres) lors des stades initiaux. Pour ces auteurs, les zones de fracture sont les marqueurs principaux du mouvement relatif des plaques. Pour cette raison, ils essaient de trouver des paramètres de rotation qui, tout en superposant les anomalies magnétiques, produisent des trajectoires synthétiques suivant au mieux l'orientation des zones de fracture. Cette démarche implique qu'on effectue des reconstructions cinématiques précises pour certaines portions de plaques rigides mais elle impose l'existence, entre ces portions de plaques, de frontières de “second ordre” (définition en paragraphe **I-A.3**). Les mouvements le long de ces frontières secondaires restent, quelques fois, sujets à débat. Dans le cas de l'Atlantique Nord, ils postulent l'existence d'au moins une coupure majeure. Cette discontinuité serait placée de part et d'autre de la ride Faeroe-Islande-Groenland.

D'autres lignes maîtresses communes à ces travaux sont :

- l'emploi de la méthode de Bonnin [1978] pour le calcul des paramètres de rotation ;
- le souci d'intégrer les données géologiques dans le modèle cinématique ;
- la recherche d'une cohérence qui consiste à interpréter de manière identique des structures morphologiquement ou géophysiquement semblables, et à conserver, à chaque étape de la reconstruction, les choix déjà faits ;
- ne pas tenir pour fortuite une coïncidence observée et à lui chercher une signification.

Kress [1990] teste cette dernière hypothèse envisageant la subdivision de la frontière d'accrétion en une série de segments définis par des critères structuraux (bassin Eurasien, mer de Norvège-Groenland, bassin de Reykjanes, mer du Labrador, Atlantique Nord) ; segments pour lesquels elle va calculer les paramètres de rotation de manière indépendante. Kress [1990] affirme que l'Amérique du Nord et/ou le Groenland et/ou l'Eurasie ont subi d'importantes déformations avant l'Oligocène. Elle teste ces possibilités avec deux modèles (figure **II-5**) :

— (modèle **a**) l'Eurasie est rigide, le Groenland et l'Amérique du Nord ne le sont pas. L'auteur sépare le nord et le sud du Groenland entre l'île Disko à l'Ouest et Scoresby Sund à l'Est. Cette frontière (figure **II-5**) [Olivet, 1978 ; Unternehr, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984] a été proposée à partir de l'existence de volcanisme à affinité tholéiitique daté du Paléocène—Eocène (voir chapitre **III**) dans la région de l'île Disko et des îles du détroit de Davis (en mer du Labrador), et de Scoresby Sund (en Groenland occidental). Cette frontière est également en continuité avec les rides volcaniques océaniques du détroit de Davis et Faeroe-Islande-Groenland, et la discontinuité de la mer du Nord. Kress a également séparé la ride de Lomonossov de l'Amérique du Nord, car il ne lui apparaît pas de discontinuité valable dans le continent nord-américain. Dans ce modèle, le mouvement est extensif entre la ride de Lomonossov et l'Amérique du Nord et entre le nord et le sud du Groenland.

— (modèle **b**) l'Amérique du Nord est rigide, le Groenland et l'Eurasie ne le sont pas. La frontière groenlandaise est la même que précédemment. Kress choisit de “découper” l'Europe par la mer du Nord, puis le long du linéament Tornquist-Teisseyre, ces deux structures marquant une discontinuité géologique de premier ordre. Dans ce cas, le mouvement est compressif avec une composante de décrochement entre le Nord et le Sud aussi bien en Groenland qu'en Europe.

Olivet *et al.* [1984] et Kress [1990] considèrent une réorganisation cinématique à l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). Unternehr [1982], par contre, estime (comme Rowley et Lottes [1988]) que celle-ci a lieu progressivement entre les anomalies C13 et C7 (~25 Ma, Chattien) ce qui est en contradiction, selon Olivet *et al.* [1984], avec les observations faites sur la zone de fracture Charlie Gibbs.

En mer de Norvège-Groenland, l'existence de l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) des deux côtés du bloc Jan Mayen montre qu'il y a eu un mouvement indépendant à la fois de l'Europe et du Groenland, le bloc Jan Mayen s'étant séparé du Groenland avant l'Oligocène [Talwani et Eldholm, 1977 ; Unternehr, 1982 ; Nunns, 1983a].

Unternehr [1982] et Kress [1990] postulent la possibilité de découper la région de Svalbard du reste de l'Eurasie. Mais, tandis que Unternehr [1982] considère des mouvements distensifs (de l'ordre de la cinquantaine de kilomètres) entre les anomalies C7 (~25 Ma, Chattien) et C5 (~10 Ma, base du Tortonien), Kress [1990] n'est pas convaincue de la nécessité de découpler le Svalbard de la Scandinavie après l'Éocène. Néanmoins, elle ne considère pas impossible que des mouvements différentiels existent jusqu'à l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien).

Le principal problème de ces modèles concerne la localisation, l'importance et la chronologie des mouvements de “second ordre” proposés. Les données géologiques disponibles n'étaient pas l'hypothèse d'une plaque Svalbard indépendante au Tertiaire (voir chapitre **III**). Elles ne permettent pas non plus d'envisager des mouvements distensifs au niveau du linéament Tornquist-Teisseyre pendant cette période (voir chapitre **III**). L'alternative proposée à l'existence d'une frontière de “second ordre” intra-européenne (une frontière du même type dans l'Arctique entre la ride de Lomonossov et l'Amérique du Nord), implique des mouvements distensifs en Sibérie trop importants (figure **II-5**). De même, l'existence de mouvements au sein d'une ligne reliant Disko (à l'ouest du Groenland) et Scoresby Sund (à l'est du Groenland) ne sont pas étayés par les données géologiques (chapitre **III**).

3 — Le modèle de Rowley et Lottes [1988]

Le modèle de Rowley et Lottes [1988] considère aussi que les plaques se comportent de manière rigide. Au départ, sa caractéristique est d’avoir mis en avant les contraintes sur les mouvements des plaques apportées par la géologie de terrain (particulièrement celles qui concernent l’Arctique). Le résultat majeur de leur modèle est que l’évolution de l’Atlantique Nord et du bassin Eurasien est entièrement décrite par le mouvement relatif de trois grandes plaques : l’Amérique du Nord, le Groenland, l’Eurasie (puis l’Ibérie et l’Afrique). Mises à part les questions du bloc Jan Mayen et de l’archipel de la Reine-Élisabeth (difficultés communes à tous les modèles, bien que l’impasse soit souvent faite), *ce modèle n’introduit pas de plaques supplémentaires ou de frontières de "second ordre"*.

Cependant, ceci est obtenu au prix de considérer que les anomalies magnétiques dans la mer du Labrador ont été jusque-là mal interprétées³⁰. En dehors de ce détail, le travail de Rowley et Lottes donne l’impression qu’on peut obtenir des agencements corrects avec un système “à trois plaques”.

L’application des paramètres de Rowley et Lottes au jeu de données à ma disposition, montre de graves problèmes d’agencement et même de cohérence en dehors de la mer du Labrador. Malgré leurs affirmations, les superpositions des anomalies magnétiques et des zones de fracture dans l’Atlantique Nord et l’océan Arctique sont loin d’être satisfaisantes (voir à titre d’exemple les figures II-6 et II-7). Ce résultat, pour le moins médiocre, contraste avec des affirmations comme celle-ci (page 99) : “*Anomaly 21 is well matched in the Greenland-Norwegian Sea, on opposite sides of the Reykjanes ridge and between North America and Europe both north and south of the Charlie Gibbs [fracture zone].*”.

Que l’arrangement à trois plaques soit mauvais, malgré la re-interprétation des anomalies magnétiques de la mer du Labrador, n’est point du tout surprenant : comme la plaque Amérique du Nord ne fait pas partie du système mer de Norvège-Groenland et bassin de Reykjanes, la justesse des données en mer du Labrador n’est pas un facteur déterminant à l’heure de trancher entre une solution à “trois plaques” ou une autre admettant des discontinuités au sein des plaques majeures. J’ai étudié le problème des reconstitutions cinématiques entre le Groenland et l’Europe en le regardant comme un système fermé et, comme Unternehr [1982], je suis arrivé à la conclusion qu’il existait bel et bien une discontinuité entre les segments de dorsale Mohs et Reykjanes, indépendamment du problème posé par la mer du Labrador (figure II-8).

³⁰ Ainsi, les anomalies qui avaient été interprétées comme C20 et C23 [Kristoffersen et Talwani, 1977 ; Srivastava, 1985a ; 1985b] seraient pour Rowley et Lottes [1988] la C13 et C21 respectivement (pages 99 et 101).

Si les mauvais ajustements observés ne sont pas imputables aux données utilisées par Rowley et Lottes, les auteurs étaient-ils au courant du problème ? Doit-on mettre en cause les seuls résultats ou aussi la démarche ? Ces questions ont de l'importance. D'un côté, parce que cette approche donne un poids nouveau et primordial aux données géologiques souvent négligées. De l'autre, parce qu'à la différence des autres modèles, celui-ci n'ajoute ni nouvelles plaques ni frontières secondaires au canevas avec trois plaques majeures. Le point non élucidé dans les explications fournies par Rowley et Lottes, est de savoir si ce schéma “à trois plaques”, est pris comme une condition *a priori* (issue de l'hypothèse que ces plaques ne peuvent pas être morcelées) ou comme un résultat de leurs recherches. Dans le premier cas, la recherche du meilleur ajustement est secondaire par rapport à la préservation d'une organisation de plaques précise, et le *misfit* devrait être expliqué comme le reflet d'une déformation interne aux plaques. Dans la seconde possibilité, le *misfit* ne peut pas être expliqué, portant ainsi un dur coup à la crédibilité du modèle.

Malheureusement, rien n'est dit sur ces questions³¹ : tout semble s'arranger sans difficulté. Seulement pour l'anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien), un problème d'agencement a été discuté. L'explication donnée au *misfit* observé (p. 102)³² est clairement insuffisante car ceci ne permet pas de légitimer les déviations présentes sur des reconstitutions aussi récentes que l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien) (figure II-7). De tout ceci, une idée émane (peut-être à l'insu des auteurs) : celle d'une déformation diffuse intraplaque plutôt que celle d'une déformation localisée sur des frontières précises. Bien que non explicitée par Rowley et Lottes [1988], cette alternative mérite d'être étudiée.

Autres conclusions du travail de Rowley et Lottes [1988]

Une autre déduction apportée par Rowley et Lottes, et qui diffère également des résultats montrés par la plupart des autres auteurs, c'est l'hypothèse d'un changement cinématique vers l'anomalie C7 (~25 Ma, Chattien)³³ et non vers l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) ou un peu avant. Pour eux, c'est seulement à ce moment que le Groenland devient solidaire de l'Amérique du Nord et que l'accrétion océanique débute entre

³¹ On ne va pas pour autant leur infliger la question !

³² “A fit of the segment of chron 24 along the western margin of the Hatton Bank cannot be achieved with its conjugate along the Greenland margin and still satisfy other parts of the reconstructions (...). The reason for this misfit is unclear, but may result from a misplacement of the anomaly as a result of widespread marine and non-marine volcanism associated with the development of large complexes characterized by seaward-dipping reflectors (...) along the conjugate margins (...).”

³³ Sa reconstruction à l'anomalie C7 est fondée uniquement sur des données provenant de la région au nord de la zone de fracture Charlie Gibbs. Un autre auteur [Unternehm, 1982] avait précédemment défendu ce changement, cette fois-ci à partir de son étude de la mer de Norvège-Groenland.

le Groenland et le bloc Jan Mayen (ils citent à l'appui de cette idée les travaux de Talwani et Eldholm [1977], Nunns et Peacock [1982] et Nunns [1983b]). Ce modèle implique aussi la cessation de l'activité volcanique à l'origine des plateaux Yermak et Morris Jesup avant l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). Cependant, cette interprétation résiste difficilement à un examen attentif : elle est basée sur l'agencement des données magnétiques au nord de la zone de fracture Charlie Gibbs. Cet assemblage entraîne un hiatus de plus de 25 km dans le bassin de Mohs.

Les auteurs affirment qu'entre l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien) et l'actuel, ce modèle n'a besoin que de deux plaques (l'Amérique du Nord et l'Eurasie). En réalité, ils introduisent un léger mouvement de décrochement senestre entre l'Ibérie et l'Eurasie pour la reconstruction de l'anomalie C6 (figure **II-7**).

Pour la ride de Lomonossov, l'histoire postulée est complexe : elle ferait partie de l'Amérique du Nord depuis 80 Ma³⁴ (figures **II-7** et **II-8**) ; entre 80 et 110 Ma, elle serait solidaire de l'Europe ; et entre 110 et 135 Ma, elle se déplacerait attachée au Groenland.

C — Les problèmes cinématiques posés par l'Atlantique Nord et sa prolongation dans le bassin Eurasien (Arctique)

Tous les travaux publiés sur l'évolution cinématique de l'Atlantique Nord et l'océan Arctique entre l'anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien) et l'actuel se trouvent confrontés à un problème géométrique qui peut avoir plusieurs aspects selon les hypothèses admises pour essayer de le résoudre. Un premier écueil est l'impossibilité, au-delà d'une certaine époque (qui varie selon les auteurs, mais qui dans tous les cas affecte les anomalies entre C24—C20 (~53 Ma, Yprésien—~43 Ma, Lutétien)), de produire un agencement “très soigné” des anomalies magnétiques en considérant une seule rotation pour la branche de l'océan Atlantique Nord (Ibérie exclue) qui remonte jusqu'au bassin Eurasien. Un second écueil est, l'apparition, dans une bonne partie des modèles (Vink [1982], groupe de Srivastava, ... figure **II-1**), d'une superposition très importante entre le Groenland et l'archipel de Svalbard au-delà de l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) : cette superposition a été expliquée par ces auteurs comme due à la formation des marges continentales selon le modèle de Vink [1982] (voir les paragraphes **II-B.1** et ci-après **II-C.2**).

³⁴ C'est-à-dire qu'ils supposent l'existence des mouvements entre l'Eurasie et la ride de Lomonossov depuis l'anomalie C33o (~79 Ma, Campanien), tandis que la première anomalie magnétique reconnue dans le bassin Eurasien est la C24 (~53 Ma, Yprésien) [Vogt, 1986].

1 — L'ajustement des anomalies antérieures à l'anomalie C6

Les synthèses cinématiques montrent qu'au-delà d'une certaine période, il n'est pas possible d'établir un modèle à plaques rigides qui superpose de manière précise les anomalies magnétiques de l'Atlantique Nord et du bassin Eurasien avec une seule rotation. Selon les auteurs (pour Kress [1990] déjà dès l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien)), ces divergences se produisent à un moment plus au moins reculé. Dans tous les cas, les reconstructions au-delà de l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) posent déjà d'importants problèmes d'ajustement³⁵.

Pour résoudre ce problème, les différents auteurs ont eu recours à différentes hypothèses :

- (a) Des mouvements différentiels aux extrémités de l'assemblage : soit dans le bassin Eurasien, soit entre la zone de fracture Charlie Gibbs et le golfe de Gascogne. Dans le premier cas (voir aussi ci-dessus **II-B.2**), l'assemblage est corrigé par un mouvement de la ride de Lomonossov par rapport à l'Amérique du Nord [Phillips et Tapscott, 1981 ; Kress, 1990] (figure **II-5a**), ou par l'existence d'une plaque Svalbard détachée de l'Eurasie [Unternehm, 1982 ; Kress, 1990]. Dans le second cas, la solution consiste à mettre en jeu une ou plusieurs plaques supplémentaires au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland (figure **II-2**) : Porcupine [Srivastava et Tapscott, 1986] et Rockall [Srivastava *et al.*, 1988b] (paragraphe **II-B.1**) ;
- (b) Des “sauts” (*jumps*) de la frontière de plaques entre l'Eurasie et l'Afrique [Srivastava *et al.*, 1990a ; Roest et Srivastava, 1991] (figure **II-2** et paragraphe **II-B.1**) ;
- (c) Une ou plusieurs frontières de “second ordre” le long du système Atlantique—Arctique (figure **II-5** et paragraphe **II-B.2**) : la zone Faeroe-Islande-Groenland et sa prolongation dans le Groenland (entre Scoresby Sund et Disko) et/ou dans la mer du Nord, et le linéament Tornquist-Teisseyre [Olivet, 1978 ; Unternehm, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Kress, 1990 ; Olivet, 1996], et/ou les fossés de la Ruhr, du Rhin et de la Bresse ;
- (d) Une mauvaise interprétation des anomalies magnétiques dans l'ensemble ou dans une région particulière. Ainsi Vink [1982] et Rowley et Lottes [1988] estiment pouvoir arriver à

³⁵ On pourrait imaginer que le problème apparaît au moment de l'intégration, dans les modèles, des mouvements au sein de la mer du Labrador. On pourrait facilement évacuer le problème en affirmant, comme Rowley et Lottes [1988], que les anomalies magnétiques de la mer du Labrador ont été mal interprétées. La compilation de données magnétiques de Macnab *et al.* [1995] permet de s'apercevoir que, effectivement, l'identification des anomalies magnétiques de la mer du Labrador semble moins évidente que pour celles de l'Atlantique. Cependant, si on aborde la question dans la mer de Norvège-Groenland et le bassin de Reykjanes (où l'on peut faire abstraction des contraintes fournies par la mer du Labrador), le problème reste intact (figure **II-8**) : il est difficile sinon impossible de superposer avec une seule rotation les anomalies magnétiques de deux côtés de la ride Faeroe-Islande-Groenland.

une solution satisfaisante pour l’ensemble au nord de Charlie Gibbs, considérant que la série d’anomalies C24 à C21 dans la mer du Labrador sont difficiles à reconnaître et que, en conséquence, une certaine liberté existerait pour déterminer les paramètres de rotation pour cette région.

Enfin une autre hypothèse, qui découle de l’approche de Rowley et Lottes [1988] (voir **II-B.3**), demande à être reprise : elle consiste à admettre que la déformation peut être répartie à l’intérieur des plaques plutôt que localisée sur des frontières de second ordre. En définitive, ceci équivaut à envisager des modèles qui ne se fondent pas sur l’hypothèse que les plaques tectoniques réagissent comme des objets rigides.

2 — La superposition trop importante entre l’archipel de Svalbard et le Groenland : le modèle de propagation de rift [Vink, 1982] versus une microplaque Svalbard ?

Les reconstructions anté-anomalie C13 (pré-Oligocène) de la mer de Norvège-Groenland et du bassin Eurasien [*e.g.* Talwani et Eldholm, 1977 ; Vink, 1982 ; Srivastava et Tapscott, 1986 ; Rowley et Lottes, 1988] ont tendance à produire un important chevauchement (qui peut atteindre jusqu’à 200 km selon les modèles) de croûte continentale entre l’île Spitzberg (dans l’archipel de Svalbard) et le nord-est du Groenland (figure **II-1**). La majorité des auteurs confrontés au problème explique ceci par le modèle de propagation de rift de Vink [1982]. L’application de ce modèle prévoit que les marges plus septentrionales de l’Atlantique Nord ont dû subir des phénomènes d’étirement continental plus importantes que celles du Sud et, en conséquence, elles doivent se superposer lors des reconstitutions cinématiques. Néanmoins, plusieurs faits ne sont pas expliqués par le modèle de Vink [1982] :

- entre le Groenland et l’Europe ainsi que dans le bassin Eurasien (dans l’Arctique), la première anomalie magnétique océanique identifiée est toujours la même, la C24. Le modèle de Vink prévoit des anomalies magnétiques obliques à la marge de plus en plus jeunes dans la direction de propagation de l’océanisation ;
- la figure **II-1** montre une reconstitution dans laquelle la superposition commence dans la mer de Norvège-Groenland et augmente dans la région entre l’archipel de Svalbard et le nord-est du Groenland pour disparaître brusquement dans l’Arctique. Selon le modèle de Vink, ce recouvrement aurait dû se poursuivre toujours en augmentant dans le bassin Eurasien ;
- si la déformation subie par l’île Spitzberg (*West Spitsbergen Fold-thrust Belt*) est postérieure à la formation de la marge (voir chapitre **III**), le “dépliage” de cette zone comprimée augmentera le chevauchement entre l’île Spitzberg et le Groenland au moment de la reconstruction initiale.

Cependant, Unternehr [1982] considère comme peu probable une distension comme celle dont ont besoin ces modèles (qui peut atteindre 200 km, voir figure **II-1**) dans une région où les marges sont si étroites. Pour résoudre ce problème, il reprend l'hypothèse de l'existence d'une microplaque Svalbard postulée par Savostin et Karasik [1981]³⁶. Unternehr propose un mouvement différentiel distensif ou transtensif sénestre d'une cinquantaine de kilomètres vers le SE de la plaque Svalbard par rapport à la Scandinavie, de la fin de l'Oligocène au Miocène supérieur (entre les anomalies C7 et C5 incluses)³⁷. Dans la figure **II-1**, il a été représenté les limites hypothétiques de cette microplaque. Son existence permet de diminuer, mais pas d'éliminer complètement, le chevauchement entre l'île Spitzberg et le Groenland observé dans les situations antérieures à l'anomalie C13 (pré-Oligocène)³⁸.

Kress [1990], à son tour, n'est pas convaincue de la nécessité de découpler Svalbard pour les périodes plus récentes que l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien). Selon elle, des problèmes de superposition des anomalies magnétiques existent bel et bien entre le moment de l'ouverture initiale et l'anomalie C6 (mais non après), mais ils peuvent aussi être envisagés comme le fait d'une mauvaise interprétation des anomalies dans le bassin Eurasien (voir pages 140 à 145 de la thèse de Kress [1990]).

Finalement, ce modèle se heurte à plusieurs incertitudes géologiques³⁹. La géométrie des structures dans la mer de Barents ne semble pas étayer cette hypothèse ni, en général, toute hypothèse nécessitant des mouvements tertiaires dans la région car ceux-ci, s'ils ont existé, auraient dû produire des structures distensives, voire des bassins en *pull-apart*. Or, les sédiments postérieurs à l'Albo-aptien et toutes marques d'activité tectonique font défaut dans la mer de Barents (figure **II-10**) à l'exception de la bordure sud-ouest (et, à notre avis,

³⁶ Savostin et Karasik [1981] ont proposé son existence à partir de la constatation d'une activité sismique dans l'archipel. Bungum *et al.* [1982] et Chan et Mitchell [1985] montrent que ces séismes ont lieu le long de portions de failles à décrochement sénestre. Cependant, à notre avis, ni la quantité ni la distribution géographique des séismes répertoriés [Savostin et Karasik, 1981 ; Wetmiller *et al.*, 1990 ; Assinovskaja, 1994] ne permettent d'étayer cette hypothèse, moins encore de proposer un tracé pour l'hypothétique frontière de plaques entre Svalbard et Scandinavie (figure **II-9**). Cependant, la séismologie reste une science du présent géologique, elle n'apporte pas de renseignements sur l'activité sismique ancienne.

³⁷ Svalbard s'éloigne du Groenland avec le même pôle que la Scandinavie mais avec une vitesse plus faible. Selon Unternehr [1982], cette différence de vitesse est due à un système d'expansion océanique qui “n'est pas encore régulier et continu” au moment de se mettre en place. Mais il s'agit de la période entre les anomalies C7 et C5. Le système est mis en place avant car, même entre Svalbard et Groenland (la ride Knipovich et le fossé Lena) l'expansion semble fonctionner depuis l'anomalie C13.

³⁸ En appliquant les paramètres d'Unternehr [1982], il subsiste un chevauchement d'une cinquantaine de kilomètres entre l'archipel de Svalbard et le Groenland à l'époque de l'ouverture initiale.

³⁹ Les problèmes soulevés ici avaient été déjà, en bonne partie, considérés par Unternehr [1982] qui, faute d'alternative avait fini par conclure à l'existence de cette plaque Svalbard.

l'érosion qu'a subie la région pendant le Néogène ne suffit pas à justifier cette absence de sédimentation). Ces questions seront traitées en détail dans le chapitre **III**.

Les seuls décrochements décrits dans la littérature ont lieu dans la partie sud-ouest, liés aux phases distensives permienne et cimmérienne [Faleide *et al.*, 1984 ; Rønnevik et Jacobsen, 1984]. Ceci amène à supposer qu'avec les données existantes on ne peut pas étayer l'hypothèse d'une plaque Svalbard indépendante pendant l'ouverture tertiaire de l'Atlantique entre le Groenland et l'Eurasie. Si un mouvement différentiel existe, celui-ci doit avoir lieu au moment des phases cimmériennes, ou même avant.

Une alternative consisterait à récupérer l'hypothèse de Phillips et Tapscott [1981] qui considère la ride de Lomonossov comme une microplaque indépendante. Mais dans ce cas, comme l'on verra (chapitre **IV**) dans la discussion sur l'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien), la tendance sera à produire l'ouverture du bassin Makarov à l'Éocène. L'âge de formation de ce bassin est mal établi, mais il est couramment admis qu'il serait ante-éocène [Palmer, 1983 ; Weber et Sweeney, 1990].

3 — Le système au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland

Les différents travaux de Srivastava ont proposé l'existence d'un système complexe au sud de l'Islande, dans la bordure sud-ouest de la plaque européenne avec deux plaques supplémentaires (“Porcupine” [Srivastava et Tapscott, 1986 ; Srivastava et Roest, 1996] et “Rockall” [Srivastava *et al.*, 1988b ; Srivastava et Roest, 1996]) et des frontières de plaques (entre Porcupine et l'Ibérie, et entre l'Ibérie et l'Afrique) de localisation variable dans le temps et l'espace [Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991] (figure **II-2**).

D'autres auteurs estiment seulement nécessaires des mouvements différentiels dans la région du plateau de Rockall *mais* pour d'époques plus anciennes : pré-anomalie C34 (en gros, avant le Campanien) [Olivet *et al.*, 1984 ; Rowley et Lottes, 1988] ou pré-anomalie J (pré-Aptien) [Olivet, 1996], liés aux stades d'ouverture de l'Atlantique Nord.

Que le plateau de Rockall ait eu un mouvement indépendant à un moment ou à un autre est plausible. Il s'agit d'un plateau de nature continentale, séparé du reste de l'Europe par le bassin Rockall. L'existence de la plaque Porcupine telle qu'elle a été définie —une plaque à courte durée de vie (entre les anomalies C25 et C13, *grosso modo* pendant l'Éocène) et caractère exclusivement océanique, plaque dont les “frontières” changeraient au fils de temps— demande, à mon avis, une réflexion.

Cette plaque a été proposée comme partie de la solution pour faire face à la difficulté d'agencer les anomalies magnétiques pour les périodes entre les anomalies C24 (~53 Ma, Yprésien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), tout en supposant que les anomalies magnétiques ont été bien identifiées et que l'existence d'accrétion océanique dans la mer du

Labrador pendant l'Éocène est avérée. Cependant, depuis sa “naissance”, la définition de cette plaque a été marquée par le flou. Une étude postérieure [Roest et Srivastava, 1991] focalisée sur la plaque ibérique, semble traiter Porcupine comme faisant partie de la plaque Eurasie, et déplace la limite méridionale de cette plaque hypothétique vers le Nord. D'autres travaux plus récents de ces auteurs et de proches collaborateurs [Srivastava et Roest, 1989 ; Müller et Roest, 1992] font référence à nouveau à cette plaque. Un seul travail [Gerstell et Stock, 1994] met au banc d'essai l'existence de cette plaque ; travail lui-même critiqué en retour par Srivastava et Roest [1996].

L'étude de Gerstell et Stock [1994] est focalisée sur une bande étroite⁴⁰ des deux côtés de la zone de fracture Charlie Gibbs (44°-56°N), ce qui élimine deux problèmes additionnés : la présence d'un Groenland encore indépendant à cette époque et l'existence d'une discontinuité dans la région de la ride Faeroe-Islande-Groenland. Gerstell et Stock montrent que, pour les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C21 (~47 Ma, Lutétien), le *misfit* au nord et au sud de Charlie Gibbs n'est pas très important (il peut se rattraper avec une légère rotation de l'ensemble). Ils estiment donc qu'il est possible de faire une reconstitution de l'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien) sans frontière dans la zone de fracture. Pour l'anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien), il y a un décalage net mais de sens contraire à celui proposé par Srivastava et Tapscott⁴¹ (le mouvement de Porcupine par rapport à l'Eurasie après l'anomalie C24 serait senestre et non dextre comme l'impliquent les paramètres de Srivastava et Tapscott [1986]). Gerstell et Stock [1994] proposent une interprétation alternative pour le *misfit* de l'anomalie C24 : les linéations de cette anomalie sur la plaque américaine dans les latitudes au nord de Charlie Gibbs seraient perturbées par le mouvement du Groenland vers l'Est pendant l'intervalle C24—C21 (~53 Ma, Yprésien—~47 Ma, Lutétien).

Les critiques majeures à l'hypothèse de Srivastava et Tapscott [1986] sont : (a) l'existence d'un *fit* statistiquement acceptable pour les anomalies C21 et C13 sans nécessité d'une frontière dans la zone de fracture Charlie Gibbs, et (b) l'observation qu'un mouvement le long de cette zone de fracture à l'Éocène inférieur devrait avoir un sens opposé à celui qui a été postulé.

En conclusion, la zone Charlie Gibbs a pu subir des mouvements différentiels d'ampleur limitée autour de l'anomalie C24. Le sens de ces mouvements reste néanmoins incertain. Il est possible aussi que le volcanisme anormal, qui a formé les rides homologues

⁴⁰ Ce qui va justement prêter le flanc à la riposte de Srivastava.

⁴¹ Comme l'on verra dans le chapitre IV, il n'y a pas de besoin géométrique d'introduire des mouvements différentiels de deux côtés de la zone de fracture Charlie-Gibbs post-C23 (post-Yprésien), tandis qu'il devient difficile d'agencer les anomalies magnétiques C23 et C24 des deux côtés avec une seule rotation. Ceci pourrait indiquer des mouvements différentiels à cette époque, ou l'existence d'une perturbation dans les données magnétiques due à la formation des rides volcaniques conjuguées Thulé-Orientale et Thulé-Occidentale, voir le deux.

Thulé-Orientale et Thulé-Occidentale à cette époque, soit en partie responsable du mauvais ajustement observé. En tout cas, ce problème n'existe plus pour l'anomalie C21 et les anomalies postérieures.

4 — Implications des reconstructions dans des régions où l'on ne regarde pas tous les jours : le détroit de Nares et l'Arctique jusqu'à la Sibérie d'Extrême-Orient

De la même manière que les modèles cinématiques essentiellement intéressés pour l'Arctique *délaissent* souvent les implications atlantiques de leurs mouvements (ce n'est pas le cas de Kress [1990]), on assiste, pour la plupart des modèles concernant l'Atlantique (pratiquement les uniques exceptions sont les travaux de Srivastava et Tapscott [1986] et Rowley et Lottes [1988]), à une non-étude des leurs réelles conséquences sur "la frontière asiatique" entre l'Amérique du Nord et l'Eurasie⁴². Cependant, comme on l'a expliqué dans le chapitre précédent (paragraphe **I-F.1**, figure **I-22**), un regard sur ces régions septentrionales est essentiel : certains modèles impliquent des mouvements compressifs dans la mer de Laptev (au nord de la Sibérie), entre le moment pré-ouverture initiale de l'Atlantique Nord et l'anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien), supérieures au millier de kilomètres⁴³ [Bullard *et al.*, 1965 ; Savostin *et al.*, 1986], tandis que d'autres nécessitent uniquement des mouvements latéraux [Rowley et Lottes, 1988]. Ces phénomènes décrits par les modèles doivent pouvoir être compatibles avec les contraintes géologiques connues.

La même objection peut se poser concernant la région autour du détroit de Nares : peu de travaux [Srivastava et Tapscott, 1986 ; Rowley et Lottes, 1988] examinent le problème posé par les relations géométriques entre Svalbard (faisant partie de l'Eurasie ou non), le Groenland, l'archipel de la Reine-Élisabeth et l'Amérique du Nord. Dans cette région, seul le rapport entre l'archipel de Svalbard et le Groenland a été examiné régulièrement par les études consacrés à l'Atlantique Nord. Ceci n'a pas été le cas de la partie orientale de l'archipel de la Reine-Élisabeth (les îles Ellesmere et Devon), qui joue un rôle important entre le Groenland et Svalbard avant l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland, et l'orogénèse Eurêka au sein dudit archipel (voir le chapitre **III** pour le contexte géologique). À notre avis, le rapport entre

⁴² À titre d'exemple, parmi la large série des travaux publiés par Srivastava, je n'ai vu que sur Srivastava et Tapscott [1986] des dessins montrant les mouvements relatifs de plaques de l'Ibérie jusqu'à la Sibérie. Sa dernière publication [Srivastava *et al.*, 2000] accentue encore plus cette tendance à restreindre la vue sur les effets cinématiques des paramètres calculés : cette fois-ci, on ne voit même pas quelles sont les conséquences de leur modèle sur le domaine golfe de Gascogne—Pyrénées, ou entre la marge européenne (Goban Spur) et américaine (les Grands Bancs de Terre-neuve).

⁴³ Distances mesurés au niveau de l'archipel de la Nouvelle-Sibérie, à côté de la mer de Laptev.

ces trois éléments (l'archipel de Svalbard, le Groenland, et les îles Ellesmere et Devon) est une des clés pour tenter une reconstruction cinématique de ces régions : dans aucun cas l'archipel de Svalbard ne devrait se superposer à celui de la Reine-Élisabeth. Il n'y a pas de données géologiques étayant cette possibilité.

Chapitre III

—

**LES CONTRAINTES GEOLOGIQUES
PRISES EN COMPTE**

Chapitre III — Les contraintes géologiques prises en compte

A — Introduction

Ce chapitre est consacré à compiler des renseignements géologiques susceptibles d'apporter des contraintes au modèle cinématique qui sera analysé dans le chapitre **IV**. Fondamentalement, il s'agit de localiser dans le temps et l'espace des phénomènes géologiques qui puissent indiquer l'existence de subdivisions ou des phénomènes de déformation intraplaque à l'intérieur des grandes plaques connues. Ces phénomènes sont fondamentalement les manifestations volcaniques et les phases de déformation tectonique, visibles sur les frontières et à l'intérieur des plaques.

Malgré son allure “encyclopédique”, il reste un essai incomplet et imprécis. Il s'agit d'une compilation réalisée par un non-spécialiste à partir d'une bibliographie diverse. Je n'ai pas les moyens de faire une lecture critique des travaux publiés et par conséquent il ne m'a pas été toujours facile de faire la différence entre ce qui est significatif et ce qui ne l'est pas. Deux problèmes majeurs ne sont pas résolus de manière satisfaisante. Le premier, c'est la précision dans le temps des événements décrits, particulièrement pour ce qui est des événements compressifs. De cette compilation en résultent des fourchettes d'âges pour les faits compressifs qui sont, aux yeux des certains spécialistes [Guiraud, Vergés, comm. pers.], trop larges et imprécises. Le deuxième problème concerne la hiérarchisation des événements tectoniques. Différentes phases n'ont pas la même ampleur, la même phase a une importance différente selon les endroits. Ceci n'a pas été suffisamment mis en relief.

Enfin, il y a un problème de mise en évidence de la déformation en mer, ce qui n'est pas étonnant compte tenu des moyens d'observation dont on dispose. Il faudrait estimer à partir de quel “degré” une déformation en mer est “vraisemblablement détectable” dans une “échelle” de la déformation observée à terre, sur le terrain.

Un travail plus approfondi sur ces questions éclairerait singulièrement la discussion dans ce chapitre.

B — Le volcanisme

Dans la région qui nous intéresse, le volcanisme a été important pendant le Mésozoïque et surtout le Tertiaire. Son association avec des phases tectoniques lui

confère un rôle de marqueur non négligeable. Sa présence peut être liée à des zones de faiblesse remobilisées ou, pour certains auteurs [Unterneh, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984], être l'indice de l'existence des mouvements différentiels le long des frontières de "second ordre".

En contrepartie, l'épaisse et large couverture de basaltes d'âge crétacé supérieur et tertiaire qui couvre de larges régions de l'Atlantique Nord masque les structures et sédiments syn-rift, rendant difficile leur étude. La marge sud-est du Groenland, et la marge européenne (du plateau de Vøring au plateau de Rockall) sont tellement recouvertes de volcanites que la frontière continent-océan devient très incertaine.

On peut distinguer plusieurs époques de volcanisme. Il y a un volcanisme mésozoïque lié à l'ouverture de la mer du Labrador et la baie de Baffin et présent aussi en mer du Nord. On trouve un volcanisme paléogène dit "thuléen" qui s'étale sur de vastes étendues du détroit de Davis à l'Écosse en passant par le Groenland et l'Islande (figure III-1), contemporain de l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland. Il existe aussi un volcanisme néogène en Europe centrale dans lequel on peut distinguer, en fonction de la position géodynamique et des caractéristiques pétrologiques [Maury et Varet, 1980] : (a) un volcanisme orogénique alpin, d'affinité calco-alcaline ; (b) un volcanisme péri-alpin, de nature alcaline, associé aux rifts oligocènes de l'Europe occidentale (figure III-2). Ici, je m'intéresserai au volcanisme thuléen paléogène et à celui qui est lié aux rifts oligocènes en Europe occidentale, car ces manifestations peuvent être le reflet de déformations intraplaques.

1 — La province magmatique de l'Atlantique Nord ou province thuléenne

a — L'expression du magmatisme dans l'Atlantique Nord et les structures associées

1 — Les basaltes du plateau continental et les roches intrusives associées

D'importantes coulées basaltiques ont été mises en évidence sur la côte orientale du Groenland (figure III-3). Elles sont accompagnées à l'est de Traill Ø par des intrusions de sills de dolérites et dykes basaltiques alcalins tertiaires [Deer, 1976 ; Noe-Nygaard, 1976].

Sur la marge européenne, les coulées basaltiques tertiaires sont bien représentées dans le bassin Rockall, le nord de l'Irlande (Antrim) et l'archipel des Faeroe [Noe-

Nygaard, 1974] (figure III-4). Des centres intrusifs et des *dykes swarms* se trouvent à travers toute la région : du bassin Porcupine à l'Ouest, jusqu'à la marge occidentale de la mer du Nord à l'Est, et du nord des îles Shetland jusqu'au canal de Bristol au Sud [Mussett *et al.*, 1988 ; Tate et Dobson, 1988 ; Thorpe *et al.*, 1990]. Ils pourraient témoigner de l'existence d'importantes quantités de magma piégées en profondeur, sous la plate-forme qui entoure les îles Britanniques [Brodie et White, 1995]. Dans ce sens, une partie de la croûte inférieure de la marge du plateau de Rockall et du plateau de Vøring (figure III-1) présente des vitesses sismiques anormalement hautes (7,3-7,4 km/s). Cette zone, dont l'épaisseur pourrait atteindre jusqu'à 15 km, est interprétée par White *et al.* [1987] comme le reflet de l'existence des roches ignées sous-plaquées dans la croûte inférieure.

Sur l'île Jan Mayen, un volcanisme fissural avec un stratovolcan basaltique a été mis en évidence [Noe-Nygaard, 1974].

2 — Les réflecteurs SWD dans les marges passives volcaniques

Les complexes extrusifs proches de la transition continent-océan dans les marges continentales volcaniques passives contiennent souvent des éventails de réflecteurs pentus vers l'océan (*seaward-dipping reflectors, SWD*) (figure III-1). Ces séries ont été produites par des alternances de flux basaltiques tholéitiques et de sédiments volcanoclastiques.

Dans la province magmatique de l'Atlantique Nord (province thuléenne), des séquences volcaniques présentant ces réflecteurs ont été mises en évidence dans la marge orientale du Groenland (figure III-3) [Larsen, 1984 ; Larsen et Jakobsdóttir, 1988 ; Larsen *et al.*, 1994] où ils prolongent vers la mer les séries basaltiques continentales, particulièrement sur la marge sud-est. On les trouve aussi du côté européen (figure III-4) : dans la marge des bancs Hatton et Edoras [Roberts, Schnitker *et al.*, 1984 ; Spence *et al.*, 1989] ; la partie occidentale du bloc Faeroe [Smythe, 1983] ; sous le plateau marginal de Faeroe-Shetland [Ridd, 1981] ; et la marge norvégienne (dans le bassin Møre, le plateau marginal de Vøring et près de la base du talus dans le bassin Lofoten) [Eldholm *et al.*, 1979 ; Mutter *et al.*, 1982 ; Skogseid et Eldholm, 1987 ; Eldholm *et al.*, 1989]. Finalement ils sont présents dans la marge orientale du bloc Jan Mayen [Skogseid et Eldholm, 1987 ; Gudlaugsson *et al.*, 1988].

3 — Les hauts marginaux et la transition continent-océan (TOC)

Au moment de (ou juste après) la rupture continentale, des hauts marginaux (avec un socle “acoustique”) ont été mis en place sous le plateau de Vøring, au sud de la zone de fracture Jan Mayen⁴⁴ [Talwani et Eldholm, 1977 ; Eldholm *et al.*, 1984], mais aussi dans la marge du Groenland entre 75,3°N et la zone de fracture Groenland [Eldholm et Windisch, 1974] (figure **III-1**). Ces hauts sont bordés vers le continent par des escarpements qui séparent des régions avec des caractéristiques différentes et qui ont été associés au passage du continent à l'océan [Talwani et Eldholm, 1977].

4 — La ride Faeroe-Islande-Groenland

La ride sous-marine océanique Faeroe-Islande-Groenland (figure **III-1**) [Talwani et Eldholm, 1977] se met en place après les basaltes de plateau de la province thuléenne. L'éphémère volcanisme associé à la rupture continentale dans l'Atlantique Nord diminue sur la province magmatique peu après le début de l'expansion océanique, mais il continue vigoureusement dans la région de l'Islande, donnant lieu à la ride.

5 — Les monts et groupes de monts sous-marins

Au sud-ouest du banc Edoras, il y a quelques reliefs sous-marins (Rohan, Gondor, Eriador) d'âge paléocène supérieur—éocène supérieur [Bull et Masson, 1996]. Le mont Eriador est une structure orientée NNE parallèle à la bordure occidentale du plateau de Rockall (figure **III-4**).

6 — L'âge de mise en place du volcanisme dans la mer de Norvège-Groenland

La toponymie citée dans ce paragraphe peut être retrouvé dans les figures **III-3** (pour la marge orientale du Groenland) et **III-4** (pour la marge européenne entre le plateau de Rockall et la Norvège).

⁴⁴ Il y a une controverse sur la nature de la croûte sous le flanc ouest du *Faeroe-Shetland Channel* et l'archipel des Faeroe. Mais il semble que sa structure soit semblable à celle qui a été observée dans les hauts de socle plus au nord, c'est-à-dire de nature volcanique.

Deux phases de magmatisme ont été mises en évidence au Tertiaire (figure III-5) :

— La première phase de volcanisme :

Elle produit des sills de basaltes tholéïtiques à l'est du Groenland (Shannon, Wollaston Forland, Hold-with-Hope, Traill Ø, Scoresby Sund, Kangerdlugssuaq) [e.g. Deer, 1976 ; Noe-Nygaard, 1976]. Ils sont liés à la phase d'extension pré-accrétion océanique. Les déterminations radiométriques indiquent que la période principale du volcanisme à l'est du Groenland a lieu entre 59 et 51 Ma (Sélandien—Yprésien, anomalies C26—C23) :

— Hold-with-Hope ($58,7 \pm 1,4$ Ma, $56,7 \pm 7,0$ Ma, $56,6 \pm 1,9$ Ma, $53,4 \pm 3,9$ Ma [Upton *et al.*, 1995]) ;

— Scoresby Sund ($56,7 \pm 4,3$ Ma [Hansen *et al.*, 1993]) ;

— Kangerdlugssuaq ($57,7 \pm 4,7$ Ma, $56,3 \pm 0,9$ Ma, $55,1 \pm 0,3$ Ma, $53,9 \pm 1,1$ Ma, $51,4 \pm 0,4$ [Noble *et al.*, 1988 ; C.K. Brooks et R.A. Duncan, comm. pers. (cités par Heister *et al.*, 2001)] ; $53,8 \pm 0,3$ [Heister *et al.*, 2001]).

Les laves en Hold-with-Hope et en Scoresby Sund sont magnétisées de façon inverse [Soper *et al.*, 1976a ; Soper *et al.*, 1976b ; Tarling *et al.*, 1988]. Entre les anomalies C28 (~63 Ma, Danien) et C24 (~53 Ma, Yprésien), le champ magnétique est presque tout le temps inverse ce qui correspond bien avec les âges radiométriques.

Dans la marge sud-est du Groenland, il y a des laves basaltiques et des dépôts volcano-clastiques d'âge radiométrique danien—yprésien (entre les anomalies C28 et C24) :

— sur le site 988, l'étude radiométrique des basaltes a fourni un âge de mise en place de $49,6 \pm 0,2$ Ma [Tegner et Duncan, 1999] ;

— deux successions de tufs et lapillis intercalés avec des laves sur le site 917 donnent des âges apparents de $60,5 \pm 0,2$ Ma et $60,3 \pm 0,2$ Ma [Werner *et al.*, 1998] ou $62,2 \pm 0,4$ Ma et $61,4 \pm 0,6$ Ma [Sinton et Duncan, 1998 ; cités par Saunders *et al.*, 1998b]. Au voisinage (sites 989, 990), Tegner et Duncan [1999] ont obtenu des âges de $57,1 \pm 1,3$ Ma, $55,8 \pm 0,7$ Ma et $55,6 \pm 0,6$ Ma. Sur le site 918, une petite coulée basaltique pénètre dans des sédiments d'âge éocène inférieur vers $51,9 \pm 1,2$ Ma [Sinton et Duncan, 1998 ; cités par Saunders *et al.*, 1998b].

On ignore si, sur cette marge, le volcanisme est continu pendant toute la période entre le Danien et l'Yprésien, mais il y a très probablement des hiatus⁴⁵ entre un

⁴⁵Au sud-est du Groenland (forages 915, 917A et 918) les laves ont été divisées en deux successions : une inférieure dite "continentale" composées d'une série inférieure et d'une autre intermédiaire ; et d'une série

“premier épisode” vers 62-61 Ma (~C27r) et un “deuxième” un peu plus tardif vers ~58-52 Ma (entre C26r et C23r).

Les SDR du plateau de Vøring datent, au moins de l’anomalie C24r [Talwani et Eldholm, 1977], les sédiments qui les recouvrent sont d’âge éocène inférieur [Talwani et Udintsev, 1976b ; Eldholm *et al.*, 1987b].

Dans les laves du plateau de Vøring (Leg 104, site 642E), des formations volcanosédimentaires à l’intérieur des séries inférieures donnent un âge⁴⁶ à la limite entre le Paléocène et l’Éocène (soit C24r) [Berggren *et al.*, 1985]. Leurs fossiles sont similaires à ceux qui existent sur l’île de Mull d’âge radiométrique $60,0 \pm 0,5$ Ma [Mussett, 1986]. Les études radiométriques donnent des âges différents pour des échantillons en partie communs : $57,8 \pm 1,0$ Ma [Le Huray et Johnson, 1989] ou $63 \pm 1,9$ Ma [Taylor et Morton, 1989]. Les âges publiés par Le Huray semblent s’ajuster mieux avec ceux qui sont donnés par les fossiles⁴⁷. Une étude de Sinton *et al.* [1998] sur le site 642 propose d’âges de cristallisation de $56,4 \pm 0,7$ Ma, $56,2 \pm 0,8$ Ma et $54,3 \pm 0,5$ Ma.

L’âge des laves SDR du plateau de Rockall (DSDP Leg 81, sites 553-555) est mal contraint. Il est, au minimum⁴⁸, paléocène supérieur/éocène inférieur [Roberts *et al.*, 1984]. Des âges radiométriques sur deux échantillons du site 555 donnent des valeurs de $52,3 \pm 1,7$ et $54,5 \pm 2,0$ Ma (Yprésien) [MacIntyre et Hamilton, 1984 ; cités par Sinton *et al.*, 1998]. De leur côté, Sinton et Duncan [1998] ont obtenu un âge un peu plus ancien ($57,6 \pm 1,3$ et $57,1 \pm 5,6$ Ma) sur le site 555. Cependant, ces derniers auteurs

supérieure dite “océanique” séparé de la précédente par une discordance et un horizon sédimentaire [Larsen et Saunders, 1998]. Cette discordance entre la série intermédiaire et supérieure marque un changement tectonique majeur : extension N-S pour les séries inférieures et intermédiaires et NW-SE pour la série supérieure [Cambray, 1998]. Dans le même sens, le passage de basaltes et dacites contaminés par le continent à des basaltes oliviniques et picrites d’affinités plus océaniques [Fitton *et al.*, 1998] suggèrent une discontinuité significative. L’âge de la succession inférieure serait ~61-60 Ma, ou peut-être un peu plus ancienne (lié à C26r et possiblement C27r), et la supérieure 56-53 Ma (C24r) avec la partie la plus ancienne qui arrive jusqu’à C25r [Larsen et Saunders, 1998].

⁴⁶ Dinoflagellés, Zone NP9 (fin Paléocène, ~55,9-54,9 Ma)

⁴⁷ Affirmation de Sinton et Duncan [1998] par comparaison avec l’échelle chronologique de Berggren *et al.* [1995].

⁴⁸ Cet âge est un minimum car ces successions n’ont pas été pénétrées complètement sur certains sites. La datation se base sur des fossiles présents dans les sédiments qui recouvrent ces laves (des dinoflagellés dans des couches sédimentaires intercalées avec les coulées de laves appartiennent à la zone biostratigraphique NP9) [Brown et Downie, 1984 ; cités par Sinton et Duncan, 1998].

avouent que pas plus les laves du Leg 81 que celles des sites 915 à 918, ne sont vraiment bien contraintes chronologiquement.

Le complexe magmatique Darwin (au nord du plateau de Rockall) est daté en $55,9 \pm 0,3$ Ma [Sinton *et al.*, 1998].

Selon Gamble *et al.* [1999], il existe deux phases d'activité volcanique dans les îles Britanniques :

— un premier pulse volcanique vers ~ 62 Ma, dans les îles Hébrides (Skye, Mull, Canna, Muck et Eigg), sur la plate-forme des Hébrides et au nord-est de l'Irlande (Antrim). Des datations radiométriques ont été effectuées pour les roches magmatiques de l'île de Mull (laves extrudées à $60 \pm 0,5$ Ma, activité continue jusqu'à peut-être 57 ± 1 Ma) [Mussett, 1986], de Muck ($62,8 \pm 0,6$ et $62,4 \pm 0,6$ Ma) [Pearson *et al.*, 1996], et à Antrim ($61,0 \pm 0,6$ et $58,3 \pm 1,1$ [Thompson, 1986 ; cité par Gamble *et al.*, 1999]). Sur la plate-forme des Hébrides, des études radiométriques ont donné les âges $63,1 \pm 6,4$ et $58,0 \pm 6,2$ Ma (forage 85/5B) [Stoker *et al.*, 1988 ; cités par Sinton *et al.*, 1998], et $62,4 \pm 1,3$ et $60,7 \pm 1,4$ Ma (forage 90/7) [Hitchen et Ritchie, 1993 ; cités par Sinton *et al.*, 1998] ;

— un deuxième pulse volcanique semble avoir lieu autour de ~ 56 Ma. Il est visible dans les îles Hébrides (île d'Eigg, $52,1 \pm 1,0$ Ma [Dickin et Jones, 1983]), la plate-forme des Hébrides ($56,4 \pm 0,7$ Ma pour le forage 85/5B [Sinton *et al.*, 1998] ; $53,3 \pm 0,5$ et $52,1 \pm 0,5$ Ma pour le forage 88/10 [Hitchen et Ritchie, 1993 ; cités par Sinton *et al.*, 1998]) et le nord-est de l'Irlande (Tardree, $58,4 \pm 0,7$ Ma [Gamble *et al.*, 1999] ; les monts Mourne, $56,4 \pm 1,4$ et $55,3 \pm 0,8$ Ma [Gamble *et al.*, 1999], $54,6 \pm 1,0$ et $51,5 \pm 1,8$ Ma [Gibson *et al.*, 1987 ; cités par Gamble *et al.*, 1999] et $53,1 \pm 1,0$ Ma [Thompson *et al.*, 1987 ; Gamble *et al.*, 1999] ; Slieve Gullion, $56,5 \pm 1,3$ Ma [Gamble *et al.*, 1999]).

La figure 3 de Gamble *et al.* [1999] montre un nombre réduit de datations dont les âges se situent dans des positions intermédiaires entre ces deux pulses.

Des structures volcaniques paléocènes (*Porcupine Median Volcanic Ridge*) se trouvent aussi dans le bassin Porcupine [Tate *et al.*, 1993].

Dans la mer du Nord, il y a deux phases de magmatisme, l'une avant 60 Ma, l'autre autour de 57 Ma [Knox et Morton, 1988 ; Morton *et al.*, 1988b ; cités par Sinton et Duncan, 1998]. Cependant, [Mussett *et al.*, 1988] notent des âges radiométriques intermédiaires entre les deux pour certaines intrusions mineures. Le complexe Erlend présente de dacites d'âge radiométrique 55 ± 2 et 54 ± 2 Ma [Hitchen et Ritchie, 1987 ;

cités par Sinton *et al.*, 1998]. Jacqué et Thouvenin [1975] donnent un âge de 55-52,5 Ma au volcanisme de la marge européenne de Norvège.

— La deuxième phase de volcanisme :

Après le début de l'accrétion océanique entre le Groenland et l'Europe (entre les anomalies C25 et C24, à la limite entre le Paléocène et l'Éocène, ~55 Ma), le magmatisme continue seulement dans la région de Traill Ø et Hold-with-Hope (sur la côte orientale du Groenland) jusqu'à l'Oligocène inférieur [e.g. Upton *et al.*, 1995 ; Price *et al.*, 1997]. Cette deuxième phase produit des dykes basaltiques alcalins et des complexes de syénites d'un âge d'environ 36 Ma à Traill Ø [Price *et al.*, 1997], légèrement plus anciennes que les dernières intrusions à Hold-with-Hope ($32,7 \pm 2,9$ Ma), [Upton *et al.*, 1995]. Cette phase alcaline serait liée à la séparation du bloc Jan Mayen.

b — La manifestation du volcanisme tertiaire dans la mer du Labrador et la baie de Baffin

Le volcanisme paléocène a une expression importante dans le détroit de Davis (figure **III-6**), où il s'étend largement à terre et en mer au large de l'île Disko jusqu'à la baie de Frobisher (au sud de l'île de Baffin) suivant une orientation NE-SW. L'épaisseur de la pile volcanique peut atteindre 6 km [Keen *et al.*, 1990]. Le haut-fond du détroit de Davis est comparable à la ride Faeroe-Islande-Groenland.

Du volcanisme (basaltes tholéiitiques et dykes) d'âge tertiaire inférieur s'est produit à l'est de l'île de Baffin (*onshore* du cap Dyer) [Clarke et Upton, 1971 ; cités par Jackson *et al.*, 1992]. Il est présent aussi sur l'île Disko, la baie de Nugssuaq et la région de Svartenhuk Halvø (à l'ouest du Groenland) et dans l'*offshore* des deux plates-formes continentales, principalement du côté groenlandais [Clarke, 1975 ; Clarke et Pedersen, 1976 ; Escher et Watt, 1976].

L'âge du volcanisme

L'âge du volcanisme à l'ouest du Groenland et au cap Dyer (figure **III-5**) oscille entre 68 et 53 Ma (fin du Maastrichtien à fin de l'Éocène inférieur). Il est d'âge danien—éocène dans la baie de Nugssuaq et l'île Disko [Clarke et Pedersen, 1976 ; Escher et Watt, 1976] tandis qu'il est d'âge paléocène supérieur (58 ± 2 Ma) au cap Dyer [Clarke et Upton, 1971 ; cités par Jackson *et al.*, 1992]. L'étude des basaltes forés donne des âges radiométriques de 68 ± 7 et 62 ± 7 Ma (puits Nukik 2), et $63,3 \pm 12,6$,

54 ± 5,4 et 53,1 ± 5,3 Ma (puits Hellefisk 1) [N. Hald et J.G. Larsen, communication personnelle à Rolle, 1985] sur la plate-forme occidentale du Groenland à côté du détroit de Davis ; et 56 ± 3 Ma (puits Gjoa G-37) [Klose *et al.*, 1982 ; cités par Keen *et al.*, 1990] sur la plate-forme sud-est de l'île de Baffin, c'est-à-dire Maastrichtien à Yprésien.

c — L'origine de la province thuléenne

Elle a été interprétée comme le résultat de l'interaction du *hot-spot* d'Islande avec le processus de formation des marges continentales de l'Atlantique Nord [White et McKenzie, 1989]. Plusieurs auteurs ont proposé de trajectoires différentes pour le *mouvement apparent* du panache mantellique d'Islande [e.g. Forsyth *et al.*, 1986b ; Lawver et Müller, 1994]. Ces auteurs, de même que White et McKenzie [1989], estiment que vers l'Éocène inférieur, le centre de la plume devait se situer près de Kangerdlugssuaq.

Les basaltes tholéitiques de l'ensemble de cette région ont des caractéristiques communes⁴⁹ [Larsen *et al.*, 1998]. Cependant, la comparaison, faite par Brooks [1973], entre les basaltes de l'est et de l'ouest du Groenland, suggère deux zones appartenant à des phases volcaniques approximativement contemporaines mais séparées dans l'espace⁵⁰. D'un autre côté, toutes les séquences de SDR (Vøring, Hatton, le sud-est du Groenland) présentent des roches "contaminées" dans les parties les plus anciennes des séries [Larsen *et al.*, 1998]. Ces auteurs pensent que les laves de la marge sud-est du Groenland, de la marge du banc Hatton et des îles Britanniques se sont formées sur un manteau moins chaud que le reste.

D'un point de vue temporel, il a été proposé par White et McKenzie [1989] que le volcanisme aurait débuté plus tôt dans les extrémités de la province thuléenne (à l'ouest du Groenland (~62-53 Ma) et dans les îles Britanniques (~63-52 Ma)) que dans la zone centrale (marge orientale du Groenland, ~57-53 Ma). Leur figure 10 (page 7702) suggère, en plus, que la partie la plus importante des manifestations volcaniques a lieu avant (vers ~60 Ma) dans les extrémités, et plus tard (vers ~55 Ma) dans la partie centrale de la province thuléenne. Des datations plus récentes (voir ci-dessus et la figure **III-5**) n'étaient pas l'idée d'un début diachronique du volcanisme

⁴⁹ De faibles contenus en K₂O et SiO₂.

⁵⁰ Les basaltes à l'ouest du Groenland sont plus picritiques qu'à l'Est. De plus, le volcanisme apparemment ne s'étend pas en une ceinture continue en travers du Groenland d'Est à Ouest, car les basaltes de l'est du Groenland s'amincissent de 9 km sur la côte —épaisseur stratigraphique— jusqu'à 0 km à 250 km à l'intérieur des terres [Soper *et al.*, 1975].

thuléen. Ceci amène certains auteurs [Pearson *et al.*, 1996] à contester l'hypothèse de White et McKenzie [1989]⁵¹.

2 — Le volcanisme alcalin péri-alpin

Plusieurs ensembles volcaniques alcalins existent sur les plates-formes péri-alpines. Leur mise en place succède à la formation des fossés oligocènes résultants de phases d'extension affectant le socle d'âge hercynien : Massif central, Massif rhénan, massif de Bohême. D'un point de vu spatial, les affleurements volcaniques cénozoïques sont localisés aux points d'intersection des accidents varisques NE-SW et rhénans subméridiens (figure III-2). D'un point de vue temporel, les manifestations volcaniques accompagnent les mouvements verticaux [Lippolt *et al.*, 1974] : au Crétacé supérieur (bombement des Vosges), à l'Éocène (début de la subsidence), et au Miocène (reprise des mouvements verticaux dans la partie sud du système de fossés).

Chronologie des éruptions alcalines

Du Paléocène à l'Oligocène supérieur, le volcanisme alcalin apparaît sporadiquement, surtout en Alsace et dans le nord du Massif central, avec quelques pointements dans le fossé rhénan, les Vosges et la Forêt-Noire :

— au Paléocène en Alsace ($60 \pm 6,6$ Ma, selon Horn *et al.* [1972]), en Bourgogne ($64,5 \pm 4,0$ Ma) [Bellon *et al.*, 1974], et au sud du fossé de la Limagne [Baubron *et al.*, 1978b] ;

— à l'Éocène, en Bourgogne ($53,0 \pm 1,0$ Ma, $50,0 \pm 1,0$ Ma, $49,6 \pm 1,0$ Ma, $44,5 \pm 2,0$ Ma, $36,7 \pm 1,0$ Ma) [Bellon *et al.*, 1974], dans le fossé du Forez [Bellon, 1976] et en Alsace (44 ± 4 Ma, [Horn *et al.*, 1972]), en Languedoc (~ 46 Ma) [Liotard *et al.*, 1991], ainsi que dans la région du massif de Taunus et du plateau de l'Odenwald [Lippolt *et al.*, 1974] ;

— à l'Oligocène dans le Massif central [Chevenoy, 1974 ; Rat, 1974], le Languedoc (30-21 Ma) [Gastaud *et al.*, 1983 ; cités par Liotard *et al.*, 1991] et le graben de l'Eger.

Pendant le Miocène, le volcanisme est très important mais concentré : au sud des fossés de la Limagne et de la Bresse [Maury et Varet, 1980], dans le stratovolcan du

⁵¹ “The apparently synchronous initiation of magmatism in such a large area is not consistent with either the [White et McKenzie, 1989] model of plume activity in the North Atlantic Tertiary Volcanic Province, or estimates of the location of the Iceland Plume axis [Lawver et Müller, 1994]. Instead, the spatial distribution of igneous activity supports models in which lithospheric thickness controls the initial sites of magma production [e.g. Chalmers et Laursen, 1995].” in Pearson *et al.* [1996].

Cantal (Massif central, ~9,5-8,0 Ma) [Legendre *et al.*, 2001] et en deux volcans du fossé rhénan (Kaiserstuhl et Vogelsberg), le second près du point triple entre les grabens de la Ruhr, du Rhin et de la Leine. L'apogée de l'extrusion de basaltes du Vogelsberg se fait au Miocène moyen—supérieur [Horn *et al.*, 1972 ; Lippolt et Todt, 1978]. Le maximum de cette activité se situe du côté français à la limite entre le Miocène et le Pliocène [Maury et Varet, 1980].

Pendant le Plio-Quaternaire, l'activité volcanique se manifeste de façon presque continue au sud de la France (~3,3-0,7 Ma) [Bellon, 1976 ; Gastaud, 1981 ; cités par Liotard *et al.*, 1991], et de façon intermittente dans le graben de l'Eger (figure III-7).

3 — D'autres phénomènes volcaniques tertiaires

a — Le volcanisme dans la marge continentale NE de l'archipel de Svalbard

Un socle volcanique est aussi supposé sous la partie sud-ouest du plateau Yermak, à l'ouest du linéament Hornsund (sur la base des caractères acoustiques [Eiken, 1992] et des flux thermiques élevés [Crane *et al.*, 1982 ; Crane *et al.*, 1991]). Des sills [Eiken, 1992] interprétés à partir des caractères acoustiques, se sont mis en place à l'intérieur d'une séquence sédimentaire d'âge miocène supérieur ou plio-pleistocène. Quelques petites coulées basaltiques datées de $11,5 \pm 1,2$ et $10,4 \pm 1,1$ Ma [Prestvik, 1978 ; cité par Feden *et al.*, 1979] sont également connues dans la région de Woodfjorden au nord de l'archipel de Svalbard⁵².

Amundsen *et al.* [1987] associent un gradient géothermique élevé au volcanisme de Woodfjorden et en déduisent la présence d'une lithosphère relativement chaude. Ils associent ça avec des intrusions multiples près de la limite croûte—manteau pendant deux événements thermaux à 4-5 Ma et au Quaternaire⁵³.

Malgré sa topographie élevée, le nord-ouest de l'archipel de Svalbard a une croûte mince. Le plateau Yermak présente aussi une profondeur inférieure à celle d'un plateau océanique qui aurait subsidé depuis le Paléocène—Eocène. Des événements volcano-thermiques peuvent avoir soulevé le nord de l'archipel de Svalbard (3 km dans

⁵² L'emploi courant des toponymes Svalbard et Spitzberg peut porter à confusion. Spitzberg est le nom de l'île principale de l'archipel Svalbard, nom qui a été parfois utilisé pour nommer l'archipel entier.

⁵³ Feden *et al.* [1979] ont mis en relation le volcanisme *onshore* et l'évolution du plateau Yermak. La chronologie ne coïncide pas, mais les intrusions et extrusions de roches volcaniques pourraient avoir eu lieu postérieurement aux mouvements tectoniques principaux au Paléogène. Selon Amundsen et Vågnes [1991] (cités par Eiken [1992]) le volcanisme cénozoïque tardif serait lié à un *hot-spot*.

sa partie centrale [Manum et Throndsen, 1978 ; cités par Eiken, 1992]), et avoir produit un soulèvement net, ou une subsidence réduite du plateau au Cénozoïque tardif.

b — Les plateaux Yermak et Morris Jesup

Deux plateaux marginaux (Morris Jesup et Yermak) sont symétriques par rapport à l'axe d'accrétion de la dorsale Nansen et présentent des talus escarpés vers l'océan.

Le plateau Yermak, le mieux étudié, a une double nature [Jackson *et al.*, 1984] : au sud de $\sim 82^\circ\text{N}$, il est formé par une croûte continentale de 20 km d'épaisseur (face aux 30 km au centre de l'archipel de Svalbard) tandis que la partie septentrionale est de nature océanique [Feden *et al.*, 1979 ; Jackson *et al.*, 1984].

La structure profonde de Morris Jesup est conjecturale, mais elle est considérée généralement comme océanique [Feden *et al.*, 1979 ; Jackson *et al.*, 1984]. Cependant, Dawes [1990] suggère l'existence de croûte continentale sous une épaisse couverture de roches volcaniques.

Les deux plateaux (au moins leurs parties volcaniques) se sont formés à partir de l'anomalie C24. Néanmoins, le développement principal est estimé avoir lieu entre l'anomalie C18 et l'anomalie C13 (Éocène moyen—base de l'Oligocène), moment où ils se sont séparés [Feden *et al.*, 1979 ; Jackson *et al.*, 1984].

Certains auteurs [Pearce, 1980 ; Jackson *et al.*, 1984] expliquent cet événement volcanique par l'existence d'un point triple. Feden *et al.* [1979] ont lié cet événement à la présence d'un *hot-spot* associé au point triple. Kristoffersen et Talwani [1977] notent que la chronologie de l'activité volcanique correspond étroitement avec les changements dans le mouvement du Groenland dans les stades finaux de l'accrétion océanique dans la mer du Labrador.

Sur la côte septentrionale du Groenland (cap Cannon, Peary Land), des laves rhyolitiques et des tufs ont un âge de 63 ± 2 Ma [Larsen *et al.*, 1978 ; cités par Feden *et al.*, 1979]. Des dykes basiques ont un âge un peu plus ancienne ($72,9 \pm 9,0$ et $66,0 \pm 6,6$ Ma) [Dawes, 1973 ; cités par Feden *et al.*, 1979]. Feden *et al.* [1979] associent ce volcanisme à son modèle de *hot-spot* Yermak.

c — Les rides Thulé-Orientale et Thulé-Occidentale, au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs

Ces deux rides volcaniques symétriques [Olivet *et al.*, 1974 ; Vogt et Avery, 1974] se sont formées autour de l'anomalie C24 (Éocène inférieur) et seraient synchrones avec l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland. Elles présentent deux limites nettes vers le Nord (la zone de fracture Charlie Gibbs) et vers la marge continentale la plus proche (gradient bathymétrique bien marqué), et des limites plus diffuses vers le Sud et vers la dorsale océanique.

À mon avis, les plateaux homologues Yermak et Morris Jesup, ainsi que les deux rides Thulé sont des exemples d'un volcanisme anormal existant dans des intersections entre la dorsale et certaines zones de fracture majeures. La ride formée par l'anomalie J, qui butte contre la zone de fracture de Terre-Neuve au moment de la séparation entre l'Ibérie et Terre-Neuve [Tucholke et Ludwig, 1982], est un autre exemple remarquable.

C — La déformation tectonique

1 — La déformation dans la mer du Labrador et la baie de Baffin

a — Introduction

La mer du Labrador et la baie de Baffin se trouvent entre le Groenland et le Canada (figure **III-6**). Ses marges continentales sont de type passif, à l'exception de deux segments que sont considérées transformants [Reid et Jackson, 1997b] : la marge sud-est de l'île de Baffin qui se prolonge dans l'océan par le détroit de Davis et la marge septentrionale de la baie de Baffin.

Cette dernière marge a été formée par une combinaison de mouvements extensifs et décrochants ; suivie par un épisode compressif lié à l'orogénèse Eurêka dans l'archipel de la Reine-Élisabeth [Reid et Jackson, 1997b]. Les bassins Carey et North Water (à l'entrée du détroit de Nares) sont linéaires et étroits avec d'importantes épaisseurs sédimentaires (~8 km) et des structures en fleur [Jackson *et al.*, 1992] : ils délimitent une frontière transformante continent—continent [Reid et Jackson, 1997].

b — Évolution de la mer de Labrador et la baie de Baffin

1 — La période de rifting (figure III-8)

Le début du *rifting* entre le Groenland et l'Amérique du Nord est marqué par la présence, sur la côte sud-ouest du Groenland, de dykes d'âge valanginien—hauterivien [Rex, 1992, communication personnelle à Whittaker *et al.*, 1997]. Des dykes sur la côte centrale de la péninsule du Labrador ont été datés à 145 ± 6 et 129 ± 6 Ma (en gros Berriasien—Hauterivien) [Umpleby, 1979 ; cité par Keen *et al.*, 1990]. Des basaltes (formation Alexis), d'âge radiométrique 131-104 Ma (Hauterivien—Albien moyen) se trouvent aussi au sud du bassin Hopedale (puit Roberval K-92) [Umpleby, 1979 ; cité par Keen *et al.*, 1990].

Le début du *rifting* est marqué dans la mer du Labrador par une discordance (*Labrador Unconformity*) bien visible. C'est une surface diachronique d'âge hauterivien—barrémien selon McWhae [1981 ; cité par Balkwill *et al.*, 1990], mais qui peut être, dans certains sillons, néocomien ou jurassique supérieur [Balkwill *et al.*, 1990]. Au nord de la baie de Baffin (sur la plate-forme de l'île Devon), existe une discordance dont l'âge est mal contrainte ("Crétacé inférieur") [Rice et Shade, 1982 ; cités par Jackson *et al.*, 1992] qui pourrait correspondre à la discordance Labrador observée plus au Sud.

Les premiers sédiments connus dans la mer du Labrador ont un âge barremien (formation Bjarni) [Balkwill *et al.*, 1990 ; Chalmers *et al.*, 1993 ; cités par Whittaker *et al.*, 1997].

Une discordance intraformationnelle fin Albien moyen—début Albien supérieur est observée par Balkwill *et al.* [1990] dans la mer du Labrador. Au voisinage du cap Dyer, Burden et Langille [1990 ; cités par Jackson *et al.*, 1992] ont signalé une phase tectonique distensive à l'Albien. La discordance du "Crétacé moyen" identifiée au nord de la baie de Baffin par Rice et Shade [1982 ; cités par Jackson *et al.*, 1992] est probablement corrélative avec cet événement. En tout cas, les plus anciens dépôts sédimentaires connus au nord de la baie de Baffin sont d'âge albien [Miall *et al.*, 1980 ; Olsen et Pedersen, 1991 ; Pedersen et Pulvertaft, 1992 ; cités par Whittaker *et al.*, 1997].

La *break-up unconformity* dans la mer du Labrador est supposée d'âge cénomanien (~95 Ma, donc pré-anomalie C34) [McWhae, 1986 ; cité par Dehler et Keen, 1993]. Elle est difficile à placer, à partir des données existantes, dans la partie

groenlandaise de la baie de Baffin et la marge du Labrador, car entre le Cénomaniens et le Santonien les parties moyennes et externes de la marge n'ont presque pas de dépôts sédimentaires. Roest et Srivastava [1989a] considèrent, par extrapolation à partir de leur modèle cinématique, que le début de l'accrétion océanique a lieu vers 92 Ma (base du Turonien).

À la fin du Cénomaniens ou début du Turonien se produit, dans la baie de Melville, la plate-forme du Labrador et le sud de la plate-forme occidentale du Groenland, une phase de subsidence qui va durer jusqu'à la fin du Crétacé [Balkwill *et al.*, 1990 ; Chalmers *et al.*, 1993 ; Chalmers et Laursen, 1995 ; cités par Whittaker *et al.*, 1997].

Au sud de la plate-forme occidentale du Groenland, une phase de réactivation tectonique a lieu dans le Paléocène inférieur [Chalmers *et al.*, 1993 ; Chalmers et Laursen, 1995 ; cités par Whittaker *et al.*, 1997]. Sur le forage Kangâmiut 1 (au sud-ouest du Groenland) les sédiments paléocènes reposent directement sur de matériaux d'âge campanien [L.I. Costa, comm. pers. à Rolle, 1985]. Il s'agit de la discordance Bylot dans la terminologie de McWhae [1981 ; cité par Balkwill *et al.*, 1990].

Au voisinage du détroit de Davis, une discordance sépare les dépôts du Danien et du Maastrichtien [Henderson *et al.*, 1976 ; Burden et Langille, 1991 ; cités par Chalmers, 1991].

Dans le côté canadien de la baie de Baffin (au cap Dyer [Burden et Langille, 1991 ; cités par Whittaker *et al.*, 1997] et dans le fossé Éclipse [Miall *et al.*, 1980 ; cités par Whittaker *et al.*, 1997]) une discontinuité sépare le Tertiaire inférieur du Crétacé. Dans le bassin Melville (à l'est de la baie de Baffin), une deuxième phase de *rifting* a lieu à la fin du Crétacé et/ou Paléocène inférieur [Whittaker *et al.*, 1997]. Par comparaison avec les données à terre à l'ouest du Groenland [Rosenkrantz et Pulvertaft, 1969 ; Dam et Søndersholm, 1994 ; cités par Whittaker *et al.*, 1997], celle-ci devrait avoir lieu au Maastrichtien supérieur et devrait continuer après l'extrusion des basaltes du Paléocène supérieur. Cependant, la majeure partie de cette phase a lieu, dans le bassin Melville, avant l'Éocène [Whittaker *et al.*, 1997].

McWhae [1981 ; cité par Balkwill *et al.*, 1990] propose une rupture continentale dans la baie de Baffin coïncidant avec la discordance Bylot (Paléocène inférieur, donc post-anomalie C31).

2 — L'évolution pendant la formation de croûte océanique (figure III-8)

a — L'évolution avant les anomalies C25—C24

Les mouvements entre le Groenland et l'Amérique du Nord ont une direction ENE-WSW [Srivastava et Tapscott, 1986 ; Roest et Srivastava, 1989a]. Selon ces derniers, au sud de la mer du Labrador, l'accrétion débute avant l'anomalie C34 tandis qu'au nord de cette mer, elle aurait lieu peu avant l'anomalie C31. Ces auteurs appliquent le modèle de propagation de rift de Vink [1982] : pendant qu'il se produit de l'accrétion océanique dans la mer du Labrador, la croûte continentale de la baie de Baffin est supposée subir encore de l'amincissement et de l'étirement sans formation de croûte océanique.

b — Le changement cinématique pendant les anomalies C25—C24

La réorganisation cinématique majeure dans l'Atlantique Nord se traduit dans cette région par un changement dans la direction des mouvements des plaques et par le début de l'océanisation dans la baie de Baffin [Srivastava et Tapscott, 1986 ; Roest et Srivastava, 1989a].

c — L'évolution cinématique après les anomalies C25—C24

Les mouvements seraient NNE-SSW dans la mer du Labrador, latéraux le long de la faille transformante Ungava, et NNW-SSE dans la baie de Baffin. L'accrétion océanique dans la baie de Baffin serait éocène⁵⁴. Il est supposé que cette expansion océanique dans la baie de Baffin cesse en même temps qu'en mer du Labrador. Dans cette dernière, bien que des anomalies plus récentes que la C20 n'aient pas été identifiées [Srivastava *et al.*, 1988c], il est généralement admis que l'accrétion a dû

⁵⁴ Dans le passé, plusieurs tentatives d'identification ont été réalisées sur les anomalies magnétiques dans la baie de Baffin [Srivastava, 1978 ; Jackson *et al.*, 1979]. Srivastava [1978] aurait reconnu des anomalies magnétiques depuis la C25 (~56 Ma, Thanétien, Paléocène supérieur) jusqu'à la cessation de l'accrétion océanique pré-anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). Jackson *et al.* [1979] ne proposent une identification que pour les anomalies comprises entre C21 (~47 Ma, Lutétien, Éocène moyen) et C13. Les travaux postérieurs de Srivastava mentionnent ces anomalies sans les montrer sur aucune carte [Srivastava *et al.*, 1988c].

cesser entre les anomalies C20 (~43 Ma, Lutétien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) [Srivastava, 1978 ; Roest et Srivastava, 1989a].

3 — L'évolution après la cessation de l'accrétion océanique dans la mer du Labrador et la baie de Baffin (figure III-8)

La discordance *Baffin Bay* d'âge oligocène inférieur—intra oligocène supérieur [McWhae, 1981 ; Balkwill *et al.*, 1990] marque la cessation de l'expansion océanique dans la baie de Baffin dont un des reflets est l'émergence régionale de la plate-forme du Labrador. Cette discordance est visible sur la marge du Labrador et la marge sud-est de l'île de Baffin mais pas dans la marge occidentale du Groenland.

Cette phase est dominée par la subsidence du plancher océanique ainsi que de la plate-forme du Labrador, accompagnée par le soulèvement et érosion des régions côtières de la péninsule du Labrador et de l'île de Baffin. Ceci produit d'importants apports sédimentaires qui vont constituer l'actuelle plate-forme externe et le talus continental. Au Pliocène—Pléistocène, les dépôcentres se déplacent vers la partie centrale des bassins océaniques. Les phénomènes de soulèvement vont se refléter par la présence de quelques discordances au Miocène et Pliocène comme la discordance Beaufort (Miocène inférieur—moyen) [McWhae, 1981 ; cité par Balkwill *et al.*, 1990] ou la discordance tectonique d'âge miocène supérieur visible sur la marge de la péninsule du Labrador [Balkwill *et al.*, 1990].

c — La déformation compressive tertiaire à l'ouest du Groenland (figure III-8)

Il y a à l'ouest du Groenland un soulèvement post-paléocène (au moins 1000 m) [Whittaker *et al.*, 1997].

Sur la marge sud-ouest du Groenland, près de Sukkertoppen, le forage Ikermiut-1 (IK1, figure III-6) montre du matériel d'âge incertain (mais probablement oligocène) disposé sur du matériel d'âge éocène moyen [Rolle, 1985]. Un profil sismique (f4, localisation en figure III-6) montre que ce hiatus correspond à une discordance [Chalmers et Pulvertaft, 1992]. Selon ces auteurs, les séries sédimentaires infradiscordance ont subi une structuration compressive. À l'ouest de ce forage, et toujours selon l'interprétation de ces auteurs, les structures compressives auraient affecté même le socle. Le profil f8 (localisation en figure III-6) montre un basculement

de la série sédimentaire que j’interprète comme dû à l’inversion et l’érosion, tandis que f10 (localisation en figure **III-6**) montre aussi une discordance importante d’âge équivalent.

Au nord de la baie de Melville (figure **III-6**), il y a aussi des traces de compression : des larges anticlinaux au sud-ouest du bassin Melville, orientés parallèles au bassin [Whittaker *et al.*, 1997]. Les bassins du cap York, Kivioq [Whittaker *et al.*, 1997] ont subi aussi des phénomènes d’inversion et, parfois, d’érosion. Les bassins Carey, North Water, Glacier et Lady Ann (à l’entrée du détroit de Nares) présentent des structures en fleur et des rides inversées dues à des phénomènes transpressifs [Jackson *et al.*, 1992]. Bien que l’âge de cette déformation n’est pas contrôlé par forage⁵⁵, Whittaker *et al.* [1997] suggèrent que ces structures compressives se seraient formées pendant le Paléocène supérieur et l’Éocène. Si c’est le cas, la compression serait contemporaine de la période où est supposée l’existence d’expansion océanique. Elle peut avoir lieu au même temps que l’orogénèse Eurêka dans l’archipel de la Reine-Élisabeth (voir ci-dessous **III-C.2.a**), mais cette dernière possibilité reste tributaire d’une meilleure contrainte temporelle des deux phénomènes.

2 — La déformation dans l’Arctique

a — La déformation dans l’archipel de la Reine-Élisabeth, la mer de Wandel et l’archipel de Svalbard

Le bassin Sverdrup [Kerr, 1981] (archipel de la Reine-Élisabeth, au nord du Canada, figure **III-6**), le bassin de la mer de Wandel [Dawes et Soper, 1973] (au nord du Groenland) et la région de l’archipel de Svalbard et la plate-forme de la mer de Barents, présentent des ressemblances importantes dans leurs séries sédimentaires [Håkansson et Stemmerik, 1984]. Cependant, leurs styles structurales, ne sont pas —aux yeux des certains auteurs [voir par exemple, Håkansson et Stemmerik, 1989]— tout à fait les mêmes.

⁵⁵ “*In the absence of well control, interpretation and dating of seismic events must draw extensively on analogies with the geology of the surrounding onshore areas and with the Labrador Shelf and southern West Greenland Shelf to the south; however, in parts of the area some seismic markers can be dated.*” (p. 987) [Whittaker *et al.*, 1997].

1 — La déformation dans l'archipel de la Reine-Élisabeth : l'orogène Eurêka (figures III-6 et III-8)

Le bassin Sverdrup [Kerr, 1981] a été déformé et soulevé pendant l'orogénèse Eurêka qui affecte tantôt l'archipel de la Reine-Élisabeth, tantôt la marge de la mer de Lincoln (au nord du Groenland). Trois épisodes tectoniques ont été établis :

— le premier épisode est controversé. Certains auteurs [Balkwill, 1978 (cité par Riediger *et al.*, 1984) ; Miall, 1986] affirment que, pendant le Campanien—Maastrichtien, le bassin Sverdrup est segmenté en plusieurs sous-bassins séparés par les arches de Cornwall et de la Princesse Margaret, et par la bordure nord du bassin (*Sverdrup Rim*). Ces sous-bassins sont actifs pendant le Paléocène et l'Éocène inférieur [Miall, 1986]. D'autres auteurs [Ricketts, 1987 ; Stephenson *et al.*, 1990] considèrent que ces arches se sont formées pendant la phase principale de plissement et de faillement à partir de l'Éocène moyen. Pour Stephenson *et al.* [1990] ces arches peuvent être le résultat d'un léger plissement de la lithosphère avec une longueur d'onde de ~200 km pendant la phase compressive principale. Dans ce cas, le bassin Sverdrup serait un bassin continu entre le Campanien moyen et l'Éocène moyen [Ricketts, 1987] ;

— un épisode compressif principal (orogénèse Eurêka *stricto sensu*) affecte tantôt l'archipel de la Reine-Élisabeth [e.g. Riediger *et al.*, 1984 ; Miall, 1986 ; Ricketts, 1987] tantôt le nord du Groenland (cap Cannon) [Gosen et Piepjohn, 1999]). Cette phase est, pour Riediger *et al.* [1984] et Goodarzi *et al.* [1992], d'âge post-éocène moyen (anomalie ~C20, ~43 Ma) et anté-miocène inférieur (anomalie ~C7, ~25 Ma). D'autres auteurs contraignent plus fortement cette phase : pour Miall [1986] elle serait probablement finie à l'Oligocène inférieur ; elle aurait lieu, dans l'île Axel Heiberg, entre l'Éocène moyen et la fin de l'Éocène (anomalies ~C22—C13) [Ricketts et McIntyre, 1986 ; cités par Ricketts, 1987]. R. Guiraud (comm. pers.) suggère que cette phase coïncide dans le temps avec la phase tectonique, plus circonscrite dans le temps, visible en Europe et en Afrique vers ~37 Ma. Le raccourcissement est estimé par Ricketts et McIntyre [1986 ; cités par Ricketts, 1987] en ~60 km sur une direction NW-SE dans la partie orientale de l'archipel ;

— au Miocène inférieur, un épisode de soulèvement épirogénique a lieu au sud-est des îles Ellesmere et Devon [Riediger *et al.*, 1984] et dans la mer de Wandel [Dawes, 1990]. La signification de ce soulèvement est inconnue, mais il est possible —selon Riediger *et al.* [1984]— qu'il soit lié à une activité tectonique contemporaine le long de la marge occidentale de la baie de Baffin. Les mouvements observés, de faible amplitude, pourraient être assimilés à de la déformation intraplaque, comme il en existe encore

actuellement dans cette région si l'on observe la distribution des séismes [Wetmiller *et al.*, 1990].

Une analyse microstructurale [Lepvrier *et al.*, 1996] montre une première phase tectonique avec des orientations des contraintes horizontales maximales σ_1 ENE-WSW à NE-SW, probablement générées pendant un régime de mouvements latéraux senestres entre le Groenland et l'île Ellesmere. Une deuxième phase, qui correspond au raccourcissement majeur, présente des orientations de l'axe de la contrainte maximale σ_1 entre WNW-ESE (à l'est de l'île Axel Heiberg) et NNW-SSE (sur l'île Ellesmere), c'est-à-dire une direction presque perpendiculaire au détroit de Nares.

2 — La marge septentrionale du Groenland : la mer de Wandel

Le bassin de la mer de Wandel présente une couverture sédimentaire d'âge carbonifère—paléocène (thanétien) [Håkansson et Stemmerik, 1989] sur la marge au nord du Groenland. Ce bassin est contrôlé structurellement par un système de failles NW-SE (*Trolle Land fault zone*) depuis sa genèse. Ces failles vont rejouer de façon dextre à plusieurs reprises pendant le Mésozoïque donnant lieu au *Wandel Hav Strike-Slip Mobile Belt* [Håkansson et Pedersen, 1982 ; Håkansson et Stemmerik, 1989].

Selon ces auteurs, au Crétacé moyen-supérieur, une phase transtensive dextre (phase "Kilen") forme une série de petits bassins en *pull-apart*. D'après la figure 4 (page 685) de [Håkansson et Stemmerik, 1989] cet événement serait marqué par un hiatus entre l'Albien moyen et le Cénomaniens moyen.

Après leur formation, ces bassins *pull-apart* ont été déformés lors d'un événement qui présente une composante de raccourcissement [Håkansson et Pedersen, 1982 ; Håkansson et Stemmerik, 1989 ; Manby et Lyberis, 2000]. D'après certains auteurs [Håkansson et Stemmerik, 1989], il s'agit d'une phase de transpression dextre. Pour d'autres [Manby et Lyberis, 2000], cette phase de déformation serait clairement compressive (NE-SW) et non due à une transpression dextre. Cet événement aurait lieu essentiellement à la fin du Crétacé supérieur : dans la série sédimentaire, une discordance sépare les dépôts d'âge thanétien de ceux d'âge maastrichtien [Håkansson et Stemmerik, 1989]. En outre, d'après Boyd [1990 ; cité par Manby et Lyberis, 2000], les roches d'âge Paléocène supérieur—Éocène ne sont pas déformées. Le raccourcissement cumulé dans la partie émergée du bassin (*Herluf Trolle Land*) est, dans une direction perpendiculaire à la marge, de 10-12 km [Manby et Lyberis, 2000].

3 — L'archipel de Svalbard

Du Permien au Crétacé inférieur se produit une sédimentation de plate-forme carbonatée relativement peu déformée [Maher *et al.*, 1986].

Le trait tectonique majeur de l'archipel de Svalbard est la zone orogénique de direction NNW-SSE dite *West Spitsbergen Fold-thrust Belt* (WSFB) [Harland, 1969]. Le cadre temporel de cette déformation est sujet à controverse. Ainsi, sur la série stratigraphique du Bassin central (île Spitzberg), un hiatus apparaît entre les matériaux d'âge albien et paléocène inférieur [plusieurs références compilées par Kleinspehn *et al.* [1989]. La plupart des auteurs font correspondre ce contact avec une discordance (*unconformity*) [e.g. Kleinspehn *et al.*, 1989 ; Lyberis et Manby, 1993b ; Braathen et Bergh, 1995 ; Manby et Lyberis, 1996] tandis que Maher *et al.* [1995] affirment que certaines cartes géologiques [Hjelle *et al.*, 1986 ; Dallmann *et al.*, 1993] montrent l'absence d'une discordance importante ("*Published maps at a scale of 1:100,000 also show a uniformly concordant contact*", page 1324) entre le Crétacé et le Tertiaire. Dans tout cas, Lyberis et Manby [1993b] et Manby et Lyberis [1996] estiment que cette discordance sépare les matériaux crétacés déformés des matériaux tertiaires non déformés, tandis que Kleinspehn *et al.* [1989] et Braathen et Bergh [1995] considèrent que les roches tertiaires posées directement sur la discordance sont aussi déformées.

D'un autre côté, les analyses des traces de fission de l'apatite indiquent deux périodes de soulèvement et érosion des dépôts sédimentaires : ~70-50 Ma (~Maastrichtien—Éocène inférieur) et ~35-25 Ma (~Éocène supérieur—fin de l'Oligocène) [Blythe et Kleinspehn, 1998].

Discuter en détail les arguments des uns et des autres dépasse le cadre ce travail (et aussi mes compétences). Je ne ferai ici que résumer la chronologie des événements postulés pour les deux groupes pour le Crétacé supérieur et le Tertiaire. On verra dans le chapitre V, comme on peut intégrer ces hypothèses dans le cadre d'un modèle cinématique de l'Atlantique Nord.

a) un premier ensemble d'auteurs ([a] sur la figure **III-9**) défend un âge tertiaire pour la déformation compressive [e.g. Birkenmajer, 1981 ; Dallmann *et al.*, 1993 ; Lepvrier, 1994 ; Braathen *et al.*, 1995 ; Maher *et al.*, 1995 ; 1997]. Trois étapes ont été décrites :

— décrochement dextre le long de la zone de fracture Hornsund probablement crétacé supérieur [Lepvrier, 1992 ; cités par Maher *et al.*, 1995] ou crétacé supérieur (?)—paléocène inférieur [Braathen et Bergh, 1995]. Cette phase a une

composante de raccourcissement NNE-SSW oblique à la zone de fracture Hornsund au Paléocène inférieur [Lepvrier, 1992 ; cité par Braathen et Bergh, 1995] ;

— la phase principale de raccourcissement se fait selon une direction WSW-ENE sub-perpendiculaire à la zone de fracture Hornsund [Lepvrier, 1992 ; cité par Braathen et Bergh, 1995]. Cette phase serait d'âge paléocène supérieur—éocène inférieur (-moyen ?) [Kleinspehn *et al.*, 1989]. Le raccourcissement estimé est de 20-40 km au nord d'Isfjorden [Welbon et Maher, 1992 ; Wennberg *et al.*, 1994] ;

— distension E-W à WSW-ENE, avec une légère composante latérale [Braathen et Bergh, 1995] à partir de l'Éocène supérieur [Braathen et Bergh, 1995] ou la base de l'Oligocène [Eldholm *et al.*, 1987].

b) un deuxième groupe [Hanisch, 1984 ; Lyberis et Manby, 1993b ; 1994 ; Manby et Lyberis, 1996] suggère que le WSFB (et, peut-être, les stades initiaux de l'orogène Eurêka) est produit par la convergence entre Svalbard et le Groenland pendant l'ouverture initiale de la mer du Labrador (Crétacé supérieur—Paléocène) ([b] sur la figure **III-9**), avant l'accrétion dans la mer de Norvège-Groenland et l'Arctique. Le raccourcissement total estimé par Lyberis et Manby [1993b] est de = 80 km. Ils proposent aussi trois phases de déformation pour expliquer le *West Spitsbergen Fold Belt* :

— compression E-W à ENE-WSW d'âge crétacé supérieur—paléocène ;

— système de décrochements dextres d'âge paléocène supérieur—éocène ;

— extension E-W, à partir de la base de l'Oligocène (en relation avec la ride Knipovich).

4 — Comparaison entre la déformation dans l'archipel de la Reine-Élisabeth, la mer de Wandel et l'archipel de Svalbard

Les modèles cinématiques classiques montrent que les régions de l'archipel de la Reine-Élisabeth, de la mer de Wandel et de l'archipel de Svalbard ont été adjacentes les unes des autres dans les temps avant l'ouverture de l'Atlantique Nord. En outre, en termes de environnement dépositionnel, on trouve de similitudes dans les séries sédimentaires à certaines époques. Par exemple, il y a de fortes ressemblances entre le bassin de la mer de Wandel et le bassin Sverdrup au Paléozoïque [Håkansson et Stemmerik, 1984 ; cités par Håkansson et Stemmerik, 1989]. Il se pose la question de l'existence ou non d'une relation génétique entre les différentes phases de déformation observées sur ces différentes régions. La vision des chercheurs sur ce sujet est fortement

conditionnée par les différentes idées supportées sur le style et la chronologie de la déformation (voir ci-dessus).

Y-a-t-il une relation entre la déformation dans l'archipel de Svalbard et dans l'archipel de la Reine-Élisabeth ?

Lyberis et Manby [1993b] compare la déformation compressive en Svalbard (pour eux, d'âge crétacé supérieur—paléocène) avec la première phase de réactivation tectonique selon avait été définie par certains auteurs [Balkwill, 1978 ; Miall, 1986 ; cités par Lyberis et Manby, 1993b] dans l'archipel de la Reine-Élisabeth. Néanmoins, cette phase est contestée par d'autres auteurs [Ricketts, 1987 ; Stephenson *et al.*, 1990] et, en tout cas, il y a un consensus pour dire que la phase principale de compression Eurêka au voisinage du bassin Sverdrup n'a lieu qu'entre l'Éocène moyen et la fin de l'Éocène.

De son côté, Lepvrier [1994] confirme les similitudes entre les deux événements de déformation en Svalbard et l'archipel de la Reine-Élisabeth mais avec un nuance importante. Lui estime que ce qui est à mettre en relation est la phase principale de l'orogène Eurêka, avec la phase principale en Svalbard (dont le climax, selon Lepvrier [1994] serait à l'Éocène moyen).

Y-a-t-il une relation entre la déformation dans l'archipel de Svalbard et dans la mer de Wandel ?

Lyberis et Manby [1993b] et Manby et Lyberis [2000] comparent la déformation compressive en Svalbard (pour eux, d'âge crétacé supérieur—paléocène) avec la déformation au nord du Groenland. Selon eux, cette similitude n'est pas seulement d'ordre chronologique : Manby et Lyberis [2000] estiment que le bassin de Wandel a subi de la compression *stricto sensu* et non de la transpression comme suggéré ailleurs [e.g. Håkansson et Stemmerik, 1989].

Par contre, pour Håkansson et Stemmerik [1989], il n'y a pas de relation entre la phase de raccourcissement en mer de Wandel (selon eux, essentiellement en transpression à la fin du Crétacé) et l'orogénèse de Svalbard (avec une composante principale de compression, au Paléocène supérieur—Éocène).

c — La déformation dans la mer de Barents et la mer de Kara (figures III-9 et III-10) : l'hypothèse d'une microplaque Svalbard

1 — La marge continentale nord-est de Svalbard

Des événements volcano-thermiques pendant les derniers millions d'années [Feden *et al.*, 1979 ; Crane *et al.*, 1982 ; Amundsen *et al.*, 1987 ; Eiken, 1992] peuvent avoir donné au nord de Svalbard une composante de soulèvement (3 km dans ses parties centrales [Manum et Thronsen, 1978]), et un soulèvement net, ou une subsidence réduite du plateau au Cénozoïque tardif (figure III-10).

2 — La mer de Barents

Description générale

La partie orientale est dominée par les bassins Barents-Nord et Barents-Sud. Les dépôts présentent des séries avec de très importantes accumulations permo-triasiques. Il n'y a pas de dépôts post-albiens.

Dans la partie occidentale (à l'ouest de 40°E, figure II-10), la partie la plus importante de la colonne stratigraphique correspond aussi, sauf à l'ouest du haut Loppa, aux dépôts permo-triasiques (moins épais qu'à l'Est). À l'ouest du haut Loppa, notamment aux "entrées" de la mer de Barents (bassins Sørvestnaget, Bjørnøya et Hammerfest, figures II-10 et III-9), les épaisseurs principales correspondent aux séries crétacées à anté-pléistocènes.

Évolution tectonique

L'évolution post-carbonifère est divergente dans les deux parties différenciées : pendant le Carbonifère supérieur—Jurassique se produit une sédimentation en *sag* dans la partie occidentale de la mer de Barents, tandis qu'à l'Est se produit une phase de *rifting* au Permien—Trias inférieur (après l'orogénèse ouralienne) [Rønnevik et Jacobsen, 1984 ; Johansen *et al.*, 1992].

Pendant le Jurassique supérieur—Barrémien [Rønnevik et Jacobsen, 1984 ; Dengo et Røssland, 1992 ; Johansen *et al.*, 1992], les marges du Groenland et de Barents ont subi un *rifting* oblique qui affecte surtout la bordure occidentale de la mer de Barents. Certains auteurs suggèrent l'existence d'un système conjugué NE-SW senestre [Rønnevik et Jacobsen, 1984] ou dextre [Gabrielsen *et al.*, 1992a] qui

traverserait la partie ouest de la mer de Barents et serait responsable de certaines structures inverses (*Sentralbank High, Swaen Graben*).

Au Crétacé supérieur—Tertiaire inférieur, il existe des mouvements dextres dans la bordure sud-occidentale de la mer de Barents, le long de la zone de fracture Senja et le linéament Hornsund [Doré, 1991]. À la limite entre le Paléocène et l'Éocène, avec le début de l'accrétion océanique dans la mer de Norvège-Groenland, ce bord devient une marge passive transformante. Associée à ce mouvement décrochant se développent un certain nombre des plis et des failles inverses à l'ouest du haut Loppa (au sud de l'île Bjørnøya) [Gabrielsen *et al.*, 1990]. À l'est du haut Loppa, il y a peu d'évidence de compression. Au nord de l'île Bjørnøya, sur l'archipel de Svalbard, la déformation compressive observée est beaucoup plus importante (*West Spitsbergen Fold-thrust Belt*, voir ci-dessus) et aussi mieux étudiée.

3 — *La mer de Kara*

Il s'agit des régions liées aux orogènes calédoniennes et hercyniennes [Churkin *et al.*, 1981]. Les sédiments d'âge crétacé supérieur et tertiaire sont presque inexistantes. Les dépôts sédimentaires atteignent le Jurassique supérieur dans la Terre François-Joseph [Churkin *et al.*, 1981], et le Crétacé inférieur dans les archipels de Novaïa Zemlia, de Severnaïa Zemlia, la presqu'île de Taïmyr [Churkin *et al.*, 1981] et la plate-forme de Kara [Churkin *et al.*, 1981 ; Ostisky et Fedorovsky, 1992]. La sédimentation paléogène est estimée avoir déposé moins de 1 km de sédiments [Clarke, 1991] dont la plupart du matériel a été érodé à la fin du Paléocène, par suite du soulèvement de la région.

Il y a des extrusions basaltiques subaériennes entre l'Hauterivien et l'Albien [Tarachovskii *et al.*, 1980 ; cités par Churkin *et al.*, 1981].

4 — *Des phénomènes de soulèvement et érosion dans la mer de Barents*

On a vu précédemment que, sur la plupart de la plate-forme de la mer de Barents, il n'y a pas de dépôts conservés postérieures à l'Albien. La question de savoir s'ils n'ont jamais existé où s'ils ont disparu après dépôt est importante pour discuter, par la suite, la possible existence ou non d'une microplaque Svalbard.

En effet, la mer de Barents a subi plusieurs phénomènes de soulèvement et érosion (figure **III-10**) qui ont été particulièrement étudiés dans sa partie sud-ouest et dans l'archipel de Svalbard [Vorren *et al.*, 1990a ; Johansen *et al.*, 1992 ; Løseth *et al.*,

1992 ; Nardin et Røssland, 1992]. Parmi ceux-ci, il faut signaler une importante phase d'érosion sous-marine plio-pleistocène (ou depuis la fin du Miocène) [Jansen *et al.*, 1987] dans un contexte glacio-eustatique. Elle est la responsable de la perte de 1-1,2 km de série sédimentaire pour l'ensemble de la plate-forme de Barents [Nøttvedt *et al.*, 1988 ; Vorren *et al.*, 1990b]. Le matériel érodé va se déposer en progradation sur l'océan à la sortie occidentale de la mer de Barents [Knutsen *et al.*, 1992].

5 — *Svalbard est-elle une microplaque ?*

Le modèle qui consiste à supposer une microplaque Svalbard se heurte à plusieurs incertitudes géologiques⁵⁶. La géométrie des structures dans la mer de Barents ne semble pas étayer cette hypothèse, ni en général toute hypothèse nécessitant des mouvements tertiaires dans la région car ceux-ci auraient dû produire des structures distensives, voire des bassins en *pull-apart*. Les seuls décrochements décrits dans la littérature ont lieu dans la partie sud-ouest, liés aux phases distensives mi-permienne et jurassique supérieur—crétacé inférieur [Rønnevik et Jacobsen, 1984 ; Gabrielsen *et al.*, 1992a]. Ceci amène à supposer qu'avec les données existantes on ne peut pas étayer l'hypothèse d'une plaque Svalbard indépendante pendant l'ouverture tertiaire de l'Atlantique entre le Groenland et l'Eurasie. Si un mouvement différentiel existait, celui-ci devrait avoir lieu avant le Crétacé supérieur.

Cependant, l'érosion d'origine glacio-eustatique au Plio-Pleistocène a joué un rôle important dans l'absence de dépôts sédimentaires post-albo-aptiens sur la plupart de la mer de Barents et Kara (figure II-10). Bien qu'elle ne semble pas avoir été en mesure de faire disparaître des très épaisses séries sédimentaires, sa seule existence empêche d'infirmier catégoriquement l'hypothèse de la microplaque Svalbard.

3 — La déformation dans le segment atlantique entre l'Europe et le Groenland

a — Introduction générale

Les marges continentales qui entourent l'Atlantique, entre le Groenland et l'Europe, sont de type passif volcanique (figure III-1). Elles se caractérisent par la présence d'importants volumes de roches intrusives et extrusives liés à la rupture

⁵⁶Les problèmes soulevés ici avaient été déjà, en bonne partie, considérés par Unternehr [1982] qui, malgré tout, avait fini pour accepter l'existence de cette plaque Svalbard.

continentale (voir **III-B.1**), un soulèvement et/ou l'absence d'une rapide subsidence initiale lors de la rupture continentale [Roberts *et al.*, 1984a]. La croûte inférieure, sous les roches extrusives, est souvent caractérisée par l'existence de corps à haute vitesse sismique [White et McKenzie, 1989].

L'océan entre le Groenland et l'Europe peut être divisé en deux grands segments par la ride volcanique anormale Faeroe-Islande-Groenland (ride FIG) : entre la zone de fracture Charlie Gibbs et la ride FIG, la dorsale Reykjanes ; entre la ride FIG et la zone de fracture Spitsbergen, la mer de Norvège-Groenland⁵⁷.

I — Description de la marge orientale du Groenland

Larsen [1990] définit trois domaines tectoniques : un septentrional (A) au nord de Traill Ø, un intermédiaire (B) entre Traill Ø et Kangerdlugssuaq, et un domaine (C) au sud de Kangerdlugssuaq (figure **III-3**).

La moitié sud de la côte orientale du Groenland (C) est composée de roches du socle précambrien qui ont subi un *rifting* pré-cénozoïque très limité ou inexistant. La moitié nord (A, B) comprend une chaîne de montagnes d'âge calédonien parallèle à la côte et des bassins paléozoïques et mésozoïques avec la même orientation [Surlyk, 1978b ; Surlyk *et al.*, 1981 ; Surlyk *et al.*, 1986a ; cités par Larsen, 1990]. À la jonction de ces deux domaines géologiques différents, de vastes volumes de roches volcaniques d'âge tertiaire inférieur ont recouvert la marge, et des laves subaériennes recouvrent la côte pendant quelques centaines de kilomètres. Une activité intrusive et tectonique importante de même âge a lieu dans des régions plus étendues [Larsen, 1978 ; Nielsen, 1978 ; cités par Larsen, 1990]. Finalement, la plupart de l'aire émergée à l'est du Groenland a subi un soulèvement considérable pendant le Cénozoïque [Larsen, 1990].

a — Le domaine tectonique A (au nord de Traill Ø)

Le segment le plus septentrional comprend une large plate-forme qui semble avoir subi plusieurs phases distensives avant l'océanisation. Des dépôts tertiaires peu épais incluant localement du matériel volcanique recouvrent la plate-forme interne et s'épaississent jusqu'à 3 km vers l'océan (en contraste, les domaines B et C sont dominés

⁵⁷ Parfois, dans la littérature géologique le terme mer du Groenland a été employé pour définir la partie la plus septentrionale de cet ensemble : celle qui est comprise entre les zones de fracture Senja-Groenland et Spitsbergen. Pour alléger le texte, j'emploierai parfois le terme mer de Norvège comme un équivalent de celui de mer de Norvège-Groenland.

par une intense sédimentation cénozoïque incluant des dépôts volcaniques importants). La plate-forme présente de fortes anomalies magnétiques allongées et parallèles à la côte. Le magnétisme et la comparaison avec l'*onshore* adjacent et avec la marge norvégienne suggèrent à Larsen [1984, 1990] l'existence de bassins plus anciens sous les dépôts tertiaires. Cette hypothèse n'est pas contrôlée par la sismique⁵⁸.

b — Le domaine tectonique B (entre Traill Ø et Kangerdlugssuaq)

À la différence d'autres parties de la marge orientale du Groenland, dans ce domaine il y a d'importants bassins tertiaires (Blosseville Kyst et Liverpool Land) pré-accrétion océanique. Une subsidence très importante a donné lieu à des épaisseurs sédimentaires, pour le Cénozoïque, de 5-7 km. Ces bassins sont limités vers le continent par le *Est Greenland Escarpement* parallèle à la côte, et vers l'océan par une ride volcanique qui est le résultat de la propagation de la dorsale Kolbeinsey au nord de l'Islande. Pendant le Tertiaire moyen et supérieur, le bassin Blosseville Kyst prograde vers l'océan sur la croûte qui vient d'être créée : la partie externe de la plate-forme se situe actuellement sur de la croûte océanique.

c — Le domaine tectonique C (au sud de Kangerdlugssuaq)

En général, la transition continent-océan est dominée par une zone de flexure étroite [Wager et Deer, 1938 ; cités par Larsen, 1990] qui met en contact les roches cristallines précambriennes avec la croûte océanique. La partie du volcanisme océanique la plus proche au continent recouvre la partie externe du continent.

Les sédiments ne sont pas piégés dans des bassins limités. Une séquence d'épaisseur modérée (1-3 km) de sédiments cénozoïques post-rift se dépose sur un environnement de plate-forme au Paléocène supérieur—Éocène qui se transforme en un bassin profond à partir de l'Oligocène. Pendant le Néogène supérieur, il y a une forte progradation de la plate-forme vers l'océan.

⁵⁸ Les données de réflexion sismique sont relativement rares au nord de 72°N et presque inexistantes au nord de 74°N.

2 — Description des structures océaniques

a — Le bloc Jan Mayen

Il y a des évidences de structures de *rifting* sous la ride Jan Mayen [Gairaud *et al.*, 1978] qui sont couvertes par des basaltes d'âge paléocène—éocène inférieur [Talwani, Udintsev *et al.*, 1976 ; Eldholm *et al.* 1990b]. Dans la marge orientale du bloc ont été observées des séquences des réflecteurs SWD [Skogseid et Eldholm, 1987].

Les forages DSDP [Talwani, Udintsev *et al.*, 1976] montrent l'existence d'une discordance, nommée "A", à l'Oligocène inférieur. Un autre réflecteur plus profond (O) a une origine plus controversée [Gairaud *et al.*, 1978 ; Nunns, 1983b]. Une fois séparé du Groenland, très peu des sédiments se sont déposés sur le bloc Jan Mayen.

b — La ride Faeroe-Islande-Groenland

Il s'agit d'une ride volcanique, large et peu profonde, qui traverse l'Atlantique Nord entre les îles Faeroe et le Groenland (figure III-1). Elle semble avoir un équivalent de l'autre côté du Groenland, dans le détroit de Davis, entre la mer du Labrador et la baie de Baffin. Apparemment, la ride, qui est presque dépourvue de sédiments, est formée par une croûte océanique de type "Islande" créée dans des conditions subaériennes, pour subsider après [Detrick *et al.*, 1977].

3 — Description de la marge européenne

Un certain nombre de bassins sédimentaires se succèdent le long du flanc nord-ouest de la marge passive de l'Europe, depuis l'*offshore* de la Norvège jusqu'à l'ouest de l'Irlande. Ces bassins, liés structurellement, peuvent être divisés en deux groupes séparés par un certain nombre de rides allongées et de plates-formes :

— le premier est un groupe de demi-grabens étroits (Shetland occidental, Minches, Hébrides, Slyne, Erris, Donegal...), situé vers le continent avec des âges qui vont du Permo-Trias jusqu'au Jurassique moyen ;

— le deuxième constitue une autre bande de bassins plus larges (Vøring, Møre, Faeroe-Shetland, Rockall) situés à l'ouest du premier groupe et qui ont subi des histoires géologiques plus récentes (sédimentation crétacée et tertiaire) (figure III-4).

a — La marge entre la Norvège et Svalbard (70°-80°N) (figures III-9)

Le talus et la plate-forme externe sont couverts par d'épaisses séries sédimentaires cénozoïques qui masquent les traits structuraux de la marge, surtout au sud-ouest de l'île Bjørnøya où d'importantes séries post-paléocènes progradent vers l'océan en recouvrant la croûte océanique [Eldholm *et al.*, 1984 ; Spencer *et al.*, 1984 ; Vorren *et al.*, 1990a ; Knutsen *et al.*, 1992]. Cet afflux des sédiments serait le résultat du soulèvement et de l'érosion de la mer de Barents à différents moments du Cénozoïque (voir paragraphe III-2.b).

b — La marge de Norvège entre 60°-70°N

Cette marge peut être divisée en trois domaines (figure III-4) :

- a) une partie interne (plate-forme de Trøndelag et bassin pré-crétacé de Vestfjord) caractérisée par des éléments structuraux formés avant le Crétacé supérieur, et une couverture sédimentaire post-cimmérienne relativement fine. Cette aire est donc stable depuis le Mésozoïque supérieur ;
- b) une partie externe à l'Ouest (bassins Vøring, Møre et Træn) qui présente une fracturation et une rapide subsidence jurassique supérieur—crétacé inférieur qui donne lieu à d'épaisses séries d'âge crétacé supérieur [Jørgensen et Navrestad, 1981]. Les bassins Vøring et Møre sont deux larges provinces sédimentaires compartimentées en grabens et hauts structuraux et séparées par un linéament diffus [Skogseid et Eldholm, 1989] dans la projection vers le continent de la zone de fracture Jan Mayen. Ces bassins profonds sont délimités à l'Est par le système de failles Kristiansund-Bodø [Gabrielsen *et al.*, 1984] et, plus au Sud, par les complexes de failles Møre-Trøndelag et Klakk. Le passage du bassin Møre aux bassins jurassico-crétacés de la mer du Nord (grabens Sogn et Viking) se fait par les bassins Marulk et Magnus [Blystad *et al.*, 1995] ;
- c) vers l'océan, les bassins Vøring et Møre sont délimités par les escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland [Talwani et Eldholm, 1972] qui sont le bord vers le continent des hauts marginaux⁵⁹ du même nom. La formation de ces hauts pendant la rupture continentale (*break-up*) du début du Cénozoïque est associée à une activité magmatique intrusive et extrusive massive⁶⁰ [Mutter *et al.*, 1982 ; Skogseid et Eldholm, 1987].

⁵⁹ parfois nommés aussi "plateaux".

⁶⁰ La présence important des basaltes limite la résolution en profondeur de la sismique réflexion dans ces régions, perturbant ainsi son étude.

La division structurale actuelle a été mise en place lors de l'épisode extensif fini-jurassique—début Crétacé, suivant une orientation grossièrement NE-SW probablement comme conséquence de l'héritage calédonien. Cette région présente d'importants dépôts pré-crétacés [Bøen *et al.*, 1984 ; Eldholm et Mutter, 1986 ; Skogseid et Eldholm, 1987].

c — La marge européenne au sud-est de la mer du Nord

Cette domaine est une région à structure complexe. On peut distinguer la plate-forme continentale anglo-irlandaise et le plateau de Rockall qui est séparé de la plate-forme continentale par le bassin de Rockall. La nature et l'âge du bassin de Rockall sont controversés [voir discussion de détail en Smythe, 1989]. À son tour, le plateau de Rockall est composé (de l'Est vers l'Ouest) du banc Rockall, le bassin Hatton-Rockall, et les bancs Hatton et Edoras. Dans son ensemble le plateau de Rockall est supposé être de nature continentale.

L'initiation de l'accrétion océanique dans le nord-est de l'Atlantique pourrait avoir transformé tout ce domaine en une zone "tampon"⁶¹ entre la dorsale océanique à l'Ouest, et la zone de convergence Europe—Afrique au Sud-Est, où pourraient s'accommoder des déformations intraplaques [Knott *et al.*, 1993 ; cités par Stoker, 1997]. Des changements dans le régime de déformation de cette région, déclenchés par des événements tectoniques régionaux, peuvent être reflétés ainsi par des changements dans la morphologie des bassins de la marge continentale.

Les bassins "intérieurs" dans la bordure nord-ouest de la plate-forme anglo-irlandaise

Les bassins "intérieurs" du bord de la plate-forme anglo-irlandaise contiennent plusieurs kilomètres de strates d'âge permo-triasique à jurassique moyen [Trueblood et Morton, 1991 ; Cunningham et Shannon, 1997], bien que localement une partie importante puisse avoir disparu suite à une inversion [Scotchman et Thomas, 1995 ; cités par Cunningham et Shannon, 1997]. Les séries d'âge jurassique supérieur à tertiaire ont été, complètement ou en partie, érodées [Naylor et Shannon, 1982 ; Stoker *et al.*, 1993 ; cités par Cunningham et Shannon, 1997].

⁶¹ Le mot anglais employé est *buffer*.

Le bassin Rockall (figure III-4 et III-11)

Il est séparé du bassin Faeroe-Shetland par la ride volcanique Wyville-Thomson d'âge paléocène—éocène inférieur [Roberts *et al.*, 1983]. Le bassin Rockall contient une quantité importante de volcanisme d'âge paléocène—Éocène inférieur particulièrement sur les flancs du banc Rockall et de la plate-forme des Hébrides [Stoker, 1997 ; Skogseid *et al.*, 2000]. Ils existent aussi d'évidences d'une activité ignée d'âge crétacé supérieur [Morton *et al.*, 1995] : le système *Barra Volcanic Ridge* [Scrutton et Bentley, 1988], et les reliefs sous-marins d'Anton Dohr [Jones *et al.*, 1974 ; cités par Morton *et al.*, 1995] et du banc Rosemary [Morton *et al.*, 1995]. Ce volcanisme a une signature magnétique forte. C'est justement l'existence de ces anomalies magnétiques (le volcanisme crétacé se situe dans la partie centrale du bassin) qui avait conduit Roberts *et al.* [1981] à envisager un caractère océanique pour ce bassin.

Les études des données de réfraction sismique montrent l'existence d'une croûte de faible épaisseur (jusqu'à 5-7 km dans certaines parties [Hauser *et al.*, 1995]) qui est souvent interprétée par les spécialistes de la réfraction comme étant une croûte continentale très amincie [e.g. Roberts *et al.*, 1988 ; Makris *et al.*, 1991 ; Hauser *et al.*, 1995]. Néanmoins, Joppen et White [1990] affirment (page 19821) : “*The variation of seismic velocity with depth is consistent with either oceanic crust similar to that found in others parts of the North Atlantic or with thinned continental crust heavily intruded by syn-rift igneous rocks.*”

Le bassin Rockall présente plusieurs discordances : 1) d'âge fin du Miocène inférieur [Masson et Kidd, 1987] ou miocène moyen [Stoker, 1997] ; 2) au début de l'Éocène supérieur [Stoker, 1997], ou séparant l'Éocène supérieur de l'Oligocène moyen [Masson et Kidd, 1987]. Joppen et White [1990] estiment que cette discordance est d'âge paléocène ; 3) coïncidant avec un hiatus entre le Santonien et le Maastrichtien inférieur [Masson et Kidd, 1987]. Les âges des deux discordances les plus anciennes sont estimés pour Masson et Kidd [1987] à partir de la comparaison avec la plaine abyssale de Porcupine [Graciansky, Poag *et al.*, 1985].

L'âge du bassin de Rockall et la nature de la croûte sous-jacente sont deux sujets à débat [e.g. Smythe, 1989]. On a vu ci-dessus que la tendance plus récent est à envisager, à partir des données de sismique réfraction, une nature continentale pour ce bassin. Néanmoins des travaux plus anciens [e.g. Roberts *et al.*, 1981 ; Ziegler, 1982 ; Srivastava et Tapscott, 1986] avancent une nature océanique pour ce bassin. Concernant l'âge, ceux qui postulent un origine océanique proposent souvent un début de l'expansion océanique au Crétacé (e.g. Aptien—Santonien pour Srivastava et Tapscott

[1986]). Ceux qui considèrent une nature continentale envisagent plutôt un âge paléozoïque supérieur pour la formation du bassin [e.g. Hauser *et al.*, 1995].

Le banc Rockall (figure III-4 et III-11)

Il présente des épaisseurs crustales de 25 km [Makris *et al.*, 1991] à 30 km [Bunch, 1979 ; cité par Hauser *et al.*, 1995]. Des granulites précambriennes forées sur le banc ont permis de confirmer sa nature continentale [Roberts *et al.*, 1973 ; cités par Hauser *et al.*, 1995].

Le bassin Hatton-Rockall (figure III-4 et III-11)

Il se situe entre le banc Rockall et les bancs Hatton et Edoras. Il aurait un substratum supposé être de la croûte continentale amincie (10-22 km) [Makris *et al.*, 1991].

D'après le forage 116, il y a une discordance (équivalente du réflecteur R4 sur l'ensemble du plateau de Rockall [Roberts, 1975]) qui sépare les matériaux d'âge Oligocène inférieur et Oligocène supérieur [Laughton *et al.*, 1972d]. D'après Stoker [1997], le bassin Hatton-Rockall présente deux discordances : 1) début Eocène supérieur, 2) Miocène moyen.

Le banc Hatton et le banc Edoras (figure III-4 et III-11)

Les bancs Hatton et Edoras constituent l'extrémité occidentale du plateau Rockall. D'après les données de sismique réfraction, l'épaisseur crustal ne dépasse pas les 25 km pour le banc Hatton [Fowler *et al.*, 1989] et il est inférieur à 20 km pour le banc Edoras [Barton et White, 1997]. Ils sont supposés être des blocs continentaux complexes et très faillés [Roberts *et al.*, 1979 ; Fowler *et al.*, 1989 ; Barton et White, 1997]. Si c'est le cas, ces blocs formeraient la marge continentale du plateau Rockall. Elle serait donc la marge conjugué de la marge sud-est du Groenland.

Ces bancs sont recouverts par des importantes séries volcaniques à faciès sismique SDR [Roberts, Schnitker *et al.*, 1984 ; Spence *et al.*, 1989]. L'épaisseur de ces séries n'est pas connue, mais peut être supérieur à 5 km [Spence *et al.*, 1989].

Sous ces bancs, au voisinage de la zone de transition entre la croûte océanique et le domaine supposé continental, les données de sismique réfraction montrent l'existence

d'une zone dans la partie inférieure de la croûte qui présente des vitesses de transmission des ondes sismiques anormalement hautes (~7,2-7,5 km/s) [Fowler *et al.*, 1989 ; Barton et White, 1997]. Elle peut atteindre jusqu'à une épaisseur de 15 km [Fowler *et al.*, 1989]. D'après ces auteurs, cette zone pourrait être le reflet de l'existence d'un matériel igné sous-plaqué ou intrudé à la base de la croûte pendant la rupture continentale. Dans ce cas, la plupart de l'épaisseur crustale de la partie occidentale des bancs Hatton et Edoras ne serait pas attribuable à de la croûte continentale typique.

Au sud du banc Edoras la sismique réflexion montre l'existence d'une discordance sédimentaire d'âge éocène moyen [Bull et Masson, 1996].

Le bassin Porcupine (figure III-4 et III-11)

Makris *et al.* [1988] estiment, d'après des données de sismique réfraction, que la croûte sous le bassin Porcupine est de type continentale. Son épaisseur varie entre 23 et 10 km.

Le bassin Porcupine [Tate *et al.*, 1993], a subi une phase rapide de subsidence à l'Éocène inférieur et moyen. Tate *et al.* [1993] estiment que cette augmentation de la subsidence n'est pas liée à un étirement lithosphérique mais plutôt liée "*in some unknown way*" avec le *hot-spot* d'Islande.

b — Évolution tectonique de la mer de Norvège-Groenland

1 — Évolution tectonique avant le début de l'accrétion océanique dans la mer de Norvège-Groenland

a — La phase distensive "cimmérienne" au Jurassique supérieur—Crétacé inférieur

La structuration principale des marges actuelles entre le Groenland et la Norvège a lieu lors de la phase de distension "cimmérienne" [e.g. Surlyk, 1978b ; Gabrielsen et Robinson, 1984 ; Stemmerik *et al.*, 1992a ; Grunnaleite et Gabrielsen, 1995]. Cette phase a lieu aussi dans la mer du Nord [Odinsen *et al.*, 2000 ; Ravnås *et al.*, 2000 ; Ter Voorde *et al.*, 2000].

En mer du Nord cette phase est d'âge Bajocien—Berriasien [Ravnås *et al.*, 2000] ou Callovien—Berriasien [Odinsen *et al.*, 2000 ; Ter Voorde *et al.*, 2000].

Dans le bassin de Vøring [Schmidt, 1992 ; Skogseid *et al.*, 1992b] et Møre [Grunnaleite et Gabrielsen, 1995], une phase d'extension importante est décrite au Jurassique supérieur—Crétacé inférieur. La partie orientale du bassin de Vøring est affectée principalement à la fin du Jurassique, tandis que les parties centrale et occidentale se forment dans un stade plus tardif de l'épisode tectonique et enregistrent une subsidence plus rapide que la partie orientale [Skogseid *et al.*, 1992b]. Dans le bassin Møre, le climax de l'extension a lieu au Bajocien (?)-Callovien—Kimmeridgien [Grunnaleite et Gabrielsen, 1995].

À l'est du Groenland, cette phase est considérée d'âge kimméridgien supérieur—crétacé basal en partie grâce à l'existence d'une discordance importante au Kimméridgien inférieur [Surlyk, 1978b] et des séquences syn-rift d'âge tithonien—valanginien [Surlyk, 1978a]. À Wollaston Forland et Traill Ø, cette phase semble être précédée par une sub-phase d'âge bajocien supérieur [Surlyk, 1978a].

Lundin et Doré [1997] suggèrent la division de la phase “cimmérienne” en deux sub-phases. Pour eux, il y aurait un premier événement au Jurassique supérieur, avec une extension E-W, le long des marges du nord-est de l'Atlantique : la mer du Nord, la terrasse Halten, la partie orientale du Groenland et le bassin Porcupine. Il ne serait pas clair, par contre, de savoir si ce système de rifts s'étendait plus au Nord. Une deuxième phase d'âge néocomien prendrait une orientation NE (extension NW-SE). Cependant, Lundin et Doré [1997] reconnaissent (page 546) qu'il n'est pas évident que ces deux phases de *rifting* soient clairement séparées dans le temps. Personnellement, j'estime difficile une différenciation nette dans l'orientation de ces deux phases (voir figure 2 de Lundin et Doré [1997]).

b — Un événement mal compris au milieu du Crétacé

Selon Grunnaleite et Gabrielsen [1995], il y aurait une légère inversion dans le bassin Møre à la fin du Crétacé inférieur, tandis que Bjørnseth *et al.* [1997] et Lundin et Doré [1997] considèrent une phase d'extension sur le bassin Vøring au Cénomanién inférieur qui produirait des mouvements relatifs verticaux entre les rides (ride Gjallar) et les sous-bassins (synclinal Vigrid) à l'intérieur du bassin de Vøring. Mais les évidences de cette phase ne se trouvent pas dans le reste de la marge norvégienne [Eldholm *et al.*, 1984 ; Schmidt, 1992]. Il y aurait, par contre, une subsidence régionale et des dépôts dans de larges bassins épicontinentaux. De côté de la marge orientale du Groenland,

quelques épisodes mineurs ont été répertoriés comme créacés *lato sensu* [Surlyk *et al.*, 1981 ; Price *et al.*, 1997].

2 — *Le processus d'océanisation (figures III-4, III-11 et III-12)*

À partir du Campanien supérieur [Bjørnseth *et al.*, 1997] commence une nouvelle phase tectonique distensive qui va conduire à la séparation définitive des marges norvégienne et groenlandaise. Cette phase est bien identifiée dans les bassins Møre [Grunnaleite et Gabrielsen, 1995], Vøring [Skogseid *et al.*, 1992b ; Bjørnseth *et al.*, 1997] où elle est centrée sur la partie occidentale [Skogseid *et al.*, 1992b]. Elle est aussi visible dans la marge de l'archipel des Lofoten [Mjelde *et al.*, 1992]. Du côté groenlandais, Price *et al.* [1997] suggèrent son existence à Hold-with-Hope.

Selon Bjørnseth *et al.* [1997], durant le processus général de distension s'intercale, dans la marge norvégienne, un événement compressif très léger au Maastrichtien supérieur. Il produit une inversion légère dans le bassin Vøring reflétée par une discordance à la base du Tertiaire et un saut du dépôcentre sédimentaire du sous-bassin Rås vers l'océan. Cet événement est suivi par un phénomène distensif au Paléocène supérieur jusqu'à l'aboutissement de l'océanisation.

Cette rupture continentale est associée à la formation d'importantes quantités de roches ignées qui forment la province magmatique thuléenne.

La séparation définitive a lieu avec le début de l'expansion océanique qui prend place lors de l'intervalle de polarité inverse entre les anomalies C25 et C24 (limite Paléocène—Eocène) [Talwani et Eldholm, 1977].

3 — *L'évolution tectonique après le début de l'océanisation en mer de Norvège-Groenland*

Une fois l'accrétion océanique engagée, les marges conjuguées de la Norvège et du Groenland évoluent séparément. Pendant que le magmatisme sur la marge de Vøring cesse et que la marge subit de la compression, le magmatisme continue sur la marge orientale du Groenland jusqu'à l'Oligocène inférieur [e.g. Upton *et al.*, 1995 ; Price *et al.*, 1997]. L'existence des événements extensifs et magmatiques alcalins au nord-est du Groenland jusqu'à cette époque et non sur la marge norvégienne est probablement en relation avec la séparation du bloc continental de Jan Mayen à partir de la marge

orientale du Groenland entre les anomalies magnétiques C20 et C6 [Talwani et Eldholm, 1977 ; Nunns, 1983b].

a — Évolution post-anomalie C24 (~53 Ma) de la marge norvégienne (figures III-4 et III-11)

Avec le début de l'expansion océanique, le volcanisme cesse sur la marge européenne (voir paragraphe **III-B.1.a.6**) et se produisent des événements compressifs de faible importance.

Dans le bassin de Vøring il a été suggéré l'existence d'un premier phénomène léger d'inversion tectonique à l'Éocène inférieur [Bjørnseth *et al.*, 1997] suivi par une inversion plus importante d'âge probablement oligocène moyen [Bjørnseth *et al.*, 1997]. Cependant, pour Bukovics et Ziegler [1985] et Blystad *et al.* [1995], il y aura évidence de raccourcissement dans la marge de Vøring et la plate-forme norvégienne pendant l'Éocène supérieur—Oligocène inférieur et le Miocène supérieur. Ces âges-là pourraient être mise en relation avec les événements tectoniques (1) de la limite entre l'Éocène moyen et supérieur et (2) du Tortonien, postulés à une échelle beaucoup plus large par Guiraud et Bosworth [1997].

Dans le bassin Møre, il y a des preuves d'une déformation compressive, datée de l'Oligocène supérieur—Miocène [Hinz *et al.*, 1982 ; Hamar et Hjelle, 1984 ; cités par Grunnaleite et Gabrielsen, 1995] (R. Guiraud [comm. pers.] suggère que cette déformation devrait coïncider plus précisément avec la phase du Miocène inférieur, vers ~21 Ma). Cette déformation peut être associée aux mouvements transformants le long de la zone de fracture Jan Mayen et les axes d'accrétion océanique oligocènes dans la mer de Norvège-Groenland [Jørgensen et Navrestad, 1981 ; Bukowicz et Ziegler, 1985 ; cités par Grunnaleite et Gabrielsen, 1995].

Pendant le Néogène (Miocène—Pliocène), la péninsule scandinave et les régions adjacentes sont soulevées et érodées. Ce processus produit de vastes quantités de sédiments plio-pléistocènes qui sont transportés vers l'Ouest et déposés au bord de la plate-forme qui prograde jusqu'à sa position actuelle. La subsidence cénozoïque post-tectonique est restreinte aux 150-200 km du bassin à l'est de l'escarpement de Vøring.

b — Évolution post-anomalie C24 (~53 Ma) de la marge orientale du Groenland (figures III-4 et III-12)

La séparation du bloc Jan Mayen par rapport au Groenland est reflétée par l'existence d'un épisode de réactivation distensive de faible amplitude, aussi bien sur la marge occidentale de Jan Mayen [Gudlaugsson *et al.*, 1988] que sur la marge orientale du Groenland (dans la région de Traill Ø) [Price *et al.*, 1997]. Cette extension est postérieure au magmatisme thuléen (d'âge paléocène—éocène inférieur) et elle peut avoir continué, après un deuxième épisode magmatique (cette fois-ci alcalin) qui a lieu vers l'anomalie C13 (limite Éocène—Oligocène), jusqu'à l'Oligocène terminal. La direction d'étirement serait E-W.

Sur la marge orientale du bloc Jan Mayen (conjuguée de celle de Vøring) [Gudlaugsson *et al.*, 1988] et sur celle de Vøring, il n'y a pas d'évidence de ces phénomènes d'extension post-magmatique.

Avec l'établissement d'une dorsale océanique entre Groenland et Jan Mayen à la fin de l'Oligocène, entre les anomalies C7 et C6c (~25-24 Ma), l'extension de la marge orientale du Groenland cesse et le régime tectonique devient légèrement compressif. Ainsi, dans la région de Traill Ø et Jameson Land, un raccourcissement mineur donne lieu à des plis légers de direction N-S [Price *et al.*, 1997]. Des estimations approximatives de la magnitude de cette inversion donnent des raccourcissements de l'ordre de 1% [Price *et al.*, 1997]. La présence de sills plissés de dolérite dans la région de Traill Ø témoigne d'un ou plusieurs épisodes compressifs post-Éocène inférieur *lato sensu*. Par analogie avec la marge homologue, Price *et al.* [1997] suggèrent que l'inversion des structures distensives à l'est du Groenland aurait lieu pendant le Miocène supérieur.

Le développement tectonique des marges conjuguées de la Norvège et du Groenland a été probablement similaire pendant ces temps plus récents. D'un autre côté, Price *et al.* [1997] estiment que la reconnaissance des structures inverses dans ces marges conjuguées étaye l'idée ("ridge-push") de l'existence de contraintes compressives sur les marges dues à l'effet de "poussée" de la dorsale océanique sur celles-ci.

4 — Les modèles cinématiques de la mer de Norvège-Groenland

Le premier modèle cinématique pour la région a été proposé par Talwani et Eldholm [1977], puis a été modifié par d'autres auteurs [e.g. Unternehr, 1982 ; Nunns, 1983b ; ...]. Il y a deux phases majeures et une migration de la frontière des plaques :

- entre les anomalies C24 et C13 (~53-33 Ma, en gros pendant l'Éocène), le Groenland se déplace par rapport à l'Eurasie vers le NNW. Le Groenland et Svalbard "glissent" l'un par rapport à l'autre [Talwani et Eldholm, 1977 ; Eldholm *et al.*, 1987] ;
- entre les anomalies C20 (~43 Ma, Lutétien) et C7 (~25 Ma, fin de l'Oligocène), il y a migration complexe de l'axe d'accrétion vers l'Ouest [Talwani et Eldholm, 1977 ; Unternehr, 1982 ; Nunns, 1983b ; Eldholm *et al.*, 1990b] : en même temps que la ride Aegir continue de fonctionner se produit de l'accrétion sur le plateau d'Islande entre Jan Mayen et le Groenland. Ceci produit le détachement, dans un sens anti-horaire, du bloc Jan Mayen par rapport au Groenland. La séparation culmine juste avant l'anomalie C6 (vers 21 Ma, Miocène inférieur). Le bloc Jan Mayen fonctionne ainsi comme une plaque indépendante entre les anomalies C20—C7 [Nunns, 1983b] ou entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C5D (~17,5 Ma, Miocène inférieur) [Unternehr, 1982]. Certains modèles [Nunns, 1983b] considèrent que le nouveau centre d'accrétion se place directement sur l'actuelle dorsale Kolbeinsey ; d'autres [e.g. Talwani et Eldholm, 1977 ; Unternehr, 1982] suggèrent l'existence d'autres axes intermédiaires sur le plateau d'Islande ;
- à l'anomalie C13, changement de direction du système Groenland—Scandinavie (au WNW) associé à l'arrêt de l'accrétion dans la mer du Labrador [Talwani et Eldholm, 1977 ; Kristoffersen, 1990]. Le Groenland devient solidaire de l'Amérique du Nord [Kristoffersen et Talwani, 1977 ; Srivastava, 1978] ;
- entre l'anomalie C13 et l'actuel se produit l'écartement entre le Groenland et l'archipel de Svalbard, et la mise en place de croûte océanique le long de toute leur frontière [Talwani et Eldholm, 1977 ; Kristoffersen, 1990] ;
- la ride Aegir s'éteint entre les anomalies C7 (~25 Ma, Oligocène supérieur) et C5 (~10 Ma, Miocène supérieur) [Talwani et Eldholm, 1977 ; Nunns, 1983b] ou C5D (~17,5 Ma, Miocène inférieur), et C5A (~12,5 Ma, Miocène moyen) [Unternehr, 1982].

c — Évolution tectonique de l'Europe occidentale au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland

1 — La déformation intraplaque sur la marge continentale passive atlantique de l'Europe (Rockall, Porcupine) (figures III-4 et III-11)

Des déformations compressives d'âge crétacé supérieur—paléocène (avant le début de l'accrétion océanique entre le Groenland et l'Europe vers l'anomalie C24r) se développent dans la marge continentale de l'Europe occidentale, au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland.

À l'Éocène supérieur et l'Oligocène (post-début de l'expansion océanique) se développent des structures compressives/transpressives mineures dans tout le pourtour de la marge continentale de l'Europe occidentale, parfois même surimposées à la zone de transition continent-océan : ainsi, il a été décrite une déformation compressive (plis et soulèvement) à l'Éocène supérieur dans le bassin de Rockall [Bentley, 1986 ; cité par Masson *et al.*, 1994] le bassin de Porcupine, la plaine abyssale de Porcupine et la marge de Goban Spur [Masson *et al.*, 1985 ; Sibuet *et al.*, 1985]. D'autres phénomènes comparables d'inversion tectonique sont observés sur le bassin de Rockall [Roberts, 1975 (cité par Roberts, 1989) ; Earle *et al.*, 1989], sur la ride Wyville-Thomson et dans le bassin Faeroe [Earle *et al.*, 1989 ; Boldreel et Andersen, 1993], dans la partie nord de la mer du Nord [Pegrum et Ljones, 1984]. L'âge de ces événements a été supposé oligocène *lato sensu*.

L'explication donnée à ces phénomènes diverge :

— ainsi pour la partie nord (ride Wyville-Thomson, plateau des îles Faeroe, mer du Nord), l'inversion est supposée être liée à des mouvements de décrochement dans la prolongation, à terre, des zones de fracture de Jan Mayen et de l'Islande, pendant la réorganisation de l'accrétion océanique en mer de Norvège-Groenland [Bukowicz et Ziegler, 1985]⁶². Là où ces fractures se projettent sur le continent, se produisent des déstabilisations tectoniques et de la déformation ;

— plus au Sud (région entre le plateau des Faeroe et le plateau de Rockall, banc de Porcupine, base du talus armoricain et du banc de Porcupine), les structures compressives seraient la réponse dans cette région à la collision pyrénéenne [Sibuet *et al.*, 1985 ; Roberts, 1989 ; Masson *et al.*, 1994].

⁶² En ces temps instables, la dorsale Aegir est en train d'être remplacée comme axe actif par Kolbeinsey, donnant lieu à l'individualisation du bloc Jan Mayen.

Des structures inverses d'âge miocène supérieur ont été reconnues dans l'aire entre les îles Faeroe et le plateau et bassin de Rockall [Boldreel et Andersen, 1993]. Ces déformations sont probablement induites par une combinaison de forces de type *ridge-push* (dues à la poussée de la croûte générée au niveau de la dorsale contre la marge) et des contraintes liées aux phénomènes alpins [Ziegler *et al.*, 1995]⁶³.

2 — La déformation intraplaque dans la plate-forme continentale anglo-irlandaise (figures III-4, III-11 et III-13)

Une grande partie des îles Britanniques ainsi que plusieurs bassins sédimentaires de la plate-forme continentale nord-ouest européenne ont subi une rapide exhumation au début du Tertiaire [Ziegler, 1982 ; Roberts, 1989 ; Lewis *et al.*, 1992a]. Dans cette région, les matériaux syn-rift (permo-triasiques) se situent très près de la surface actuelle et la subsidence post-rift est "absente" [e.g. Enfield et Coward, 1987 ; Chadwick *et al.*, 1989 ; Earle *et al.*, 1989 ; Roberts, 1989].

Le soulèvement épirogénique et l'exhumation du début du Tertiaire [Lewis *et al.*, 1992a] sont souvent attribués au raccourcissement horizontal qui est supposé en liaison avec la construction de l'édifice alpin [Ziegler, 1987d ; Ziegler *et al.*, 1995]. Cependant, les structures d'inversion classiques, observées le long de la côte méridionale de la Grande-Bretagne [e.g. Chadwick, 1993] et dans le bassin Sole Pit [Van Hoorn, 1987a], sont généralement absentes plus au Nord [Chadwick *et al.*, 1989 ; Earle *et al.*, 1989], dans la région dominée par l'exhumation verticale⁶⁴. Bien que des raccourcissements mineurs d'âge tertiaire aient été observés sur la plate-forme continentale [Earle *et al.*, 1989 ; Roberts, 1989 ; Chadwick, 1993], nulle part ils ne sont suffisants pour expliquer la dénudation présente⁶⁵. Plus significatif, l'*uplift* est censé commencer au début du Tertiaire et augmenter dramatiquement du Sud au Nord. Le raccourcissement est généralement plus jeune (principalement d'âge éocène supérieur à oligocène) et décroît en intensité du Sud au Nord.

⁶³ "the general scarcity of compressional deformations along passive margins suggests that ridge-push forces, even if enhanced by a ridge-centred hot spot (e.g. Iceland) [Bott, 1993], are, on their own, not responsible for major intra-plate deformations but may contribute towards the deformation of the lithosphere if they act in constructive interference with other far-field stresses." [Ziegler, 1987d].

⁶⁴ Une exception serait la ride Wyville-Thomson dans le bassin Faeroe-Shetland. Cette ride est formée par plusieurs pulses de raccourcissement entre l'Éocène inférieur et le Miocène [Boldreel et Andersen, 1993].

⁶⁵ La quantité de matériau post-rift disparu a été estimée à 2-4 km [Cheadle *et al.*, 1987]. La remobilisation de 3 km de sédiments d'un bassin, qui avait originellement une centaine de kilomètres de large, demanderait 20-30 km de raccourcissement [Brodie et White, 1995].

Pour Brodie et White [1995] (figure **III-13**), le soulèvement tertiaire et la dénudation sont la conséquence d'un sous-placage igné régional associé d'une certaine manière avec l'ouverture de l'Atlantique Nord sur le point chaud d'Islande. Au début du Tertiaire, le *rifting* associé à l'initiation du point chaud aurait généré un volume de magma substantiel. Un minimum de 2 à 5 km de magma se serait produit sous une partie substantielle de la plate-forme continentale. Le magma serait piégé à l'intérieur de la lithosphère, probablement près du Moho. Un tel sous-placage devrait produire un soulèvement rapide en surface pour rétablir l'équilibre isostatique.

L'existence d'une couche de 5 km d'épaisseur au-dessus du Moho avec des vitesses de 7,1 km/s⁶⁶, ainsi que des épaisseurs crustales supérieures à celles qui ont été calculées à partir du taux d'amincissement⁶⁷ semblent étayer cette hypothèse.

d — Le modèle de Lundin et Doré [1997] pour la formation des marges passives de l'Atlantique du Nord-Est

Ces auteurs suggèrent un modèle de formation des marges entre le Groenland et la Norvège qui implique un déplacement progressif du continent vers le futur océan du siècle des phases d'extension successives.

Ainsi, selon ce modèle (voir figures 1 et 2 de Lundin et Doré [1997]), la sub-phase "cimmérienne" du Jurassique supérieur aurait affecté le bord oriental du Groenland et, en Europe, la plate-forme Trøndelag, la mer du Nord et le bassin Porcupine. Cette phase aurait une orientation N-S (impliquant une extension E-W).

La sub-phase "cimmérienne" du Crétacé inférieur affecterait le Groenland, les bassins de Rockall et de Faeroe-Shetland, la partie centrale du bassin Møre, la partie orientale du bassin Vøring, la marge de l'archipel de Lofoten et les bassins au sud-ouest de la mer de Barents (Harsted, Tromsø, Bjørnøya, ...). En gros, cette phase présenterait une orientation NE-SW avec une extension NW-SE.

⁶⁶ Cependant, ces vitesses élevées sont condition nécessaire mais non suffisante pour l'existence d'un sous-placage d'origine magmatique. Dans les marges continentales, des régions de manteau serpentinisé présentent aussi des vitesses de cet ordre.

⁶⁷ Au nord de l'Écosse, la croûte continentale a une épaisseur de ~26 km [Cheadle *et al.*, 1987] ce qui est en accord avec d'autres travaux sur l'Écosse [Bamford *et al.*, 1976 ; Barton, 1992]. Cependant, prenant compte des calculs du taux d'amincissement sur cette ligne sismique, la croûte devrait avoir 15-20 km d'épaisseur. Une série de 5 km de magmas générés sous l'île de Skye et piégés dans la croûte inférieure pourrait expliquer cette divergence.

La phase du Crétacé supérieur—Tertiaire inférieur qui va conduire à l'océanisation aurait affecté en Europe la marge de l'archipel de Lofoten, le bassin Vøring (principalement sa partie occidentale), la partie occidentale du bassin Møre et le bassin Hatton-Rockall.

4 — La déformation sur le linéament Tornquist-Teisseyre

a — Signification et évolution tectonique du linéament Tornquist-Teisseyre

La discontinuité de Tornquist [Arthaud et Matte, 1977a] est une étroite zone de failles parallèles orientées NW-SE et représente le plus grand linéament d'Europe. Elle s'étend de la mer Noire jusqu'au Danemark, pour continuer après, de manière diffuse, dans la mer du Nord. Au sud de la Pologne, en Ukraine et dans le nord de la Roumanie, la ligne de Tornquist-Teisseyre est recouverte par le front des Carpates et les sédiments néogènes de l'avant-fossé carpatique.

Ce linéament représente une partie de l'ancien contact entre le craton de l'Europe orientale (craton Baltique et la plate-forme de l'Europe orientale, dite aussi plaque Baltica) et le domaine calédo-hercynien d'Europe centrale et son équivalent au sud-est des Carpates. Cette région agirait comme une zone d'accommodation de la déformation entre ces deux domaines depuis au moins le Carbonifère supérieur [Bergström *et al.*, 1990a, 1990b ; cités par Erlström *et al.*, 1997] et probablement depuis la fin de l'orogénèse cadomienne (fin du Précambrien) étant active durant plusieurs périodes jusqu'au Cénozoïque [Nikishin *et al.*, 1996].

Le linéament de Tornquist fut considérée dans le passé comme partie d'un système majeur de décrochement dextre s'étendant de l'Europe de l'Est jusqu'aux Appalaches, avec des déplacements de centaines de kilomètres [Brochwicz-Lewinski *et al.*, 1984 ; Pegrum, 1984a ; cités par Thomas et Deeks, 1994]. Ceci a été réfuté par des études paléomagnétiques [Bylund, 1984 ; cité par Thomas et Deeks, 1994] et biogéographiques [Bergström, 1984 ; cité par Thomas et Deeks, 1994]. Cette hypothèse a été abandonnée en faveur de déplacements plus petits [Shved, 1991 ; cité par Thomas et Deeks, 1994], de l'ordre de 20-30 km selon Mogensen [1994]. Il existe aussi un fort débat sur la nature des mouvements latéraux qui semblent avoir affecté la zone pendant le Mésozoïque.

Évolution au Crétacé supérieur—Paléocène du linéament Tornquist-Teisseyre (figures III-14, III-15 et III-16)

La plupart des auteurs [Liboriussen *et al.*, 1987 ; Norling et Bergström, 1987 ; Mogensen et Jensen, 1994 ; Thomas et Deeks, 1994 ; Dadlez *et al.*, 1995 ; Deeks et Thomas, 1995 ; Mogensen, 1995 ; Hippolyte *et al.*, 1996 ; Erlström *et al.*, 1997] sont d'accord pour considérer que, pendant la phase laramienne (Paléocène moyen) et probablement aussi pendant la phase “sub-hercynienne” (Turonien supérieur—Campanien), se produit une inversion et une déformation transpressive dextre le long du linéament Tornquist-Teisseyre (voir après).

b — Le linéament de Tornquist est-il une frontière de plaques de "second ordre" ?

Comme il a été expliqué dans le chapitre II, une des clés des modèles du groupe d'Olivet [Olivet, 1978 ; Unternehr, 1982 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Kress, 1990 ; Olivet, 1996] était la notion de frontière de “second ordre”. Dans le système atlantique-arctique l'endroit où placer cette frontière était la discontinuité formée par la ride Faeroe-Islande-Groenland et sa prolongation en mer du Nord et suivant le linéament Tornquist-Teisseyre (T-T).

Olivet [1996] fait jouer un rôle capital à cette discontinuité. Il affirme qu'une seule possibilité existe de restituer un état initial dans lequel tous les bassins et les marges auraient été fermés : pour achever la fermeture du bassin Rockall et resserrer l'espace autour de la plaque ibérique, il faut déplacer l'Europe de l'Ouest suivant une direction NW-SE à peu près parallèle à celle du linéament T-T, et légèrement oblique (transtension) à celles des marges de Terre-Neuve et de l'Irlande. Le déplacement relatif serait de l'ordre de 150 km (décrochement senestre accompagné de distension) entre le craton Baltique et l'Europe occidentale [Olivet, 1996]. À l'échelle des plaques majeures, il suggère que le sud-ouest de l'Europe aurait épousé le mouvement de l'Afrique (c'est-à-dire du Gondwana) par rapport à la Laurasie, comme les plaques Ibérie et Apulie, mais avec une vitesse bien moindre : chacune de ces plaques se serait déplacée en fait à une vitesse différente mais dans la même direction. Le modèle d'Olivet [1996] considère que ce mouvement se produit entre le Trias et le Barrémien.

Globalement, cette discontinuité a fonctionné en distension depuis le Permo-Trias avec une possible composante en décrochement. Les marques de compression

apparaissent à la fin du Sénonien (vers 80 Ma) et à la fin du Paléocène entre le bouclier Balte et l'Europe occidentale. Elles n'ont d'importance réelle que dans la partie méridionale du couloir polonais où elles sont associées à un décrochement dextre [Pozaryski et Brochwicz-Lewinski, 1978 ; Ziegler, 1982 ; cités par Olivet, 1996] (figure III-14).

5 — La déformation intraplaque dans l'avant-pays alpin

Pendant l'orogénèse alpine (Crétacé supérieur et Tertiaire), des mouvements compressifs liés à la collision se sont exercés sur l'avant-pays alpin induisant la réactivation des systèmes de fractures existantes. Ils ont produit l'inversion des grabens mésozoïques (et, même, en partie, celle de ceux qui sont permo-carbonifères) et le soulèvement de certains massifs hercyniens jusqu'à des distances de 1300 km au nord de l'actuel front de déformation alpin. Le style de cette déformation serait transpressif à compressif et la quantité de raccourcissement associé ne dépasse, probablement pas, quelques dizaines de kilomètres [Ziegler, 1987d].

En première approche, le début de la déformation compressive dans l'avant-pays au Crétacé supérieur—Tertiaire inférieur coïncide avec des événements orogéniques majeurs dans les Carpates et les Alpes orientales, qui probablement reflètent la collision des massifs carpates et de la plaque Apulie avec le craton européen. Cette collision se traduit par des déformations compressives dans l'avant-pays carpaté et des Alpes orientales. À l'Ouest, la déformation compressive est pratiquement inexistante, seuls les bassins de la Manche et d'Hampshire sont légèrement touchés par la phase compressive paléocène.

Par contre, pendant les phases orogéniques alpines post-paléocènes, la déformation compressive intraplaque se produit dans l'avant-pays occidental, tandis que dans les régions orientales se forment à l'Éocène les bassins d'avant-fossé.

D'un autre côté, à partir de l'Éocène supérieur, se développent des rifts dans l'avant-pays de l'Europe centrale (le système de fossés de la Bresse, du Rhin et de la Ruhr, et le graben de l'Eger) mais aussi des grabens intra-alpins (les bassins de Vienne et de la Pannonie). Le développement des rifts en Europe centrale est immédiatement postérieur à l'inversion des bassins mésozoïques de la mer Celtique, les Entrées de la Manche, la Manche et le sud de la mer du Nord. Il est, par conséquent, raisonnable de s'interroger sur les relations entre ces deux phases.

a — La déformation compressive de l'avant-pays

Pendant le début du Crétacé supérieur, la région qui deviendra l'avant-pays alpin est caractérisée par l'affaissement régional d'un certain nombre de bassins (Sole Pit, West Netherlands, Basse-Saxe, Sub-Hercynien et Altmark-Brandenbourg et le linéament Tornquist-Teisseyre) puis par une subsidence différentielle forte.

1 — La phase d'inversion "sub-hercynienne" (Turonien supérieur à Campanien) (figure III-14 et III-15)

Au Turonien supérieur—Sénonien inférieur, le front orogénique atteint la marge passive de la plate-forme helvète (Alpes centro-orientales et Carpates) [Frisch, 1979 ; Tollmann, 1980 ; Trümpy, 1980 ; Debeltmas *et al.*, 1983 ; cités par Ziegler, 1987d] créant probablement une zone de subduction.

Ces mouvements compressifs sont à l'origine de la réactivation dite "sub-hercynienne" qui atteint dans l'avant-pays des distances assez importantes (de l'ordre du millier de kilomètres à partir du front) [Ziegler, 1987d]. Cependant, en dehors des zones orogéniques en frontière de plaques (Alps, Pyrénées, Chaîne bétique,...), cette déformation n'affecterait que des régions à l'est de l'Europe, entre le linéament Tornquist-Teisseyre et le bassin Sole Pit. Il s'agit des bassins associés au linéament Tornquist-Teisseyre [e.g. Norling et Bergström, 1987 ; Dadlez *et al.*, 1995 ; Mogensen, 1995 ; Hippolyte *et al.*, 1996 ; Erlström *et al.*, 1997], des massifs de Bohême [Malkovsky, 1987], de Altmark-Brandenbourg et Hunsrück-Taunus [Anderle, 1987], ainsi que les bassins Basse-Saxe [Betz *et al.*, 1987], le Graben central dans le mer du Nord [Van Wijhe, 1987 ; Vejbæk et Andersen, 1987 ; Huyghe et Mugnier, 1994], les bassins West Netherlands et Broad Fourteens [Van Wijhe, 1987 ; Huyghe et Mugnier, 1994 ; Nalpas *et al.*, 1995 ; Brun et Nalpas, 1996] et le bassin Sole Pit [Van Hoorn, 1987a].

À ma connaissance, seul Roberts [1989] suggère l'existence d'une déformation de cette âge à l'Ouest, dans la mer Celtique.

L'âge de cette déformation serait, en gros, Santonien-Campanien d'après Ziegler [1987d]. Guiraud et Bosworth [1997] la datent dans les bassins d'avant-pays africains comme d'âge Santonien supérieur (~84 Ma).

Dans certains cas (bassin Broad Fourteens [Huyghe, 1992 ; cité par Nalpas *et al.*, 1996], graben Danish Central [Vejbæk et Andersen, 1987], bassins Sole Pit et de Basse-Saxe [Betz *et al.*, 1987 ; Van Hoorn, 1987a] et le massif de Bohême [Malkovsky,

1987]), la phase initiale d'inversion a un âge turonien supérieur—santonien, précédant de peu la phase principale “sub-hercynienne”.

2 — La phase d'inversion “laramide” au Paléocène moyen (figure III-14 et III-16)

Pendant le Campanien supérieur—Danien, la déformation compressive est de petite importance dans le domaine helvète [Trümpy, 1980 ; cité par Ziegler, 1987d] et visible localement dans l'avant-pays alpin [Vejbæk et Andersen, 1987]. Ceci doit être interprété comme le reflet de la diminution ou même la pause de la convergence dextre oblique entre le système de nappes austro-alpines et pennines et l'avant-pays européen.

Ces mouvements s'accélèrent/recommencent au Paléocène donnant lieu à la phase de compression “laramide” (Paléocène moyen) [Ziegler, 1987d] qui concerne un domaine plus vaste que la phase “sub-hercynienne”.

Elle affecte les bassins associés au linéament Tonrquist-Teisseyre [e.g. Norling et Bergström, 1987 ; Dadlez *et al.*, 1995 ; Mogensen, 1995 ; Hippolyte *et al.*, 1996 ; Erlström *et al.*, 1997], ainsi que les bassins Basse-Saxe [Betz *et al.*, 1987], le Graben central dans le mer du Nord [Van Wijhe, 1987 ; Vejbæk et Andersen, 1987], les bassins West Netherlands et Broad Fourteens [Van Wijhe, 1987], et le bassin Egersund au sud-ouest de la Norvège [Pegrum, 1984a ; cité par Ziegler, 1987d]. Le bassin Sole Pit n'est pas déformé par cette phase.

Bien que moins bien déterminée du point de vue stratigraphique, il semble que la phase de déformation principale dans le massif de Bohême et les aires occupées par le bassin de la Molasse et l'avant-fossé des Alpes autrichiennes et les Carpates soit aussi d'âge paléocène moyen [Bachmann *et al.*, 1987 ; Malkovsky, 1987 ; Nachtmann et Wagner, 1987 ; Wessely, 1987]. Une partie de l'inversion tectonique observée sur les massifs Altmark-Brandenbourg et Hunsruck-Taunus pourrait être aussi “laramide” [Anderle, 1987 ; Schwab, 1987]. La région déformée s'étend au Sud sous les nappes carpatiques et alpines orientales affectant le substratum autochtone [Malkovsky, 1987 ; Nachtmann et Wagner, 1987 ; Wessely, 1987].

Cette phase affecte aussi, mais de manière moins importante, l'avant-pays des Alpes occidentales : le Bassin parisien [Pomerol, 1978 (cité par Ziegler, 1987d) ; Ziegler, 1987a], les bassins du sud de l'Angleterre (bassin d'Hampshire et le bassin de la Manche) [Lake et Karner, 1987 ; Ziegler, 1987a], le canal de Bristol et les bassins de la mer Celtique [Ziegler, 1987a].

Le Paléocène supérieur—Éocène inférieur est à nouveau une période de déformation compressive réduite de l'avant-pays alpin, coïncidant avec la période d'ouverture de la mer de Norvège-Groenland [Talwani et Eldholm, 1977].

3 — La phase d'inversion "éo-oligocène" (Éocène supérieur—Oligocène inférieur) (figure III-14 et III-17)

À partir de l'Éocène, il n'y a plus de déformation compressive dans l'avant-pays des Carpates et des Alpes orientales. Pendant l'Éocène et Oligocène, la plate-forme helvète et le domaine autochtone adjacent au Nord-Est commencent à subsider progressivement sous la charge des nappes austro-alpines et penniniques qui se déplacent vers le Nord sur l'avant-pays. Cette obduction éo-oligocène est accompagnée par le développement du bassin d'avant-fossé de la Molasse [Ziegler, 1987d].

Dans les Alpes centro-occidentales, la fermeture des fossés valaisien et sub-briançonnais est accompagnée par le développement d'une zone de subduction progradante [Debelmas *et al.*, 1983 ; cités par Ziegler, 1987d] à travers laquelle l'orogène et l'avant-pays sont couplés. Ceci est reflété par une phase de faible inversion dans les régions de la mer Celtique, des Entrées de la Manche, du canal de Bristol, de la Manche et les bassins West Netherlands et Broad Fourteens⁶⁸, et le bassin de Basse-Saxe [e.g. Lake et Karner, 1987 ; Tucker et Arter, 1987 ; Van Wijhe, 1987 ; Van Hoorn, 1987b ; Ziegler, 1987c ; Roberts, 1989 ; Nalpas *et al.*, 1996]. Par contre, dans le bassin Sole Pit, la principale phase de déformation a lieu à ce moment avec des déformations mineures qui continuent jusqu'à la fin de l'Oligocène [Van Hoorn, 1987a]. En outre, les mouvements sénestres, pendant la phase éocène supérieur—oligocène, causent la subsidence de bassins transtensifs locaux au nord de l'Irlande, dans les baies de Cærnarvon et Cardigan et en Cornwall [Lake et Karner, 1987].

Cette phase a été datée dans le bassin Broad Fourteens comme étant d'âge fin de l'éocène supérieur [Van Wijhe, 1987] ou à la limite entre l'Éocène et l'Oligocène [Nalpas *et al.*, 1996]. Elle aurait un âge Oligocène inférieur dans le canal de Bristol [Roberts, 1989]. On peut dire, qu'en gros, elle a un âge éocène supérieur—oligocène inférieur.

⁶⁸ L'intensité de la déformation à la limite entre l'Éocène et l'Oligocène est presque d'un ordre de grandeur inférieur à celui de la déformation d'âge crétacé supérieur [Nalpas *et al.*, 1996].

4 — La phase d'inversion oligo-miocène (figure III-14 et III-18)

Pendant le Miocène inférieur, le front de charriage des Alpes orientales et des Carpates devient inactif tandis que des mouvements orogéniques persistent en Suisse et dans les Alpes occidentales⁶⁹ jusqu'au Pliocène supérieur [Trümpy, 1980 ; Debelmas *et al.*, 1983 ; cités par Ziegler, 1987d]. Sur l'avant-pays alpin occidental, les contraintes compressives vont s'exercer de façon intensifiée pendant le Miocène moyen. Pendant le Miocène supérieur—Pliocène, il peut se produire encore des efforts compressifs sur l'avant-pays alpin nord-occidental [Debelmas *et al.*, 1983 ; cités par Ziegler, 1987d]. Par contre, dans l'avant-pays au nord des Alpes et des Carpates, il n'aura pas de déformation compressive au Néogène.

Dans le bassin de Paris, et les régions de la Manche, du canal Bristol, des Entrées de la Manche, et de la mer Celtique, une phase (ou phases) importante d'inversion tectonique a lieu *grosso modo* pendant l'Oligocène et le Miocène [Ziegler, 1987a ; Van Hoorn, 1987b ; Ziegler, 1987c, 1987d]. Pour Lake et Karner [1987], l'inversion tectonique du bassin Wessex (au sud de l'Angleterre) culmine aussi à "l'Oligocène—Miocène". Cette phase (ou phases) a été nommé par Ziegler [1987d] "phase oligo-miocène", mais en réalité, d'après lui, elle n'est pas une "phase" unique sinon qu'elle présente une activité tectonique qui peut continuer de façon intermittente jusqu'au Pliocène et possiblement au Pléistocène. Ainsi, dans le bassin des Entrées de la Manche, Ziegler [1987c] estime l'existence de deux pulses d'inversion tectonique, l'un à l'Oligocène supérieur—Miocène inférieur, l'autre au Miocène supérieur.

Dans ce contexte général de tectonique alpine et d'inversion des bassins de l'Europe occidentale [Ziegler, 1982], se produit un système de grabens oligocènes en Europe centrale qui est accompagné par du volcanisme.

b — La déformation extensive dans l'avant-pays : les rifts oligocènes (figure III-2 et III-7)

À l'Éocène supérieur, un système de grabens (Limagne, Bresse, Rhin, Ruhr, Leine et Eger), qui va de la Méditerranée à la mer du Nord, se met en place dans l'avant-pays des Alpes occidentales. Les grabens du Rhin, de la Leine et de la Limagne et, possiblement, le graben de l'Eger, sont surimposés à des fractures d'âge carbonifère

⁶⁹ imbrication plus poussée des nappes helvètes et soulèvement des massifs du socle externe des Alpes suisses et françaises.

supérieur—permien inférieur. Le graben de la Ruhr se surimpose au bassin inversé ouest-neerlandais. Ce graben finit de manière diffuse vers le Nord-Ouest, de la même manière que le graben de la Leine disparaît vers le nord de l'Allemagne. Lié à ce système de grabens, un volcanisme alcalin a été mis en place (voir **III-B.2**).

Ces *riffts* peuvent être considérés comme faisant partie du système de collapsus oligo-miocène en Méditerranée occidentale [Biju-Duval *et al.*, 1977].

À l'Éocène supérieur, l'ensemble d'avant-pays de l'Europe occidentale est soumis à des contraintes compressives de direction N-S qui mettent en place, dans la région qui sera occupée par les grabens oligocènes, une série de décrochements conjugués NW-SE dextres et NE-SW sénestres associés à une grande fracturation subméridienne [Villemin *et al.*, 1986].

Entre le Priabonien (Éocène supérieur) et l'Aquitaniens (Miocène inférieur) [Sissingh, 2001] une phase de *rifitng*, avec une direction d'extension W-E à NW-SE, va individualiser les différents grabens. D'après Sissingh [2001], certaines zones des grabens de la Limagne, de la Bresse et du Rhin présentent des dépôts d'âge lutétien—bartonien qui pourraient correspondre au stade initial de *rifiting*.

D'après Merle *et al.* [1998], dans la partie française du système, à partir de l'Aquitaniens et pratiquement jusqu'à l'actuel, la sédimentation se poursuit seulement dans le graben de Bresse. Ils suggèrent que cette "évolution ultime du demi-graben de la Bresse n'est sans doute plus à relier au *rifiting* (...) mais plutôt à la propagation vers l'ouest du bassin flexural de la chaîne alpine au cours du Miocène." Sissingh [2001] défend l'existence d'une deuxième phase de *rifiting* au Pliocène affectant uniquement le bassin de la Bresse. En tout cas, pendant le Pliocène, la marge sud du Fossé rhénan et la limite orientale du graben de la Bresse sont recouvertes par le chevauchement frontal du Jura.

Certains auteurs lient le développement des grabens de la Limagne, de la Bresse et le Fossé rhénan à la collision alpine [Tapponnier, 1977 ; Bergerat et Geysant, 1980]. Le chevauchement au Pliocène d'une partie du système par le chevauchement frontal du Jura a été pris comme argument pour affirmer que ces grabens ne seraient pas génétiquement liés à la collision alpine mais gouvernés par des processus géodynamiques, en relation probablement avec les phases initiales d'une réorganisation des plaques [Ziegler, 1982].

c — Dynamique de la déformation compressive intraplaque dans l'avant-pays

1 — Les mécanismes de la déformation

Ziegler [1987d] estime que l'inversion des systèmes de grabens mésozoïques majeurs et le soulèvement de blocs du socle dans l'avant-pays alpin est le résultat d'un régime de contraintes d'âge crétacé supérieur à cénozoïque de nature compressive/transpressive. Le synchronisme entre l'orogénèse alpine et la déformation intraplaque de l'Europe centro-occidentale suggère que, pendant la collision entre l'Apulie et l'Europe, les contraintes tangentielles peuvent avoir été exercées et transmises, de façon intermittente, à travers les plaques continentales en collision⁷⁰. Si les déformations intraplaque peuvent être liées à des événements de collision dans les Alpes et les Carpates, la transmission des contraintes demande un certain couplage entre l'orogène et la région d'avant-pays. Aussi, dans la plaque dite "d'avant-pays" un découplage en profondeur⁷¹ est nécessaire pour accommoder le raccourcissement crustal associé à l'inversion des bassins et le soulèvement des blocs de socle.

Les discontinuités intraplaque où cette déformation va se placer de préférence sont les rifts avec une croûte continentale fortement amincie et les décrochements majeurs qui pénètrent l'essentiel de la croûte. Des chevauchements et d'anciennes zones de subduction, comme il y en a dans la zone orogénique varisque, semblent être moins sensibles à la réactivation compressive, en contraste avec leur facilité à se réactiver dans un contexte distensif [Brewer et Smythe, 1984 ; Lake et Karner, 1987]. L'absence de déformation intraplaque dans l'avant-pays d'un orogène peut être liée à l'absence des discontinuités crustales majeures dans l'avant-pays et/ou au manque de couplage mécanique entre l'avant-pays et l'orogène (*e.g.* la chaîne canadienne de l'Alberta et la Colombie-Britannique [Ziegler, 1969 ; cité par Ziegler *et al.*, 1995]). Les mécanismes qui gouvernent ce couplage sont mal compris. Ils pourraient être fonction de la configuration crustale de la marge passive impliquée, du taux de convergence ou d'une éventuelle délamination crustale de la plaque chevauchante qui faciliterait l'obduction des nappes du socle importantes.

⁷⁰ Le *World Stress Map* [Zoback, 1992] montre que les contraintes compressives horizontales peuvent se transmettre à partir des frontières de plaques sur de grandes distances à travers la lithosphère continentale ou océanique.

⁷¹ intra-crustal, entre la croûte et le manteau ou intra-manteau supérieur ou à la base de la lithosphère.

2 — Les effets de la déformation

La façon dont la déformation affecte la plaque dite “d’avant-pays” dépendra selon Ziegler [1987d] de la disposition et de l’importance de la fracturation préexistante. Deux facteurs sont, à son jugement, fondamentaux : l’importance de l’amincissement crustal sous les bassins et, secondairement, la distance de ces bassins au front de déformation. La déformation intraplaque compressive diminue en intensité avec la distance au front alpin.

La différence dans la chronologie des inversions observées est expliquée par Ziegler [1987d] par la progradation et rétrogradation du phénomène d’inversion en fonction de la facilité des bassins à s’inverser. Ainsi, des bassins à croûte très amincie et proches du front de collision peuvent concentrer la déformation, ne permettant sa transmission à des bassins plus éloignés que quand les premiers ont atteint un niveau de déformation tel qu’ils n’ “encaissent” plus que des déformations très mineures. Dans d’autres cas, si les bassins plus “faibles” et propices à la déformation se trouvent loin du front de déformation, ceux-ci se déformeront plus tôt que d’autres bassins plus proches du front.

Finalement, la quantité de raccourcissement associée à l’inversion des différents bassins dans l’avant-pays alpin et à la déformation des massifs hercyniens n’excède probablement pas, au maximum, quelques dizaines de kilomètres.

3 — Remarques au modèle de Ziegler [1987d]

Dans cette esquisse de modèle proposée par Ziegler [1987d] il y a deux ou trois aspects qui restent peu clairs et qui permettent éventuellement d’autres explications pour ces phénomènes.

Par exemple, des facteurs comme le régime thermique ou la configuration lithosphérique ne sont pas pris en compte dans ce modèle.

Parmi les bassins mésozoïques inversés dans l’avant-pays alpin, quelques grabens qui font figure d’exception : Horn, Glückstadt [Best *et al.*, 1983] et Oslo [Ramberg, 1972]. Ziegler [1987d] explique ce fait en disant que les contraintes compressives n’ont pas été suffisamment importantes pour dépasser la limite d’élasticité de la lithosphère dans ces paléo-rifts. Pour conclure cela, il faudrait comparer les caractéristiques (épaisseur crustale, flux de chaleur, orientation des structures par rapport aux efforts compressifs, ...) de ces grabens avec ceux qui les entourent et qui ont été inversés. Je signale que les trois bassins concernés sont orientés NNE-SSW

tandis que la plupart des grabens inversés le sont NW-SE, E-W ou ENE-WSW (figure **III-19**).

Ziegler [1987d] explique la distribution, dans le temps et l'espace, de la déformation par des phénomènes de pseudo-progradation et -régression, reflet de la réponse différente des bassins aux contraintes compressives, réplique qui serait déterminée principalement par la quantité d'amincissement crustal et, donc en moindre mesure, par la distance au front de déformation. Ce modèle traduit donc des variations dans la direction principale de convergence alpine, grossièrement N-S. Cependant, la représentation des zones déformées de l'avant-pays alpin sur une carte montre clairement que le "déplacement" dans le temps des axes de déformation ne se fait pas suivant un axe N-S, mais de l'Est vers l'Ouest (figure **III-19**). Cette constatation est, en soit, assez troublante, mais avant d'avancer des explications il faut regarder les domaines européens plus éloignés du front alpin et qui ne sont pas considérés généralement comme faisant partie de l'avant-pays.

6 — La frontière de plaques entre l'Ibérie et l'Europe

Selon Olivet [1996], entre le Turonien (vers 90 Ma) et le Miocène inférieur (vers 20 Ma, anomalie C6), la plaque ibérique se rapproche de l'Europe suivant une rotation anti-horaire [Carey, 1958 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Galdeano *et al.*, 1989 ; Olivet, 1996]. Le mouvement s'effectue par rapport à un pôle de rotation situé près de Lisbonne [Olivet *et al.*, 1984 ; Rowley et Lottes, 1988 ; Srivastava *et al.*, 1988b ; Olivet, 1996]. Le mouvement relatif entre les deux plaques correspond à une orientation voisine de N-S au niveau des Pyrénées orientales et NNW-SSE dans les Pyrénées occidentales.

Ce mouvement induit l'orogène pyrénéen [Mattauer et Proust, 1967], l'arrêt de l'accrétion océanique et la fermeture partielle du golfe [Montadert *et al.*, 1971a ; Boillot et Malod, 1988].

a — Les phases tectoniques compressives dans les Pyrénées à partir de ~90 Ma

1 — Le rapport entre les Pyrénées et les phases d'organisation cinématique décrites dans les océans

Dans les Pyrénées, Olivet [1996] croit voir le reflet de la phase de réorganisation cinématique générale à 90 Ma sur plusieurs détails :

— pour différents auteurs [Choukroune et Mattauer, 1978 ; Debroas, 1987b, 1990 ; Paquet, 1992] la zone de fracture nord-pyrénéenne témoigne d'un jeu essentiellement transpressif entre le Turonien et le Sénonien inférieur (91-84 Ma). Entre le Sénonien supérieur (~Campanien, 80 Ma) et la fin de l'Éocène se produit dans les Pyrénées centrales françaises (peut-être dans l'ensemble de la chaîne) l'inversion tectonique des sillons sédimentaires albo-cénomaniens [Curnelle, 1983 ; Debroas, 1987b, 1990] ;

— sur le flanc sud Souquet et Déramond [1989] affirment l'existence d'une tectonique de chevauchements depuis le Turonien terminal (vers 90 Ma) ;

— il existe aussi une phase de volcanisme basaltique alcalin d'âge 95-90 Ma dans les Pyrénées, et une autre d'âge 87-85 Ma dans le bassin basco-cantabrique [Montigny *et al.*, 1992?].

Cependant, mis à part Souquet et Déramond [1989] et Teixell [1996], la plupart des auteurs semblent considérer que la déformation compressive débute dans les Pyrénées à la fin du Crétacé ; ceci suppose un important retard par rapport à l'âge de réorganisation générale.

Concernant la phase de réorganisation tertiaire (base de l'Éocène—Éocène moyen), elle s'accorde bien avec la phase de déformation pyrénéenne qui peut être divisée en deux sous-phases (approximativement Paléocène moyen—Éocène moyen et Éocène moyen—Oligocène) [Parish, 1984 ; Williams et Fischer, 1984 ; Williams, 1985 et ci-dessous], de caractéristiques différentes.

Il faut signaler aussi que la plupart des travaux consacrés à la déformation “des Pyrénées” le sont, en réalité, à la partie centre-orientale de la chaîne et surtout sur le versant sud.

2 — La phase tectonique “fini-crétacé—paléocène” (pré-anomalie C27) dans le domaine pyrénéen (figure III-20)

L'âge du début de la déformation compressive aux Pyrénées semble encore controversé. Souquet et Peybernès [1991] estiment d'âge albien moyen (vers 105-107 Ma) le début de la compression dans la moitié orientale de la chaîne. Néanmoins, la plupart des auteurs (voir ci-dessous) considèrent que la véritable compression du domaine pyrénéen ne peut commencer avant le Turonien. Il est admis aussi que l'est et

l'ouest de la chaîne n'ont pas enregistré exactement les mêmes phases⁷² : il n'est pas sûr que dans la partie occidentale et sa prolongation dans le Bassin basco-cantabrique et le golfe de Gascogne la déformation commence au Crétacé supérieur. C'est là une contrainte cinématique importante : elle indique la relative proximité du pôle décrivant le mouvement de la plaque ibérique.

La plupart des auteurs [e.g. Mattauer et Proust, 1967 ; Mattauer et Henry, 1974 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986 ; Souquet et Déramond, 1989 ; Vergés et Muñoz, 1990 ; Paquet, 1992 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1992 ; Déramond *et al.*, 1993 ; Vergés, 1994 ; Bond et McClay, 1995 ; Teixell, 1996] se rangent sous la bannière d'une première phase de déformation d'âge crétacé supérieur (voire fini-crétacé) à paléocène au moins pour la partie centre-orientale de la chaîne. Parmi eux, la plupart parle d'un début "fin crétacé" *lato sensu* tandis que certains tentent de préciser plus cet âge : vers la limite Cénomaniens—Turonien [Souquet et Déramond, 1989], au Santonien supérieur [Teixell, 1996] ou à la base du Campanien⁷³ [Vergés, 1994], et au Campanien supérieur [Bond et McClay, 1995]. L'âge donné par Vergés [1994] et Teixell [1996] coïncide avec l'événement tectonique majeur vers ~84 Ma visible en Afrique, en Arabie et à l'est de l'Europe [Guiraud et Bosworth, 1997]. La fin de cette phase aurait lieu avant la fin du Maastrichtien [Paquet, 1992 ; Bond et McClay, 1995], au Paléocène inférieur [Puigdefàbregas *et al.*, 1992] ou au Paléocène moyen [Vergés, 1994].

Selon Bond et McClay [1995], pendant le Paléocène, se produit une période de calme tectonique relative (dépôts des faciès garumniens).

Dans le Bassin basco-cantabrique, pendant le Crétacé supérieur et le Paléocène, la sédimentation se produit dans un contexte très subsident. Selon certains auteurs [Mattauer et Séguret, 1971 ; Choukroune *et al.*, 1973 ; Rat *et al.*, 1982 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986 ; García Mondéjar, 1989], ceci se fait sans évidence d'une tectonique compressive. D'autres [Pujalte *et al.*, 1993] affirment aussi que pendant le Paléocène la sédimentation est contrôlée par l'eustatisme (= calme tectonique).

Par contre, à l'extrémité occidentale du bassin, Cámara [1997] suggère une inversion tectonique à partir du Crétacé supérieur avec une direction de compression NW-SE. Meschede [1987] envisage l'existence d'un soulèvement des Massifs basques dès le Campanien supérieur, documenté par l'augmentation de l'apport des terrigènes

⁷² et peut-être pas non plus de deux côtés de la faille nord-pyrénéenne. Ainsi, Desegaulx *et al.* [1990] estiment que la déformation compressive débute plus tôt dans la plaque européenne et finit plus tard dans les systèmes de chevauchement sur la plaque ibérique.

⁷³ Il considère un âge de 83 Ma. Je soupçonne une influence du travail de Roest et Srivastava [1991].

dans le synclinorium de Biscaye. Cet auteur décrit des mouvements de décrochement dextre le long de l'accident NW-SE de la faille de Bilbao. Pour lui, la phase de compression principale commence au Paléocène après une période de stabilité qui va du Maastrichtien supérieur au Paléocène inférieur.

Dans le bassin d'Aquitaine, il a été cité un régime transpressif dès le Crétacé supérieur [Desegaulx et Brunet, 1990]. Pour Grandjean [1994], dès le Maastrichtien, le Bassin aquitainien subit un remplissage de sédiments syntectoniques lié à une phase de raccourcissement.

Dans le sous-bassin de Parentis, les dépôts turoniens et probablement coniaciens sont très réduits ou absents [Mathieu, 1986]. Cela marque un changement important du régime sédimentaire et de la profondeur du bassin. Les sédiments détritiques qui comblaient les fossés entre l'Albien et le Cénomaniens, n'arrivent plus dans le bassin et sont remplacés à partir du Coniacien ou Santonien par des calcaires qui ne peuvent pas à compenser la subsidence du bassin [Mathieu, 1986].

3 — Les mouvements entre le Paléocène moyen et l'Éocène moyen (entre C27 et ~C20) (figure III-20)

Si certains auteurs [Déramond *et al.*, 1993 ; Rocher, 1998] parlent d'une déformation *grosso modo* continue de la fin du Crétacé jusqu'à l'Éocène supérieur sur le versant nord ; la plupart des auteurs ici considérés envisagent l'existence de deux phases distinctes : une première "fini-crétacée" mentionnée ci-dessus, et une deuxième dite "pyrénéenne" vers l'Éocène supérieur que sera discutée dans le paragraphe suivant.

Dans la partie centre-ouest du versant sud, certains auteurs proposent l'existence de phénomènes compressifs d'âge éocène inférieur—moyen [Mattauer et Henry, 1974 ; Vergés et Muñoz, 1990 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1992 ; Vergés, 1994]⁷⁴.

À l'Ouest, dans le Bassin basco-cantabrique, il y a une discordance intradanienne (Paléocène inférieur) après laquelle il se produit une tectonique (transpressive ?) [Pujalte *et al.*, 1989]. Quoi qu'il en soit, à l'Éocène inférieur (Yprésien), se produisent d'importants changements sédimentaires et de subsidence

⁷⁴ Paradoxalement, cette période présenterait, selon Vergés [1994], le taux de convergence le plus fort de toute l'orogénèse (3,4-4,4 km/Ma).

(discordance légère) avec l'apparition de flyschs d'âge éocène inférieur à moyen [Robles *et al.*, 1988 ; Pujalte *et al.*, 1993] ainsi qu'une différenciation paléogéographique du bassin⁷⁵.

4 — La phase orogénique “pyrénéenne” de l'Éocène supérieur—Oligocène inférieur (entre C20 et ~C10) (figure **III-20**)

Entre l'Éocène moyen (Lutétien moyen) [Mattauer et Henry, 1974 ; Vergés, 1994], la limite Éocène moyen—Éocène supérieur [Puigdefàbregas, 1975] ou l'Éocène supérieur [Mattauer et Proust, 1967 ; Paquet, 1992 ; Teixell, 1996], et la fin de l'Oligocène inférieur [Vergés *et al.*, 1992 ; Vergés, 1994] ou l'Oligocène moyen [Mattauer et Proust, 1967 ; Teixell, 1996], se produit une nouvelle phase compressive de composante N-S à l'est des Pyrénées [Paquet, 1992] et approximativement NE-SW dans la partie occidentale de la chaîne [Puigdefàbregas, 1975 ; Teixell, 1996 ; Rocher, 1998].

La phase principale de déformation dans le Bassin basco-cantabrique et dans le bassin d'Aquitaine serait d'âge éocène final—oligocène inférieur [Villien, 1988 ; Desegaulx et Brunet, 1990].

La seconde discordance majeure dans le bassin de Parentis intervient à peu près entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur traduisant une compression pyrénéenne N-S à N20° [Mathieu, 1986]. À partir de l'Oligocène inférieur, le bassin de Parentis subside [Mathieu, 1986].

5 — Les mouvements entre l'Oligocène moyen et le Miocène inférieur (entre C9 et C6) (figure **III-20**)

Cette période montre une différence claire entre les parties orientale et occidentale des Pyrénées.

Les Pyrénées orientales et le domaine pyrénéo-provençal subissent de la distension (grabens obliques NE-SW) puis l'effondrement sous la Méditerranée de l'extrémité orientale de la chaîne [Mattauer et Proust, 1967 ; Mattauer et Henry, 1974].

Dans la partie centre-ouest des zones externes du domaine pyrénéen (sur le versant nord, le Bassin aquitain, et sur le versant sud, la dépression de l'Èbre et les *sierras marginales*), il y a une nouvelle phase de plissements d'âge oligocène inférieur

⁷⁵ *Monoclinial de Guipúzcoa* (sédimentation siliciclastique) [Van Vliet, 1982] et *Sinclinorio de Vizcaya* (sédimentation carbonatée) [Orúe Etxebarria, 1983].

(mi-Rupélien)—fin Oligocène/début Miocène [Mattauer et Proust, 1967 ; Mattauer et Henry, 1974 ; Pocoví *et al.*, 1990]. La direction de compression semble être NNW-SSE [Teixell, 1996 ; Rocher, 1998].

Ainsi, la fin de l'activité tectonique compressive semble ne pas être synchrone : Oligocène moyen à l'Est (voir paragraphe ci-dessus), fin Oligocène—début Miocène dans la partie centre-ouest du versant sud (zone de Riglos et Ansó) [Vergés, 1994 ; Teixell, 1996], et fin Miocène moyen dans le Bassin basco-cantabrique [Vergés, 1994].

Plusieurs auteurs font état de l'existence de mouvements de décrochement après l'Éocène supérieur dans le domaine pyrénéen. Dans le massif de l'Agly (nord-pyrénéenne orientale) le serrage N-S à l'Éocène supérieur est associé au fonctionnement d'un important décrochement avec un sens senestre selon une direction NE-SW [Paquet, 1992]. Pendant le remplissage du bassin de Jaca-Pampelune (Pyrénées sud-occidentales), il est mis en évidence des décrochements dextres le long de plans N120-N130° [Thomas et Delfauld, 1990].

6 — La relaxation post-tectonique pyrénéenne contemporaine de la déformation principale dans les monts Ibériques (figure III-20)

Dès l'Oligocène moyen dans l'est de la chaîne (voir ci-dessus) et, progressivement au cours du Miocène, dans l'ensemble du domaine pyrénéen ainsi que dans les monts Ibériques, s'instaurent des conditions distensives dues à la relaxation post-compressive. Elles ont une composante ENE dans l'avant-pays nord-pyrénéen [Rocher, 1998].

7 — Quantité du raccourcissement et taux de convergence

À l'est des Pyrénées, une coupe balancée et restaurée de la chaîne montre un raccourcissement de ~125 km⁷⁶ (dont ~90 km pour le seul versant sud) [Vergés, 1994 ; Vergés *et al.*, 1995].

Dans le centre-est des Pyrénées (profil ECORS), le raccourcissement total calculé oscille entre 85 km [Mattauer, 1990], 120 km [Roure *et al.*, 1989] et 147 km (dont 110 km correspondraient aux structures vergentes au Sud) [Muñoz, 1992]⁷⁷.

⁷⁶ Ce raccourcissement inclut 70 km dans le système de chevauchements de la couverture sud-pyrénéenne [Vergés, 1993], 23 km de déformation des parties internes et 32 km du système des chevauchements nord-pyrénéen [Baby *et al.*, 1988].

Tandis que plus à l'Ouest, dans la section d'Ansó, le raccourcissement attribué au versant méridional est de 48 km⁷⁸ [Teixell, 1996]. Dans la zone nord-pyrénéenne, au nord-ouest du profil transversal de Ansó (coupe ECORS-Arzacq), le raccourcissement a été estimé en 23-30 km [Grandjean, 1992]. Donc, le raccourcissement total le long de ce profil transversal Ansó peut être de 70-80 km.

Au-delà des quantités estimées, il est intéressant à signaler que la comparaison de ces coupes [Mattauer, 1990 ; Grandjean, 1992 ; Vergés *et al.*, 1995 ; Teixell, 1996] conduit à estimer qu'un tiers du raccourcissement se produit sur la plaque européenne et deux tiers sur la plaque ibérique. Seuls Roure et Choukroune [1992] présentent une interprétation avec une distribution du raccourcissement de 50% sur chaque plaque.

Le calcul du taux de convergence n'est qu'une approximation. Il dépend de deux variables : l'échelle de temps utilisée par l'auteur et les hypothèses de base qui ont conduit à la coupe balancée et restaurée qui ne sont pas forcément les mêmes. Pour compliquer la situation, les deux références ici présentées [Vergés, 1994 ; Teixell, 1996] n'utilisent pas des tranches de temps équivalentes. Pour un calcul exhaustif, il faudrait aussi prendre en compte la déformation ayant eu lieu dans le domaine est de la plaque ibérique au-delà des Pyrénées *stricto sensu*. Ainsi, les taux de raccourcissement pour les Pyrénées ne sont pas les taux totaux de convergence entre les plaques Ibérie et Europe.

Pour le versant sud, sur une coupe à l'est du profil ECORS [Vergés, 1994 ; Vergés *et al.*, 1995] estiment un taux de 0,5 km/Ma pour la période entre la fin Crétacé et le Paléocène moyen, 3,4-4,4 km/Ma entre l'Yprésien inférieur⁷⁹ et le Lutétien moyen (Éocène inférieur—moyen), et de 1,3-2,6 km/Ma à partir du Lutétien moyen jusqu'à l'Oligocène inférieur. Dans le bassin de Jaca (centre-ouest) Teixell [1996] propose un taux de 1 km/Ma entre le Santonien moyen et l'Éocène moyen, 1,3-1,4 km/Ma entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur, et 1,1 km/Ma entre l'Oligocène inférieur (mi-Rupélien) et le début du Miocène.

Sur le versant nord, Vergés *et al.* [1995] cite un taux de raccourcissement proche de 1 km/Ma pour toute la période de déformation, avec des valeurs plus élevées entre le Éocène inférieur et l'Éocène moyen. Ces taux de raccourcissement étaient un taux entre

⁷⁷ Une partie de cette grande différence peut être due à des incertitudes dans la position du “*basal cutoff*” et la quantité de raccourcissement alpin de “*deeply eroded Axial Zone*” de la coupe ECORS.

⁷⁸ 22 km pour la nappe de Lakora dont 5 km pour la nappe Larra, 14 km pour celle de Gavarnie et 12 km pour les *sierras* externes.

⁷⁹ Dans le texte original, ils parlent d'Ilerdien, qui est une division stratigraphique utilisée par les géologues pyrénéens.

le bassin d'avant-pays de l'Èbre et l'Europe de presque 6 km/Ma pour la période la plus rapide de convergence, entre l'Éocène inférieur et l'Éocène moyen.

b — Les discordances et phases de déformation dans le golfe de Gascogne

1 — La formation du golfe de Gascogne

Les marges du golfe de Gascogne se sont formés au Crétacé inférieur en deux événements tectoniques majeurs séparés par une période calme entre le Berriasien supérieur et l'Aptien inférieur, durant laquelle la sédimentation est importante. Le premier événement anté-Berriasien est une structuration rapide en blocs de la marge. Le second, daté de l'Aptien, est un effondrement rapide du domaine transitionnel par rapport au domaine continental, qui donne naissance au Bassin armoricain [Thinon, 1999 ; Thinon *et al.*, sous-presse]. L'accrétion océanique dans le golfe de Gascogne commencerait après l'anomalie M0 (base de l'Aptien) et probablement à l'Aptien supérieur/Albien inférieur [Montadert, Roberts *et al.*, 1979 ; Olivet, 1996].

Une discordance datée du Cénomaniens [DSDP-Leg48, 1979b] a été observée dans le golfe de Gascogne (figure **I-14**). Comme aucun événement tectonique majeur n'est observé à l'échelle régionale durant cette période, cette discordance doit être le reflète de la transgression du Cénomaniens supérieur qui est associée à un changement dans la circulation générale au fond de l'Atlantique [Auffret et Pastouret, 1979].

2 — Les prémices de la convergence

Pour certains [Curnelle et Dubois, 1986 ; García Mondéjar, 1989], durant le Crétacé supérieur, le golfe de Gascogne et les Pyrénées occidentales seraient restés en régime distensif, ou du moins il y subsistait des bassins. Pour d'autres, la compression affecterait l'ensemble du domaine pyrénéen [Curnelle, 1983 ; Debros, 1990], le bassin de Parentis [Masse, 1997 ; Rocher, 1998] et le Bassin basco-cantabrique [Cámara, 1997] (figure **III-20**). Aucun indice de déformation compressive n'avait été observé pour cette période dans la plaine abyssale du golfe de Gascogne avant les travaux de Fidalgo González [1995] et Thinon [1999].

Cependant, une discordance anté-éocène associée à des inversions tectoniques a été observée dans le golfe de Gascogne à l'aplomb du mont Cantabria, du dôme Gascogne et sur la ride sud-gascogne [Fidalgo González, 1995] (figure **I-13**). À mon avis, cette discordance marquerait le début du rapprochement entre l'Ibérie et l'Europe

au Crétacé supérieur. Une nouvelle levée sismique⁸⁰ couplée aux anciennes données sismiques des années 70-80 a permis de préciser l'âge de cette discordance [Thinon, 1999 ; Thinon *et al.*, 2001] : elle se rapporte au hiatus entre le Maastrichtien et Paléocène inférieur (si l'on se réfère aux différents forages de la marge septentrionale du golfe de Gascogne [Montadert *et al.*, 1979b]). Cette discordance est associée à des basculements de la série sédimentaire marquant le début de l'inversion sédimentaire de certains bassins, comme le dôme Gascogne, actuellement surélevées par rapport à la plaine abyssale (figure **I-13**). Dans la plaine abyssale, elle peut sceller des failles sub-verticales avec un jeu inverse [fig. 4, Thinon *et al.*, 2001]. Selon Thinon *et al.* [2001], la phase "fini-crétacée" est plus locale et de plus faible intensité que la phase "éocène" (figure **I-14**).

3 — La phase de déformation pyrénéenne maximale : la phase éocène

Une importante discordance "éocène" est observée dans tout le golfe [Boillot *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1971a] (figure **III-20**). Elle scelle la déformation maximale⁸¹ qui affecte la couverture sédimentaire et le socle acoustique (figure **I-13**).

Dans la plaine abyssale du golfe de Gascogne, cette discordance est rapportée au hiatus entre l'Éocène moyen et l'Oligocène inférieur (forage 119 du DSDP Leg 12) [Laughton, Berggren *et al.*, 1972a]. Sur le plateau continental, cette discordance est datée de l'Éocène moyen, anté-Lutétien supérieur [Boillot *et al.*, 1971]. Sur la marge septentrionale du golfe de Gascogne, l'âge du hiatus associé à cette discordance varie

⁸⁰ Cette nouvelle levée sismique provient de ELF-Aquitaine (SNEA, 1980-1981) et de trois campagnes acquises par l'IFREMER (NORGASIS, 1994 ; SEDIFAN, 1997 ; ZEE-GASCOGNE, 1997).

⁸¹ La déformation dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne se localise préférentiellement le long de frontières structurales fossiles comme la limite septentrionale du domaine océanique et la limite du domaine continental armoricain située au pied de la pente continentale. Elle est constituée par des failles inverses à rejet vertical important, de légères inversions de bassins et des bombements de grande amplitude de la couverture sédimentaire et du socle océanique, mais aussi par quelques rares figures transtensives et plis asymétriques [Thinon, 1999]. Les mouvements verticaux aboutissent à une importante inversion tectonique d'anciens bassins, créant des reliefs sous-marins comme le dôme Gascogne, le mont Cantabria [Frappa *et al.*, 1974 ; Fidalgo González, 1995] et l'escarpement de Trévélyan [Thinon, 1999]. Dans la partie méridionale du golfe, la déformation affecte la marge nord de l'Ibérie et se concentre au pied de la pente continentale sous forme d'un prisme d'accrétion [Derégnaucourt, 1982b]. Le domaine océanique est, lui aussi, affecté par des inversions de reliefs et par une déformation compressive diffuse [Thinon, 1999]. En contraste, le Bassin armoricain est peu affecté par la déformation cassante. Par contre, il contient une importante série fini-crétacée/éocène qui souligne l'état subsidant de ce bassin lors de la convergence pyrénéenne. Cette subsidence et l'absence de déformation sont des caractéristiques propres au Bassin armoricain [Thinon, 1999].

selon les forages malgré leur proximité géographique [Montadert *et al.*, 1979]. En tout cas, cette discordance devrait se corrélérer probablement avec l'événement compressif majeur à la limite entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur visible sur beaucoup des bassins en Europe et en Afrique [Guiraud et Bosworth, 1997].

4 — La discordance “miocène”

Une discordance mineure, postérieure à celle majeure de l'Éocène, est visible dans certaines parties du golfe de Gascogne [Boillot *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1979 ; Fidalgo González, 1995] (figures **I-13**). D'après les données du forage 118 (DSDP Leg 12) [Laughton, Berggren *et al.*, 1972a] elle pourrait avoir un âge miocène inférieur. Elle serait ainsi corrélable avec d'autres discordances régionales d'âge intra-aquitainien.

5 — Les effets de ces phases de compression

Les contraintes compressives régionales, induites par un pôle de rotation Ibérie/Europe situé en gros au sud-ouest de Lisbonne pour la période entre le Campanien et l'actuel [Olivet, 1996], sont globalement parallèles aux limites des domaines structuraux océanique et continental. Elles induisent ainsi une tectonique globalement transpressive dans le golfe de Gascogne [Thinon, 1999].

Les indices de cette convergence sont l'arrêt de l'accrétion océanique, la formation des Pyrénées et la fermeture partielle du golfe par subduction d'une partie de la croûte océanique sous la marge septentrionale de l'Ibérie, ainsi qu'une réduction et une segmentation des bassins subsidents. La déformation compressive a affecté la frontière de plaques entre l'Ibérie et l'Europe au niveau de la marge septentrionale de l'Ibérie et des Pyrénées ; mais aussi les limites des domaines structuraux et la croûte océanique (figure **I-14**) dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne, qui fait partie de la plaque européenne. Tandis que la phase “fini-crétacée” est responsable d'une déformation locale et de faible intensité, la phase “éocène” induit la formation des Pyrénées, la fermeture partielle du golfe et la déformation intense de la marge septentrionale de l'Ibérie, ainsi que la déformation de la plaque européenne dans la partie septentrionale du golfe de Gascogne. Cette déformation englobe des inversions ou des rétrécissements des bassins (figure **I-13**) sur la croûte océanique et le long des frontières du domaine continental et océanique. Elle réactive aussi d'anciennes structures et frontières tectoniques. Cependant, le raccourcissement dû à cette déformation intraplaque est sans aucune mesure avec celui qui existe à la frontière des

plaques lithosphériques, sur la marge septentrionale de l'Ibérie et les Pyrénées [Mattauer et Séguret, 1971 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Sibuet *et al.*, 1993 ; Olivet, 1996].

La déformation se concentre principalement sur la marge septentrionale de l'Ibérie sous forme d'un prisme d'accrétion (figure **I-13**), d'une fosse sédimentaire, d'inversions de bassins sur la plate-forme et sur le continent, d'une intense déformation et de mouvements verticaux tels que le soulèvement de cette marge, du banc de Galice et des monts sous-marins régionaux [e.g. Boillot *et al.*, 1971 ; Mattauer et Séguret, 1971 ; Montadert et Winnock, 1971 ; Montadert *et al.*, 1971a ; Boillot, 1979b ; Derégnaucourt, 1982b ; Grimaud *et al.*, 1982b ; Boillot et Malod, 1988 ; Alvarez Marrón *et al.*, 1996 ; Pulgar *et al.*, 1996 ; Alvarez Marrón *et al.*, 1997].

D'après les études antérieures, la marge nord du golfe de Gascogne aurait conservé sa structure tectonique issue du *rifting*. Le domaine septentrional du golfe est supposé être affecté par de longs décrochements dextres simples [Derégnaucourt, 1982b] associés à quelques soulèvements et inversions de reliefs isolés [Frappa *et al.*, 1970b ; Frappa et Vaillant, 1972 ; Frappa *et al.*, 1974 ; Fidalgo González, 1995].

L'intensité de la déformation éocène dans le domaine septentrional du golfe de Gascogne décroît de l'Est vers l'Ouest proportionnellement à l'éloignement géographique des Pyrénées. La déformation s'observe préférentiellement le long des frontières du domaine océanique et du domaine continental armoricain, autour du Bassin armoricain dont le comportement est celui d'un corps rigide réfractaire à la déformation pyrénéenne [Thinon, 1999]. Le Bassin armoricain reste isolé du bassin de Parentis, du domaine océanique, du Bassin profond celtique et de la marge continentale depuis la phase pyrénéenne.

Le domaine océanique est affecté par une importante déformation, complexe mais plus diffuse [Thinon, 1999] (figure **I-14**). Elle se répartit en segments qui alternent entre une direction NW-SE et une direction E-W, directions comparables aux directions hercyniennes observées à terre. Ces variations s'expliquent par des changements dans les relations géométriques entre la courbure de l'accident et l'orientation des contraintes compressives régionales. Ces segments sont constitués par un bombement de la couverture sédimentaire et du socle acoustique et/ou par des failles à composante apparente inverse. Leur rejet vertical peut être important, atteignant un maximum de 1,5 std. Des variations de vergence sont également observées entre ces segments. On observe aussi des déformations orientées NE-SW, aux jonctions entre la marge armoricaine et la marge des Entrées de la Manche et entre la marge armoricaine septentrionale et la marge armoricaine meridionale, subdivisant ainsi le Bassin armoricain en deux sous-bassins. Elle réactive donc les structures tectoniques majeures héritées de tectoniques antérieures soulignant ainsi la segmentation intra-marge.

7 — La déformation à l'intérieur de la plaque ibérique

La Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (figure III-20)

Quelques bassins mésozoïques se situaient dans la partie orientale de la péninsule Ibérique. Entre l'Éocène et le Miocène inférieur à moyen, ces bassins sont comprimés et inversés donnant lieu à la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane qui chevauchent le bassin d'avant-pays de l'Èbre et du Douro.

La Chaîne ibérique (ou monts Ibériques) présente une direction NW-SE à l'intérieur de la plaque Ibérie. Elle implique aussi bien le soubassement hercynien que la couverture sédimentaire [Guimerà, 1984 ; Guimerà et Alvaro, 1990]. Le sens du déplacement des nappes de charriage est vers le Nord ou Nord-Est dans les parties septentrionales de la chaîne et vers le Sud-Ouest dans les parties méridionales. De certaines failles NW-SE, on peut déduire une composante de décrochement dextre [Guimerà, 1984].

Au nord de la Chaîne ibérique, le bassin inversé de Cameros présente des chevauchements vers le Nord avec des déplacements de 30 km au Nord, et un système de chevauchements imbriqués vers le Sud, et des plissements au Sud avec un déplacement total de 5 km. L'inversion de la limite socle—couverture mésozoïque est de 2-3 km. Le raccourcissement total calculé est de 38,4 km, un peu supérieur à celui (35 km) imposé au modèle par Guimerà *et al.* [1995].

L'orientation de la Chaîne côtière catalane est contrôlée par des failles du socle de direction NE-SW à ENE-WSW [Guimerà, 1984] qui ont joué en décrochement ou transpression senestre pendant la période de compression [Santanach et Julià, comm. pers. à Guimerà, 1984]. Les structures correspondent à décrochements senestres, à des flexions monoclinales et, plus rarement, des plis [Guimerà, 1988 ; Teixell, 1988 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990].

Dans les secteurs méridionaux des monts Ibériques, Viillard [1973] montre une phase tectonique anté-éocène moyen avec un faible serrage (de son avis probablement fini-crétacé—paléocène). Elle pourrait être donc contemporaine de la phase "fini-crétacée" pyrénéenne. Viillard [1989] considère que l'orogène commence avec la fin du Crétacé mais qu'il ne se développe fortement qu'à l'Oligocène terminal—Miocène basal, ce qui correspond aux stades tardifs de la structuration sud-pyrénéenne [Viillard, 1976].

La phase majeure de compression a un âge post-bartonien⁸² et anté-burdigalien (ou même anté-aquitainien) [Viallard, 1976]. Elle produit des chevauchements vers le Sud-Ouest et des plis de couverture N120°-130°. René Guiraud (comm. pers.) suggère la coïncidence de cet événement avec la phase majeure à l'échelle régional située à la limite entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur. Il étaye cette affirmation par le fait que le Priabonien (Éocène supérieur) est rarement présent et daté. Viallard [Viallard, 1977] considère deux sous-phases, la deuxième —plus importante— dite "savique" d'âge fini-oligocène à miocène basal. Ces structures seraient liées, selon Viallard [1979], à des modestes mouvements de cisaillement de type senestre, suivant trois zones principales de faille de direction E-W ou NW-SE⁸³.

Les chevauchements E-W de la zone de raccord entre la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane jouèrent, au moins, dès l'Oligocène inférieur jusqu'à l'Oligocène terminal ; il n'y a pas de dépôts datés du Miocène inférieur affectés par ces chevauchements [Guimerà, 1987 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990].

Dans la partie nord de la Chaîne côtière catalane, la déformation commence au Thanétien supérieur—Yprésien supérieur [Guimerà, 1984], et arrive à affecter des sédiments d'âge rupélien [Anadón et Villalta, 1975 ; cités par Guimerà, 1984]. Guimerà [1984] cite l'existence d'une discordance au Lutétien supérieur. Dans la partie sud, elle commence à la fin du Lutétien et s'étend jusqu'au Rupélien [Guimerà, 1984]. Cette phase de déformation produit une discordance datée comme d'âge rupélien inférieur [Guimerà, 1984].

Pendant le Miocène inférieur s'aurait produit une distension qui forme les fossés néogènes superposés aux structures compressives. Ce processus se produirait au même moment dans la Chaîne côtière catalane [Anadón *et al.*, 1979 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990] et dans la partie orientale de la Chaîne ibérique [Hernández *et al.*, 1985 ; Guimerà, 1988 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990], tandis que dans la partie septentrionale de la Chaîne ibérique la compression continue durant le Miocène inférieur [Colomer et Santanach, 1988 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990]. D'après Viallard [1976 ; 1977] cette phase aurait produit, dans les secteurs méridionaux de la

⁸² Naguère pris comme synonyme d'Éocène supérieur (il faut l'interpréter ici probablement dans ce sens) ; on lui donne aujourd'hui un sens plus restreint équivalent à la deuxième moitié de l'Éocène moyen.

⁸³ Selon lui, les monts Ibériques correspondent à une zone de cisaillement où les mouvements décrochants ont été plus tardifs que ceux qui sont reconnus dans les Pyrénées. "Bien qu'ici ils soient postérieurs à la rotation sénestre de l'Ibérie, ils paraissent traduire une migration (ou la persistance) vers l'intérieur de la plaque, de déformations cisailantes, affaiblies, mais exprimées suivant des directions proches de celles réalisées antérieurement aux limites des plaques européenne et ibérique". Cette interprétation est très influencée par le travail de Le Pichon *et al.* [1971a].

Chaîne ibérique, des grabens néogènes transverses⁸⁴ orientés NE-SW actifs du Burdigalien au Tortonien inférieur. Une dernière phase néotectonique distensive aurait lieu au Pliocène supérieur dans la Chaîne ibérique [Moissenet, 1989].

La marge occidentale de la plaque ibérique

Dans le bassin Lusitanien, une discordance sépare le Maastrichtien du Paléocène [Proença Cunha, 1992]. Elle a associée des phénomènes d'inversion tectonique, plus importants au nord de la faille de Nazaret qu'au sud [Wilson *et al.*, 1989].

La phase de déformation pyrénéenne (vers la limite entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur) est aussi visible à l'ouest de l'Ibérie. Cette phase est marquée par une discordance observable dans le bassin intérieur de la Galice [Murillas *et al.*, 1990] et dans la marge occidentale de l'Ibérie [Pinheiro *et al.*, 1996]. Dans le bassin intérieur de la Galice, elle sépare l'Éocène moyen de l'Éocène supérieur [Murillas *et al.*, 1990]. Néanmoins, sur le site 398 (au sud du bassin), la série sédimentaire forée présente un hiatus plus ancien : entre l'Éocène inférieur et l'Éocène moyen [The Shipboard Scientific Party, 1979].

Dans la transition entre le banc Galice et le bassin intérieur de la Galice, les données sismiques montrent des plis et des failles inverses [Murillas *et al.*, 1990] qui seraient en relation avec le hiatus éocène. Au sud du banc Galice il y a trois montagnes sous-marines : Vigo, Porto et Vasco de Gama. La montagne Vigo est un ancien bassin sédimentaire inversé. Porto et Vasco de Gama, qui étaient déjà des zones hautes au Mésozoïque, ont subi un rajeunissement sous l'effet de la compression pyrénéenne. Ces reliefs se sont formés après le Cénomaniens et avant la fin de l'Éocène [Mougenot *et al.*, 1986]. Cette phase de déformation "éocène" a aussi été mise en évidence à l'ouest du banc Galice [GALICE, 1979] et dans les plaines abyssales Ibérique et du Tage [Mougenot, 1988] [Mauffret *et al.*, 1989a, 1989b ; Masson *et al.*, 1994 ; cités par Pinheiro *et al.*, 1996].

Le forage 398 (au sud du banc de Galice) [The Shipboard Scientific Party, 1979] met en relief l'existence d'autres hiatus sédimentaires à la fin du Miocène inférieur et à la fin du Miocène moyen. Ces hiatus seraient à mettre en relation avec une phase compressive "miocène" observée à l'ouest du banc Galice [GALICE, 1979], dans le

⁸⁴ Il y a au nord-ouest de la chaîne Ibérique des plis transverses d'âge imprécis et qui seraient, pour Alvaro [1975], anté-oligocènes.

bassin Lusitanien [Wilson *et al.*, 1989], et dans les plaines abyssales du Tage et Ibérique [Mougenot, 1988 ; Mauffret *et al.*, 1989a, 1989b ; Masson *et al.*, 1994 ; cités par Pinheiro *et al.*, 1996]. Cette phase de compression est la phase principale dans la partie méridionale (sud du bassin Lusitanien, plaine abyssale Ibérique et du Tage).

8 — La frontière de plaques entre l’Ibérie et l’Afrique

L’arc bético-rifain (figure III-20)

L’arc bético-rifain constitue la terminaison occidentale de la chaîne alpine de la Méditerranée. Il est divisé en zones externes et zones internes. Les zones externes bétiques (zones Subbétique et Prébétique, ancienne marge de la plaque Ibérique) présentent jusqu’au Miocène une évolution différente de celle des zones externes rifaines (marge de la plaque Afrique) [Didon *et al.*, 1973 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991]. Les zones internes, en revanche, sont communes aux deux chaînes. Elles sont constituées d’un empilement de nappes où trois grands ensembles litho-structuraux sont distingués. Ce sont de bas en haut : le complexe Névalo-Filabride, le complexe Alpujarride (Bétiques)-Sebtide (Rif) et le complexe Malaguide (Bétiques)-Ghomaride (Rif) auquel est associé la Dorsale calcaire) [Didon *et al.*, 1973 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991].

Cette chaîne présente une évolution structurale très complexe. Deux familles de modèles ont été proposés pour lui expliquer :

A) les modèles diapiriques avec effets gravitationnels : dans ce modèles, la déformation compressive observée à la périphérie de l’arc est la conséquence d’un décoiffement gravitationnel accompagnant ou suivant dans le temps la remontée isostatique (puis l’effondrement) du domaine crustal interne commun aux deux chaînes. Cette remontée, a été d’abord décrite comme la conséquence d’une anomalie thermique liée à un diapir asthénosphérique [Van Bemmelen, 1969 ; cité par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991], et maintenant comprise comme le résultat d’un effondrement gravitationnel d’une zone dont la croûte est sur-épaissi comme conséquence de l’empilement des nappes [Platt *et al.*, 1983 ; Dewey, 1988 ; Platt et Vissers, 1989 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991].

B) Modèles envisageant de grandes translations longitudinales : ces modèles font intervenir d’importants déplacements E-W. Ces mouvements ont d’abord été conçus comme la translation rigide d’un bloc lithosphérique (correspondant aux zones internes bético-rifaines). C’est le concept de sous-plaque d’Alboran [Andrieux, 1971 ;

cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991] qui a été développé après [Bourrouilh et Gorsline, 1977 ; Leblanc et Olivier, 1984 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991] puis complété pour les zones externes [De Smet, 1984 ; Frizon de Lamotte, 1987 ; Sanz de Galdeano, 1990 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991]. Ces modèles impliquent l'existence de grands décrochements E-W à la limite externe-interne le long des branches nord et sud de l'arc. Ces décrochements auraient accompagné ou succédé à une tectonique tangentielle à double déversement.

Frizon de Lamotte *et al.* [1991] appuient un modèle allochtoniste et l'existence de grandes translations E-W pendant la période néogène. Ces mouvements affectent les zones internes des deux chaînes (domaine d'Alboran) ainsi que leurs domaines externes. Ils correspondent à l'avancée progressive d'une pile de nappes de charriage et non à la translation d'un bloc rigide flanqué par des décrochements.

Les implications tectoniques de ces deux types de modèles reste hors de sujet dans cet étude.

L'événement compressif du Crétacé supérieur

Depuis le Crétacé supérieur (~Santonien) l'Afrique et l'Europe se trouvent dans un contexte général convergente. Cependant, jusqu'à l'Éocène moyen, la marge passive africaine [Chalouan *et al.*, 2001] et la marge passive méridionale de l'Ibérie [Flinch *et al.*, 1996] ne sont pas substantiellement déformées. Certains auteurs [e.g. Chalouan *et al.*, 2001] absorbent alors le raccourcissement en proposant l'existence d'une marge active au nord du bloc d'Alboran. Ce bloc serait, pour beaucoup d'auteurs [e.g. (Andrieux *et al.*, 1971 ; Bourrouilh et Gorsline, 1977 ; Leblanc et Olivier, 1984 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991) ; Frizon de Lamotte *et al.*, 1991 ; Chaoulan *et al.*, 2001], une microplaque déplacée depuis l'Est et encastrée entre l'Ibérie et l'Afrique : la plaque ibérique serait en subduction.

D'après Michard *et al.* [1991] , sur la transversale bético-rifaine, on n'a pas relevé de trace stratigraphique nette d'une collision crétacée. Néanmoins, d'après eux, deux types de données stratigraphiques appuient l'hypothèse d'un début de la collision bético-rifaine au Crétacé supérieur :

— dans les séries dorsaliennes, le Crétacé est souvent absent sous l'Éocène inférieur transgressif. Dans la Dorsale Kabyle, Raoult [1974 ; cité par Michard *et al.*, 1991] une discordance sépare des conglomérats du Crétacé supérieur des couches pélagiques du Malm-Néocomien, plissés et clivés ;

— dans les nappes de flysch, les sédiments clastiques grossiers prennent de l'importance à partir du Crétacé moyen-supérieur [Besson *et al.*, 1984 ; cités par Michard *et al.*, 1991].

Dans la chaîne du Tell (nord de l'Algérie), il y aurait un événement tectonique compressif (plis isoclinaux accompagnés de métamorphisme et/ou chevauchements) au Santonien [Maluski *et al.*, 1979 ; Monié *et al.*, 1982 ; Cizak, 1993 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. Dans les schistes cristallins de Grande Kabylie (zones internes de la chaîne du Tell), équivalents approximatifs de ceux des Alpujarrides-Sebtides, Monié *et al.* [1988 ; cités par Michard *et al.*, 1991] admettent l'intervention d'un véritable métamorphisme de haut degré aux alentours de 80 Ma, sur la base de résultats ³⁹Ar-⁴⁰Ar.

Le long de la partie centrale du Haut Atlas en Maroc, se produit pendant le Sénonien (et avant le Campanien) des chevauchements au niveau locale et le début du plissement [Laville *et al.*, 1977 ; Chellai *et al.*, 1995 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997].

Il y a du soulèvement et des plis légers dans la partie algérienne du Atlas au Sénonien [Benest et Bensalah, 1995 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. Des plis locaux, failles et mouvements diapiriques dans la chaîne du Pré-Atlas en Algérie [Guiraud, 1975 ; Benest et Bensalah, 1995 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997].

En Tunisie, des structures résultant d'une compression NW-SE ont été datés de la fin du Santonien et le début du Campanien [Letouzey et Trémolières, 1980 ; Ben Ferjani *et al.*, 1990 ; Morgan et Grocott, 1993 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997].

L'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur

À l'Éocène supérieur—Oligocène inférieur, la convergence est accommodé en deux zones :

— par la collision du bloc d'Alboran avec la marge méridionale de l'Ibérie (zones internes) qui produit des rétrocharriage vers les zones internes dans le domaine Ghomaride-Malaguide [Chalouan *et al.*, 2001], et l'emplacement de nappes dans les Bétiques (zones internes) [Balanyá *et al.*, 1997 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001]. Elle devrait produire aussi la contraction du domaine Alpujarride-Sebtide ;

— par la déformation de la marge africaine. Cela produit des plissement dans le Rif, plus importants dans la partie orientale que dans l'occidentale [Benyaich *et al.*, 1989 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001].

L'Oligocène supérieur et le Néogène

Pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, les parties externes subissent des phénomènes de compressions (plis, chevauchements, prisme d'accrétion lié à la subduction de la marge africaine) [Chalouan *et al.*, 2001]. Dans les zones internes, il y a des chevauchements d'âge aquitain terminal (~21 Ma) [Olivier, 1984 ; cité par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991]. Dans les zones internes de la Chaîne bético-rifaine, un métamorphisme de haut degré a des âges proches de 25-20 Ma [e.g. Michard *et al.*, 1983 ; Zeck *et al.*, 1989 ; cité par Michard *et al.*, 1991].

Néanmoins, les parties les plus internes de la Chaîne bétique et du Rif subissent un effondrement tectonique et/ou un intense processus de rift donnant lieu à l'actuel mer d'Alboran [Watts *et al.*, 1993 ; Balanyá *et al.*, 1997 ; Chalouan *et al.*, 1997 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001]. Ce phénomène a deux phases : (1) une d'âge aquitain supérieur—burdigalien, et (2) la principale qui va de la fin du Burdigalien au Tortonien inférieur [Comas *et al.*, 1992].

Les chevauchements qui engagent des séries détritiques du Miocène moyen et Miocène supérieur dans les parties orientales du contact Subbétique-Prébétique [Paquet, 1969 ; Poisson *et al.*, 1990 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991] et sous l'unité rifaine de Tanger [Benyaich *et al.*, 1989 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991] ont probablement un âge Tortonien (~8 Ma). Ce pulse affecte aussi la mer d'Alboran [Comas *et al.*, 1992 ; Chalouan *et al.*, 1997].

D'après Chalouan *et al.* [1997] un deuxième pulse compressif affecterait la mer d'Alboran vers la fin du Messinien.

À la fin du Pliocène un pulse compressif (synclinaux, failles inverses) affecte les parties les plus externes de l'arc bético-rifain [(Feinberg, 1977 ; cité par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991) ; (Morel, 1989 ; Medina, 1995 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001)]. Elle affecte aussi la mer d'Alboran [Chalouan *et al.*, 1997].

Chapitre IV

—

ANALYSE CINEMATIQUE

Chapitre IV — Analyse cinématique

A — Introduction

Dans ce chapitre, je vais essayer d'établir un modèle cinématique qui puisse répondre le mieux possible aux contraintes mises en jeu. Il s'agit de cerner les implications géologiques et de vérifier la validité des différentes hypothèses établies dans le chapitre **II** à l'aide des contraintes géologiques compilées dans le chapitre **III**. Ceci devrait permettre, idéalement, d'arriver à une solution qui rende compte au mieux des observations faites par les géologues ou, au moins, qui permette de diminuer le nombre de solutions.

1 — L'anomalie négative entre les anomalies C33o et C34 : un sosie de Janus qui, comme Janvier, va être le début chronologique de cette analyse

L'anomalie négative entre les anomalies C33o (~78 Ma, Campanien) et C34 (~84 Ma, Santonien) est particulièrement bien visible entre les zones de fracture Charlie Gibbs et Pico—Gloria (figure **IV-1**). L'anomalie C34 se situe sur le bord supérieur du gradient, "vers la terre", de cette anomalie négative, tandis que l'anomalie C33o se situe sur le bord supérieur du gradient, "vers l'océan". Le gradient qui définit l'anomalie C34 n'est pas bien visible au nord de Charlie Gibbs et il finit par être diffus dans la mer du Labrador. De ce fait, on peut estimer que l'anomalie C33o est bien la dernière qui permet de traiter le problème de l'Atlantique Nord en termes "classiques" : malgré l'absence de données magnétiques pour les époques pré-C24 dans la mer de Norvège-Groenland et le bassin Eurasien, les données en mer du Labrador et au sud du plateau de Rockall permettent encore de contraindre les reconstitutions de manière acceptable. Pour les temps plus anciens, les mouvements du Groenland ne peuvent plus être contraints par des données océaniques. À partir de ce moment, la discussion sur la formation des marges continentales devient prioritaire, et c'est cette discussion qui fournira les contraintes nécessaires pour atteindre le stade d'ouverture initial.

Ainsi, l'anomalie négative entre C33o et C34 devient la frontière et le lien entre deux sujets complémentaires : d'un côté l'étude des stades initiaux d'ouverture

océanique et la problématique de la genèse des marges continentales ; de l'autre, la difficulté à reconstituer l'évolution des grands ensembles océaniques à cause des déformations intraplaques qui les affectent.

À mon avis ces deux sujets, par leur interdépendance, ne peuvent pas être abordés d'une manière complètement indépendante car ils font partie d'une même globalité. Cependant, il est clair que prétendre saisir totalement ces questions dans le cadre limité d'une thèse devient utopique, ces deux sujets étant trop vastes pour être traités complètement dans ce décor. Le compromis peut se trouver en gardant présent à l'esprit les grandes lignes de l'une de deux questions pour s'attaquer à la seconde. Ceci a été, en tout cas, mon choix.

Dans le présent chapitre, je me suis consacré au deuxième problème : celui de reproduire l'évolution cinématique de l'Atlantique Nord et l'Arctique post-anomalie C34 (~84 Ma, Santonien), évolution qui est brouillée par l'existence de toute une série de phénomènes de déformation de nature et d'amplitude diverses.

2 — Pourquoi présenter une analyse cinématique en temps inverse

Je vais présenter une analyse cinématique des mouvements des plaques et les relations que ceux-ci ont avec les phases de déformation observées. Cette procédure va se réaliser en sens inverse de la chronologie des événements.

À chaque époque, je vais montrer quels sont les problèmes posés, les solutions envisageables, les contraintes géologiques qui peuvent permettre de départager entre les différentes hypothèses et la solution ou les solutions que je retiens, à partir de laquelle/lesquelles je vais poursuivre cette remontée dans le temps.

Cependant, ce travail n'a pas été fait de manière linéaire. Certaines anomalies ont une plus grande importance que d'autres, soit parce qu'elles coïncident avec des changements cinématiques (*e.g.* l'anomalie C24), soit parce qu'elles présentent des données magnétiques de meilleure qualité (*e.g.* les anomalies C21 et C31) permettant une reconstitution plus précise. Elles ont été l'armature de ce travail autour de laquelle j'ai construit le modèle. Au fur et à mesure que je rentrais dans le passé, j'ai eu l'occasion de réaliser d'éventuels retours en *avant*⁸⁵ pour corriger un choix, ou éliminer

⁸⁵ Cette manière d'agir va poser un problème de définition temporelle à l'heure de discuter des événements qui se passent *avant* ou *après* un certain repère chronologique. Ces termes d'usage fréquent sont, à mon avis, très liés au sens du cheminement temporel. Dans la vie courante, ceci ne pose pas de

une solution éventuelle si elle se révélait, en analysant *a posteriori* un stade plus ancien, incohérente⁸⁶. Cette idée de cohérence a ainsi un poids non négligeable, face à l'impossibilité théorique de présenter un modèle irréfutable, j'essaie —au moins— d'en établir un qui soit cohérent avec toutes les données mises à ma disposition et avec les hypothèses admises.

Une fois placés les jalons nécessaires, on va refaire le trajet dans le sens chronologique et établir un modèle cinématique pour l'ensemble ou, au moins, synthétiser les conclusions.

B — Les types de *misfit* et les discontinuités majeures

La figure **IV-2** représente une reconstitution dite “à trois plaques” (l'Amérique du Nord, le Groenland et l'Eurasie). Le traitement réservé (subdivision ou non) à ces plaques, différencie les divers modèles publiés pour l'Atlantique Nord. Cette figure permet de montrer deux idées qui ont une grande importance :

A— l'existence, du point de vue de l'ajustement des contraintes cinématiques traditionnelles (zones de fracture et anomalies magnétiques océaniques), de deux grandes régions océaniques séparées par la ride Faeroe-Islande-Groenland. On ne peut agencer, avec juste trois plaques, le nord et le sud de l'Atlantique Nord (figure **IV-2**). Cette idée avait déjà été introduite par le groupe d'Olivet (voir chapitre **II-B.2** et la figure **II-8**) qui considère cette discontinuité comme une “frontière de plaques secondaire”⁸⁷. Reste à préciser pendant quelle période de temps cette discontinuité reste “active” et à définir comment cette discontinuité, visible sur l'ancienne dorsale, se traduit ailleurs : quelles frontières, quelles sous-plaques peuvent être définies.

problème, car on ne refait pas le temps en arrière. Ici, ce chemin a deux sens, et je prendrai alternativement l'un ou l'autre. Je me suis aperçu qu'en parlant d'*avant* et *après*, on finit toujours par créer des quiproquos. Pour lever toute ambiguïté, j'ai préféré utiliser tant que possible les préfixes *pré-* et *post-* appliqués à ces repères chronologiques. Quel que soit le sens chronologique où nous serons immergés le long de la discussion, *pré-* déterminera des situations plus anciennes et *post-* des événements plus récents que le repère donné.

⁸⁶ Certaines de ces étapes correspondent à des moments de crise où des organisations cinématiques vont basculer vers de nouveaux ordres. Il s'agit d'instantanés d'incertitude où plusieurs voies s'ouvrent à notre choix. Dans ces conditions, seulement la possibilité d'effectuer des aller—retour dans le temps permet de retrouver son chemin.

⁸⁷ Définition en paragraphe **I-A.3**.

B— l'existence d'une "hiérarchie" dans l'importance des mauvais ajustements (*misfits*) à traiter. On distingue :

— les *misfits* de premier ordre (plusieurs dizaines de kilomètres) entre segments de dorsale de taille importante (de l'ordre du millier de kilomètres), en l'occurrence entre les parties septentrionales (**A**, figure **IV-2**) et méridionale (**A'**) du système de l'Atlantique Nord et l'océan Arctique. Ces *misfits*, de par leur importance et leur large répartition, ne peuvent pas être considérés comme liés à un problème d'identification et/ou de positionnement des données (anomalies magnétiques, *etc...*) utilisées. Leur existence doit impliquer la présence de discontinuités ou de frontières secondaires ayant joué un rôle à certaines époques. Dans le cas qui nous occupe, il y a un *misfit* de premier ordre qui est associé à l'existence de la discontinuité au niveau de la ride Faeroe-Islande-Groenland (nommé FIG sur la figure **IV-2**).

— les *misfits* de second ordre sont d'amplitude inférieure, tant par l'ampleur du *misfit* que par l'étendue de la région concernée et se situent à l'intérieur des segments de premier ordre : si les segments majeurs embrassent plusieurs bassins, ceux-ci se limitent à un bassin (bassin Eurasien) (**B**, figure **IV-2**) ou deux (mer de Norvège-Groenland et segment océanique Kolbeinsey—Aegir) (**B'**). L'ampleur du décalage, bien qu'affectant tout le sous-segment dépasse rarement la vingtaine de kilomètres. Il n'est donc pas toujours aisé de choisir entre introduire des mouvements différentiels dans le modèle pour agencer au mieux chaque sous-segment, ou répartir le *misfit* le long de l'ensemble, surtout lorsque des *misfits* d'ordre inférieur, s'additionnent à ceux-ci.

— les *misfits* de troisième ordre se localisent sur des sous-segments à l'intérieur de ceux de premier ou second ordre. La longueur de ces segments est de l'ordre de grandeur de plusieurs dizaines voire parfois une centaine de kilomètres, et le *misfit* peut être de quelques dizaines de kilomètres. Ces *misfits*, bien que pouvant atteindre des amplitudes supérieures à celles des *misfits* de second ordre, ont donc une distribution géographique beaucoup plus restreinte. Deux exemples de ce type sont : d'une part, le mauvais ajustement des anomalies magnétiques entre l'Europe et l'Amérique du Nord entre King's Trough et la prolongation (imaginaire ?) de l'axe d'accrétion fossile du golfe de Gascogne vers l'océan (**C**, figure **IV-2**) ; d'autre part, le mauvais ajustement entre les zones de fracture Pico et Gloria quand cette dernière est "attachée" à la plaque ibérique (en pointillé, **C'**, figure **IV-2**).

— les *misfits* de quatrième ordre correspondent au "bruit" (voir la discussion sur ce sujet dans le paragraphe **I-F.3**). J'inclus ici les problèmes d'ajustement kilométrique

(pouvant atteindre très exceptionnellement la vingtaine de kilomètres), très localisés, qui peuvent très souvent être expliqués par un problème de “qualité” des données.

Les *misfits* du premier au troisième ordre apparaissent systématiquement aux mêmes endroits pendant une certaine période de temps. Ceux du quatrième ordre ont une apparition plus aléatoire ce qui étaye l'idée qu'ils n'ont pas de vraie signification géologique.

Il est évident qu'en subdivisant les linéaments magnétiques en “segments” mineurs on peut aller toujours plus loin dans la recherche du meilleur ajustement. Mais cette démarche perdra complètement du sens au-delà d'un certain seuil : on a vu pour la plaque Ibérie que pour des segments trop petits la définition d'une rotation satisfaisante devenait critique. Une autre limitation d'ordre géologique doit être respectée : les coupures introduites doivent avoir un sens géologique. Avant de se lancer dans une quête du meilleur *fit* avec un calcul statistique des erreurs (ellipse de confiance, *etc...*), il vaut mieux établir un canevas cohérent des pièces qui vont composer notre puzzle. Le raffinement des paramètres de rotation ne devra se faire qu'*a posteriori*, en respectant un système préétabli cohérent avec les données géologiques.

C — Les reconstitutions repères

La plupart des études sur l'évolution cinématique tertiaire de l'Atlantique Nord présentent des reconstitutions à l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien), C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C21 (~47 Ma, Lutétien) ; ces anomalies sont ainsi des repères permettant de comparer la manière de procéder des uns et des autres.

Comme on le verra au long de ce chapitre, les problèmes majeurs pour agencer un *fit* vont toujours être associés à la ride Faeroe-Islande-Groenland. Cette ride se situe dans un océan qui n'existe que depuis l'anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène). Au cours de ce chapitre je vais montrer que c'est principalement pendant la période C20—C13 (~43 Ma, Lutétien ; à ~33 Ma, base de l'Oligocène) qu'ont lieu la plupart des mouvements différentiels. Ceci veut dire qu'une reconstitution à l'anomalie C21 peut servir de cadre de référence pour la période C24—C20.

L'anomalie C13 a un statut ambigu. Pour Rowley et Lottes [1988] ou Kress [1990], l'Atlantique Nord présente la même configuration cinématique à cette époque qu'à l'anomalie C21. Pour d'autres [Lawver *et al.*, 1990 ; Srivastava *et al.*, 1990b], et

pour moi-même, la situation a changé sans être, pour autant, identique à celle de l'anomalie C6.

L'anomalie C6 marque le moment à partir duquel tous les auteurs s'accordent à considérer que l'évolution de l'Atlantique Nord est commandée par l'organisation des plaques actuelles.

Ces trois anomalies vont être, dans mon modèle, les clés qui vont permettre de traiter le problème posé par la reconstitution de l'Atlantique Nord.

D — Une revue de la manière dont les modèles cinématiques précédents ont traité l'Atlantique Nord : l'exemple de l'anomalie C21

1 — Le modèle de Rowley et Lottes [1988]

La figure **IV-3** montre la reconstitution de l'Atlantique Nord à l'anomalie C21 d'après les paramètres de Rowley et Lottes [1988]. Elle considère dans l'Atlantique Nord quatre plaques principales qui ne présentent aucune subdivision (Amérique du Nord, Groenland, Eurasie et Ibérie). Ces auteurs estiment que les données magnétiques de la mer du Labrador ont été mal interprétées, ce qui justifierait le mauvais agencement existant. Cependant, dans l'Atlantique le résultat n'est guère mieux : dans la mer de Norvège-Groenland, et particulièrement au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland, la reconstitution présente des écarts importants entre les anomalies magnétiques homologues.

Il n'est pas possible, pour cette époque d'obtenir un bon ajustement avec un système de quatre plaques *rigides*.

2 — Le modèle de Kress [1990]

Face à l'impossibilité d'agencer correctement les données océaniques de l'Atlantique Nord avec une seule rotation, Kress considère l'existence d'une discontinuité au niveau de la ride Faeroe-Islande-Groenland (FIG). Elle traduit cette discontinuité par l'existence de frontières de "second ordre" au sein de certaines plaques majeures : à l'intérieur de l'Eurasie (le long de la mer du Nord et du linéament Tornquist-Teisseyre) (figure **IV-4**), ou entre la ride de Lomonossov et le bassin

Amérasien (solidaire de l'Amérique du Nord) (figure **IV-5**). Dans les deux cas, elle envisage l'existence de mouvements différentiels post-anomalie C21 entre la moitié nord et sud du Groenland.

L'existence du volcanisme thuléen, s'étalant de l'île de Baffin jusqu'aux îles Britanniques, en passant par le Groenland (figure **III-1**), pourrait être un indice de l'existence de mouvements différentiels le long d'une frontière de "second ordre" intra-groenlandaise. Néanmoins, ce volcanisme se met en place entre le Paléocène et l'Éocène inférieur (donc, pré-anomalie C23) (figure **III-5**) et non entre l'Éocène moyen et l'Oligocène inférieur comme il aurait été nécessaire pour justifier l'hypothèse de Kress.

À l'intérieur de l'Europe, la discontinuité Faeroe-Islande-Groenland devrait se manifester, selon son modèle, par des phénomènes distensifs post-anomalie C21 le long du linéament Tornquist-Teisseyre. L'ampleur de ces mouvements devrait augmenter progressivement vers le Sud. Cependant, les données bibliographiques (figure **III-14**) suggèrent que le linéament Tornquist-Teisseyre ne serait pas actif post-anomalie C24.

Pour ce qui concerne le mouvement entre la ride de Lomonossov et l'Amérique du Nord, les données existantes sur l'ensemble du bassin Amérasien ne permettent pas de trancher ces hypothèses (voir chapitre **V-A.1**).

Il est clair que la discontinuité existant au niveau de la ride Faeroe-Islande-Groenland doit s'exprimer autrement que par ces deux frontières de "second ordre" intracontinentales ici représentées.

3 — Le modèle de Srivastava

La figure **IV-6** compile des paramètres, pour l'anomalie C21, issus de différentes publications du groupe de Srivastava [Srivastava et Tapscott, 1986 ; Srivastava *et al.*, 1990b ; Roest et Srivastava, 1991 ; Srivastava et Roest, 1996]. À l'instar de Kress, ces auteurs subdivisent les plaques principales. Cependant, pour eux il ne s'agit pas de frontières secondaires intracontinentales mais de plaques différenciées dans la partie océanique de la plaque eurasiatique : Rockall (**A**, figure **IV-6**), Porcupine (**B**), King's Trough (**C**).

Cette reconstitution suppose l'existence de phénomènes de compression légère sur les frontières de ces nouvelles plaques avec l'Eurasie. Les données géologiques (figures **III-9**, **III-10**, **III-11**, **III-14**, **III-17**, **III-18** et **III-20**) indiquent l'existence d'une déformation compressive légère post-anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien) qui

affecte la plupart de la marge continentale de l'Europe, certaines régions océaniques et plusieurs bassins sédimentaires en Europe de l'Ouest.

Comme on le verra par la suite, les reconstitutions que je propose ressemblent à celle-ci. Mes “frontières” entre blocs de la région au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland —bien qu’ayant une signification différente— sont à peu près aux mêmes endroits que Srivastava et ses collaborateurs. Cependant, à la différence d’eux, je ne modélise pas des nouvelles plaques *stricto sensu*, mais des phénomènes de déformation à l'intérieur des grandes plaques⁸⁸. Mes reconstitutions vont prendre en compte, de plus, une certaine déformation intraplaque au nord de la ride Faeroe-Islande-Groenland et certaines structures océaniques (particulièrement pour la plaque ibérique) que ces auteurs n'utilisent pas. Ceci va me conduire à proposer un modèle d'évolution différent de celui du groupe de Srivastava.

E — Quelques indications sur la manière de lire les figures cinématiques qui vont être présentées

1 — La signification des traits employés sur les figures cinématiques

Je vais utiliser dans mes reconstitutions un certain nombre de traits. Certains correspondent à des éléments structuraux dans l'océan ou sur le continent, d'autres sont des tracés arbitraires qui vont représenter des frontières secondaires ou refléter une certaine déformation intraplaque.

a — Les zones de fracture et autres structures océaniques

Tant qu'il y a de l'océan formé, une reconstitution cinématique est contrôlée fondamentalement par l'agencement des anomalies magnétiques identifiées et des zones de fractures homologues. D'autres traits structuraux ou volcaniques visibles sur deux plaques homologues sont aussi utilisés. Sur la figure **IV-7** sont représentées en couleur rouge les structures océaniques dont je me suis servi (les isobathes qui ont été utilisées pour contraindre les reconstitutions sont montrées en vert) :

- la ride de Lomonossov ;
- la marge continentale de Barents—Kara ;

⁸⁸ Ceci va être expliqué plus loin.

- (**bEu**) il s’agit de quelques reliefs dans le bassin Eurasien dont l’homologie suggère la liaison avec des structures de type zone de fracture. Les contours ont été numérisés à partir de la carte bathymétrique de Jakobson *et al.* [2000] ;
- les plateaux volcaniques homologues Morris Jesup (**pMJ**) et Yermak (**pYk**) ;
- (**spb**) deux zones de fracture : Spitsbergen (au Nord) et Molloy (au Sud) ;
- (**hnd**) la zone de fracture Hornsund ;
- les zones de fracture homologues Greenland (**gre**) et Senja (**snj**) ;
- (**jmy**) les zones de fracture Jan Mayen Ouest (au Nord) et la double zone de fracture Jan Mayen Est (au sud-est de la première) ;
- les escarpements de Vøring (**eVØ**) et de Faeroe-Shetland (**eFS**) ;
- (**Nvg**) la marge de Norvège. Ces traits ne sont pas des isobathes mais des traits structuraux ; j’ai choisi de les représenter en vert pour bien les différencier des escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland ;
- le banc des îles Faeroe (**Fae**) et le plateau de Rockall ;
- le groupe de zones de fracture Bight⁸⁹ ;
- le bassin Melville (**mlv**) dans la baie de Baffin, et les bassins Saglek (**sgk**) et Hopedale (**hpd**) dans la mer du Labrador ;
- les zones de fracture Julianhaab (**jhb**) et Cartwright (**cwt**) dans la mer du Labrador ;
- la double zone de fracture Charlie Gibbs, puis une autre zone de fracture légèrement au sud de celle-ci ;
- les rides volcaniques Thulé-Occidentale (**ThW**) et Thulé-Orientale (**ThE**) au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs ;
- les zones de fracture homologues Mortadelo (du côté américain) et Filemón (du côté ibérique) ;
- King’s Trough ;
- les zones de fracture homologues Pico (à l’ouest de la dorsale) et Gloria (à l’Est) ;
- dans l’Atlantique Central, les zone de fracture Tydeman, Oceanographer, Hayes, Atlantis, Kane et la zone de fracture “15°20N”.

La ride de Lomonossov, la marge de Barents—Kara, les plateaux volcaniques Morris Jesup (**pMJ**) et Yermak (**pYk**), et les isobathes dans la baie de Baffin et au nord-est du Groenland sont définies à partir des données bathymétriques de Perry *et al.* [1990]. Les structures du bassin Melville (**mlv**) sont tirées du travail de Whittaker *et al.*

⁸⁹ En réalité, le toponyme “zone de fracture Bight” *stricto sensu* correspond à la plus méridionale de ces fractures.

[1997]. Le contour d'ensemble des bassins Saglek (**sgk**) et Hopedale (**hpd**) correspond à l'isopaque de 5 km d'épaisseur sédimentaire défini par Tucholke et Fry [1985]. Les structures de la mer de Barents et la zone de fracture Hornsund (**hnd**) sont tirées du travail de Gabrielsen *et al.* [1990]. La marge de Norvège (**Nvg**) et les escarpements de Vøring (**eVø**) et de Faeroe-Shetland (**eFS**) sont numérisés à partir des travaux de Blystad *et al.* [1995] et Grunnaleite et Gabrielsen [1995]. Les autres structures montrées sur cette figure sont tirées de l'interprétation des données altimétriques de Sandwell et Smith [1997].

b — Les frontières de plaques

Dans certains cas, des traits schématisant des frontières de plaques ont été aussi représentés (en rouge dans la figure **IV-8**) :

— [**A**] la frontière entre l'Amérique du Nord et l'Eurasie du côté sibérien. Elle passe par la mer de Laptev et les monts Tcherski jusqu'à la presqu'île de Kamtchatka, après quoi elle forme un point triple avec la fosse de subduction d'Alaska- Aléoutiennes et celle de Kouriles—Kamtchatka [Savostin et Karasik, 1981 ; Savostin *et al.*, 1983 ; Fujita *et al.*, 1990] ;

— [**B**] la frontière septentrionale de la plaque ibérique. Comme l'on verra dans le chapitre suivant, le tracé de certains segments de cette frontière est incertain. Elle est représentée passant par King's Trough (**B1**), la ride Açores-Biscaye (**B2**), les monts Charcot (**B3**), la fosse marginale nord-espagnole (**B4**) et les Pyrénées (**B5**) ;

— La frontière de la plaque Apulie a été schématisé par le trait [**C**] ;

— La zone de fracture Gloria [**D**] marque une partie de la frontière entre l'Ibérie et l'Afrique à l'est du plateau des Açores.

c — Des traits arbitraires pour exprimer la déformation intraplaque

Un certain nombre de traits arbitraires vont me permettre de représenter les mouvements différentiels introduits au sein des plaques majeures pour atteindre un bon agencement des données.

Ces lignes simples servant de discontinuités sont, sur le continent et les plateaux continentaux (en vert, figure **IV-8**) :

- (a) un trait droit E-W qui sépare le Groenland en deux moitiés ;
- (b) une ligne droite qui va de la mer du Nord à la mer Noire (symbolisant le linéament Tornquist-Teisseyre). Ces traits (a et b) sont inspirés du travail de Kress [1990] ;
- (c) un contour qui rejoint la mer du Nord à la frontière alpine suivant le système de bassins néogènes de la Ruhr et du Rhin et qui rejoint le linéament Tornquist-Teisseyre au Nord ;

et dans les zones de transition avec l’océan :

- (d) une ligne qui épouse le bord de la plate-forme de Barents depuis la Terre de François-Joseph au Nord, jusqu’à la zone de fracture Senja au Sud ;
- (e) une autre qui connecte les escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland par la zone de fracture Jan Mayen ;
- (f) une droite qui représente la ride Wyville-Thomson ;
- (g) le segment de la zone de fracture Charlie Gibbs au sud du plateau de Rockall ;
- (h) un trait irrégulier et simplifié qui va de la zone de fracture Charlie Gibbs, passant par la limite continent—océan dans la marge septentrionale du golfe de Gascogne (tiré du travail de Thinon [1999]) qui va rejoindre la frontière septentrionale de la plaque ibérique (trait [B]). Ces deux traits (g et h) définissent une surface océanique qui correspond *grosso modo* à la plaque Porcupine définie par Srivastava et Tapscott [1986] ;
- (i) deux traits qui suivent des directions magnétiques dans la plate-forme continentale nord-est du Groenland et qui la délimitent par rapport au Groenland.

Cette représentation va rappeler au lecteur les notions de frontière de plaque, qu’elle soit principale ou de “second ordre”. Cependant, il ne s’agit *a priori* que d’une façon d’évoquer des mouvements différentiels (et, par conséquent, des phénomènes de déformation) qui peuvent avoir lieu tant sur les frontières entre plaques qu’à l’intérieur de plaques. Ce graphisme n’est que le fruit de la nécessité de donner une idée de l’ampleur des mouvements envisagés.

D’un côté, ces traits n’impliquent pas *a priori* mon adhésion au découpage des plaques majeures, que ce soit par le biais des frontières de “second ordre” ou de l’existence d’une série de nouvelles plaques. Il ne s’agit pas de réfléchir, au préalable, en termes des limites nettes délimitant de nouvelles plaques ou frontières. Bien que

représentés de manière semblable, je ne considère ces traits comme d’authentiques limites de plaques que dans les cas où ils délimitent des “morceaux” de lithosphère dont les mouvements par rapport aux “morceaux” environnants sont de l’ordre de plusieurs dizaines à une centaine de kilomètres. Les mouvements de l’ordre de la dizaine de kilomètres sont, dans ce travail, compris comme dus à des phénomènes de déformation intraplaque.

D’un autre côté, il n’y a pas de présupposé sur la question de savoir si la déformation liée à ces mouvements est concentrée exactement sur les limites dessinées ou si elle est répartie sur des régions plus larges. La déformation peut être confinée sur ces contours mais aussi se situer de manière “semi-diffuse”⁹⁰, suivant des zones de faiblesse comme des bassins sédimentaires ou des régions de changement rhéologique (comme les marges continentales, plus particulièrement les zones de transition du continent à l’océan) dont la distribution peut être assez hétérogène.

Un exemple de ceci se trouve entre l’Ibérie et l’Europe (figure **IV-9**). Il y existe une frontière de plaque qui va de la ride Açores-Biscaye aux Pyrénées, et une “pseudo frontière” entre le domaine océanique du golfe de Gascogne et la plate-forme armoricaine qui représente la déformation intraplaque qu’a subie la plaque européenne entre le stade cinématique représenté et l’actuel. Cette déformation ne se concentre pas exclusivement à la limite du continent et de l’océan comme il est suggéré par les traits employés, mais de manière plus diffuse sur le domaine océanique et aussi sur des bassins sédimentaires continentaux (voir chapitre **III-C.5.a**) jusqu’à une ligne qui correspond approximativement (pour les périodes post-anomalie C21) avec celle qui relie la mer du Nord au front alpin, en passant par les grabens de la Ruhr et du Rhin.

Considérant la signification que j’attribue à ces espaces dessinés, choisir de les placer du côté de la marge, à l’intérieur de l’Europe ou un peu sur les deux bords, n’a pas d’importance majeure sinon le fait que l’organisation choisie va altérer légèrement l’amplitude et surtout le sens des mouvements dans les Pyrénées. Ainsi, en fonction de la position des hiatus, placés vers la marge ou sur les “rifts néogènes”, on aura tendance à imposer des mouvements avec un décrochement senestre ou dextre dans les Pyrénées.

⁹⁰ Par ce terme je fais référence à une déformation qui se concentre sur des zones non linéaires, plus ou moins larges, en général pas très bien délimitées bien que repérables, et pour laquelle on peut déterminer le type de déformation. Je préfère conserver le mot “diffuse” pour le cas extrême, où le système serait perturbé tant par de légères déformations non identifiables, que par le “bruit de fond” conséquence de l’erreur inhérente aux données.

Enfin, je voudrais souligner l'importance, pour une étude de cette sorte, que la précision des données peut avoir (où plutôt le manque de précision). À la question de la justesse des événements tectoniques pris en compte et de l'exactitude dans l'identification et le positionnement des anomalies magnétiques et des zones de fracture, il faut ajouter l'ambiguïté introduite par la prise en compte de mouvements différentiels au sein des plaques. Ces mouvements sont souvent exprimés, dans les reconstitutions cinématiques, par l'assemblage de subdivisions d'océan. Ces parties sont composées par des segments mineurs d'anomalies magnétiques et un nombre très limité de zones de fracture (parfois aucune) ce qui laisse une fourchette assez large de paramètres de rotation possibles. Si ceci n'a pas beaucoup d'incidence sur la frontière d'accrétion agencée, cela peut se révéler critique au fur et à mesure qu'on s'éloigne de cette bordure (voir figures **I-8** et **I-22**).

d — Les plaques cinématiques et autres subdivisions retenues dans ce modèle

Une plaque n'est pas absolument rigide dans la mesure où elle présente une déformation interne que j'ai représentée par l'existence de sous-ensembles dans certaines plaques. La figure **IV-10** montre les divisions prises en compte dans mes reconstitutions, différenciées par couleurs. Du point de vue du traitement cinématique, ces différents ensembles sont traités comme des plaques rigides individualisées. Ainsi :

- la plaque Amérique du Nord présente deux divisions : la ride de Lomonossov (**AMN-l**), et le reste de l'Amérique du Nord (**AMN-a**) ;
- la plaque Groenland (**GRO-g**) présente un domaine où je propose l'existence de mouvements différentiels de faible amplitude. Ce domaine inclut une partie de la marge nord-est du Groenland et l'océan adjacent entre les zones de fracture Jan Mayen Ouest et Greenland. J'appelle ce domaine Vesteris (**GRO-v**) ;
- Jan Mayen (**JMY**) est traité *de facto* comme une plaque à part ;
- l'Eurasie (**EUR-e**) est considérée comme une seule plaque, mais je postule l'existence d'un domaine qui a un comportement cinématique légèrement différent, ce que suggère l'existence de déformations intraplaques. Il s'agit de la région océanique limitée à l'Ouest par la dorsale océanique, au Nord par la ride Faeroe-Islande-

Groenland, à l'Est par la marge européenne et au Sud par la frontière septentrionale de la plaque ibérique. Je l'appelle domaine Rockall-Porcupine (**EUR-rp**) ; — l'Ibérie (**IBE**), l'Apulie (**APU**) et l'Afrique (**AFR**) sont considérées comme des plaques entièrement rigides.

Ceci fait que, pour certaines plaques, les données océaniques servant à reproduire un agencement se trouvent sur des subdivisions différentes de la plaque "principale". Ainsi, les données océaniques groenlandaises en mer du Labrador et celles du bassin Reykjanes (au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland) sont rattachées à la partie principale de la plaque Groenland (**GRO-g**), tandis que les données de la mer de Norvège-Groenland le sont au domaine Vesteris (**GRO-v**). Dans le cas de l'Eurasie, les données océaniques au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland sont envisagées comme appartenant au domaine Rockall-Porcupine (**EUR-rp**). Cela doit être pris en compte au moment de choisir un référentiel : mon modèle final va présenter une série de reconstitutions cinématiques dont le référentiel fixe est le domaine Rockall-Porcupine, c'est-à-dire, la partie océanique de l'Eurasie. La partie continentale de l'Eurasie ne sera pas *vraiment* fixe.

2 — Le problème de l'intégration dans le modèle cinématique des phénomènes compressifs dans la marge de Norvège et la marge ouest de Barents

Les données géologiques (chapitre **III-C**) montrent que des phénomènes compressifs légers ont lieu dans la marge norvégienne (voir tableau **III-11**) et la marge ouest de la plate-forme de Barents (tableau **III-10**) post-anomalie C21 (~47 Ma). De plus, à l'est du Groenland, des déformations compressives mineures ont été relevées dans la région de Traill Ø (en face du bloc Jan Mayen) vers l'anomalie C13 (~33 Ma) et C5 (~10 Ma) (figures **III-3** et **III-12**). Les coupes sismiques publiées suggèrent que la déformation faible de cette bordure septentrionale est d'une amplitude similaire à celle de la marge au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland (par exemple dans le bassin Rockall), mais ici on ne trouve pas un réseau de bassins déformés à l'intérieur du continent (figure **III-19**). La déformation totale est donc moins importante.

La disposition des anomalies magnétiques océaniques, pour les anomalies C24—C20, est telle (voir après la discussion du cas de l'anomalie C21) que, en prenant en compte cette déformation, un bon ajustement de la partie océanique au nord de la

ride Faeroe-Islande-Groenland va augmenter le hiatus, déjà trop important, au sud de l'Islande (voir, plus loin, le cas de l'anomalie C21).

Il est toujours possible d'envisager que des déformations faibles très localisées, comme c'est le cas de la marge entre l'archipel de Svalbard et la Norvège (ou celui des rifts néogènes intra-européens), ne soient pas visibles dans des reconstitutions cinématiques dont la marge d'erreur est d'ordre comparable ou supérieur aux déformations concernées.

Sachant ceci j'ai choisi ne pas prendre en compte cette déformation septentrionale dans les reconstitutions pour ne pas augmenter un hiatus au Sud qui est déjà très difficilement admissible.

3 — Le bloc Jan Mayen

Peu de travaux généraux [Phillips et Tapscott, 1981 ; Rowley et Lottes, 1988] [[Lawver *et al.*, 1990] prennent en compte les mouvements du bloc Jan Mayen. L'étude de ce microcontinent a été entreprise surtout dans des études régionales sur la mer de Norvège-Groenland [Unterneh, 1982 ; Nunns, 1983b].

Il est admis que le bloc Jan Mayen se détache du Groenland au cours de la formation de la mer de Norvège-Groenland, et qu'il se déplace de manière indépendante avant de devenir solidaire de l'Europe au moment où la ride Aegir devient fossile (entre les anomalies C7 et C6c, fin de l'Oligocène) (voir chapitre **III-C.3.b**). Cependant, Nunns [1980] et Unterneh [1982] ne sont pas d'accord sur la période pendant laquelle cette microplaque va être indépendante. Le premier considère la période entre les anomalies magnétiques C20—C7 (~43 Ma à ~25 Ma, Lutétien à fin de l'Oligocène), le second, la période C13—C7 (~33 Ma à ~25 Ma, base de l'Oligocène à fin de l'Oligocène).

Les données à ma disposition ne permettent pas une approche fine du problème. La situation relative de ce bloc avant l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien) sera établie à partir d'une contrainte principale : les zones de fracture Jan Mayen interprétées d'après les données altimétriques (figure **IV-7**). Si cette contrainte contrôle la position en latitude du bloc Jan Mayen, la position en longitude entre les anomalies C24 (~53 Ma, Yprésien) et C20 (~43 Ma, Lutétien) est contrôlée par une série d'anomalies magnétiques appartenant à l'axe fossile Aegir, d'identification discutable, et par la marge orientale du Groenland.

4 — La signification des zones de fracture Cartwright et Julianhaab (mer du Labrador) entre C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène)

Roest et Srivastava [1989a] présentent un important réseau de zones de fracture dans la mer du Labrador (figure **I-18**). Cependant, à partir des données altimétriques et magnétiques, seules la zone de fracture Cartwright et, de manière moins précise, son homologue, la zone de fracture Julianhaab (figure **IV-11**), peuvent être clairement identifiées.

Ces deux fractures peuvent être bien alignées pour les reconstitutions aux anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien) (voir plus loin, l'analyse cinématique du modèle). Par contre, forcer leur alignement à l'anomalie C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) (figure **IV-12**) produit un moins bon ajustement des anomalies magnétiques dans la mer du Labrador et, plus important encore, perturbe l'évolution cinématique de la région. Cela implique aussi de situer le Groenland plus au Sud ce qui a pour conséquence d'augmenter sensiblement le déplacement, entre les anomalies C25 et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), entre le Groenland et l'Europe, et aussi le déplacement —déjà remarquable— entre l'Amérique et le Groenland dans la mer du Labrador.

Ces raisons m'ont amené à choisir de ne pas superposer, à cette période, les deux zones de fracture. Le travail de Roest et Srivastava [1989a] va dans ce même sens : ils présentent une reconstitution à l'anomalie C25 avec ces deux zones de fracture décalées, de manière semblable à la reconstitution qui va être présentée ici après (voir **IV-E.8**).

5 — Le calage cinématique de l'Ibérie

Bien que la plaque ibérique présente un court segment de frontière d'accrétion, elle présente quelques structures qui peuvent contraindre sa position par rapport aux plaques environnantes. Il s'agit de ses frontières de plaque (King's Trough au Nord, le

système Açores—Gibraltar au Sud), et des deux structures linéaires homologues que j'ai interprétées comme étant deux zones de fracture homologues.

a — Les contraintes cinématiques apportées par King's Trough

La frontière septentrionale, entre l'Ibérie et l'Europe, va de King's Trough aux Pyrénées (**B1** à **B5** dans la figure **IV-8**). Une partie du tracé est controversée (**B2** et **B3**), mais il n'y a pas de doutes sur les deux extrémités de cette ligne de démarcation.

King's Trough apporte un certain nombre de contraintes :

- l'âge de cessation de l'activité tectonique distensive et par conséquent l'âge où l'Ibérie devient solidaire de l'Europe ;
- la quantité totale de distension subie est suggérée par la largeur de la structure ;
- la diminution sensible entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien) de la largeur de la structure (figure **IV-11**) suggère que la plupart de celle-ci s'est formée avant l'anomalie C13 mais que les phénomènes distensifs ont continué postérieurement.

b — Les zones de fracture Mortadelo et Filemón

Sur le plancher océanique de la plaque Ibérie, juste au sud de King's Trough (vers 42° N), il y a une entaille E-W qui affecte la croûte d'un âge compris entre les anomalies C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) et C20 (~43 Ma, Lutétien) (figure **IV-11**). Bien que moins visible, une structure similaire peut être reconnue de côté américain vers 44° N, à l'est des monts Milne, pour les mêmes âges (figure **IV-11**).

J'ai interprété ces structures comme des zones de fracture homologues que j'ai nommées provisoirement zone de fracture Mortadelo (celle qui est sur la plaque américaine) et zone de fracture Filemón⁹¹ (celle qui est sur la plaque Ibérie). Elles vont être des contraintes importantes dans mes reconstitutions.

⁹¹ Mortadelo et Filemón sont les deux acteurs principaux d'une série de bande dessinée, créée par F. Ibáñez, qui a bercé l'enfance de plusieurs générations d'espagnols.

c — La frontière méridionale : le système Açores—Gibraltar

Le système Açores—Gibraltar correspond à la frontière actuelle entre l'Europe et l'Afrique (figure **IV-11**). Il est distensif à l'Ouest, dans les Açores, et compressif à l'Est à partir de la ride Tore-Madère. Entre les deux s'étend la faille transformante Gloria. Dans le prolongement de la marge méridionale des Grands Bancs de Terre-Neuve, la zone de fracture Pico correspond à la trace fossile de la frontière entre l'Ibérie et l'Afrique sur la plaque Amérique du Nord : c'est l'homologue de la fracture Gloria. De par sa condition de frontière de plaques, la zone de fracture Gloria ainsi que la zone de fracture Sud-Açores apparaissent deux fois dans nos reconstitutions, l'une comme faisant partie de l'Afrique, l'autre comme appartenant à la plaque Ibérie (figure **IV-13**).

À l'instar d'Olivet [1996, p. 146], nous estimons que la zone de fracture Gloria constitue avec son homologue Pico un marqueur fondamental des reconstructions entre l'Amérique, l'Afrique et l'Ibérie⁹².

Nous avons vu que la zone de fracture Gloria et son homologue Pico sont de bons marqueurs cinématiques entre la plaque Amérique du Nord et la plaque Afrique (figure **I-26**). Quand on produit dans le temps des ajustements entre l'Afrique et l'Amérique du Nord, on observe (figure **IV-13**) qu'entre l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) et l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), l'alignement formé par les zones de fracture Sud-Açores et Gloria s'agence bien avec la zone de fracture Pico du côté américain. Cependant, à partir de l'anomalie C13 et jusqu'à l'actuel, l'alignement Sud-Açores—Gloria se décale progressivement vers le Sud par rapport à la zone de fracture Pico. Ceci coïncide avec la formation du plateau des Açores sur cette frontière.

Par contre, si l'on considère l'alignement Sud-Açores—Gloria comme la limite de la plaque Ibérie (figure **IV-13**), celui-ci ne s'ajuste pas correctement avec la zone de fracture Pico ; bien au contraire, ces traits se superposent aux mêmes traits pris comme limites de la plaque africaine. Si l'on examine les segments d'accrétion déterminés par les anomalies magnétiques des deux côtés de la dorsale, on s'aperçoit que, dès l'anomalie C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) et jusqu'à l'actuel (surtout à partir de

⁹² Comme pour King's Trough, cette frontière n'est pas, aux yeux de Srivastava, un marqueur cinématique utile : "*The Azores-Gibraltar Fracture Zone (including the Gloria Fault (...); Laughton et al., 1972(c); Laughton and Whitmarsh, 1974; Searle, 1979) which lies south of Iberia (...) is the present plate boundary between Eurasia-Iberia and Africa (e.g. Argus et al., 1989). (...) This more recent activity along this fracture zone makes it difficult to use it as a constraint for a plate kinematic solution for Iberia, although some authors have used it [Olivet et al., 1984].*" [p. 232, Srivastava et al., 1990b].

l'anomalie C13), les segments d'anomalies ibériques, entre la zone de fracture Filemón et la zone de fracture Sud-Açores—Gloria, sont plus longs que ceux des anomalies américains (entre les zones de fracture Mortadelo et Pico) (figure **IV-14**).

Ceci ne peut se comprendre que de deux manières :

- soit l'Ibérie est systématiquement placée trop au Sud par rapport à l'Amérique du Nord, ce qui implique que les structures interprétées comme étant les zones de fracture Mortadelo et Filemón ne sont pas des fractures homologues (figure **IV-15**) ;
- soit il existe des phénomènes de distension sur la frontière de plaques aux alentours du plateau des Açores et/ou à l'intérieur de la plaque ibérique depuis l'anomalie C24 (~53 Ma, début de l'Éocène).

Une plaque Ibérie plus au Nord (avec une position européenne inchangée, contrainte par les zones de fracture) a des implications inadmissibles pour les Pyrénées (figure **IV-15**) : on se trouverait —par la superposition entre l'Ibérie et l'Europe— dans un contexte fortement distensif dès l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien) au moment où a lieu la phase de compression. De même, l'espace à comprimer dans le domaine d'Alborán serait proportionnellement agrandi.

La deuxième solution est par contre étayée par les études publiées sur la frontière ibéro-africaine à proximité du plateau des Açores. Celle-ci présente un axe d'accrétion orienté NW-SE [Krause et Watkins, 1970 ; Olivet, 1978 ; Searle, 1980 ; Olivet *et al.*, 1981 ; Archambault, 1984]. Les données altimétriques montrent quelques linéations avec la même orientation NW-SE entre le point triple et le fossé de King's Trough (figure **I-6**). De plus, les travaux sur la cinématique de cette région (voir, parmi d'autres, Srivastava *et al.* [1990b], Roest et Srivastava [1991], Olivet [1996], Campan [1995]) proposent des paramètres de rotation qui impliquent des mouvements distensifs et/ou transtensifs tant sur King's Trough que dans la région des Açores et de la faille Gloria, dont l'apogée aurait eu lieu pré-anomalie C6 (avant ~20 Ma, Miocène inférieur) (voir notamment la figure 5-26, page 278 de Campan [1995]). Ainsi, les calculs de Campan [1995] montrent que le mouvement global entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Miocène inférieur) est caractérisé par de l'extension, autant sur le plateau des Açores qu'au voisinage de la faille Gloria, pour devenir transtensif à l'est de 20°W. À partir de l'anomalie C6, le mouvement devient transtensif au voisinage du plateau des Açores, décrochant le long de la faille Gloria, et évolue en transpression à l'ouest de 20°W. On peut conclure, à partir de son étude, que l'extension subie par cette frontière depuis l'anomalie C13 (~33 Ma, base de

l'Oligocène) augmente vers l'Ouest, atteignant sur le plateau des Açores un maximum de l'ordre de la centaine de kilomètres.

6 — Concernant la position relative de l'Afrique

Dans ce chapitre, le souci principal est d'analyser les solutions possibles au problème d'agencement dans l'Atlantique Nord. Cependant, l'Afrique ne peut pas être dissociée du système si l'on veut comprendre les phénomènes de déformation existant depuis le Crétacé supérieur dans la région d'étude, particulièrement ceux liés à la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie. En toute rigueur, il aurait fallu examiner aussi l'effet de la déformation intraplaque sur les reconstitutions du binôme Afrique—Amérique du Nord. Néanmoins, les données existantes sur l'Atlantique Central ne montrent pas l'existence claire de tels phénomènes [Collette et Roest, 1992 ; Roest *et al.*, 1992]. En conséquence, j'ai estimé en première approximation que ces plaques se comportent de manière absolument rigide. À partir de ce raccourci, j'ai examiné une série de paramètres publiés [Klitgord et Schouten, 1986 ; Srivastava *et al.*, 1990b ; Müller et Roest, 1992 ; Campan, 1995] et d'autres inédits [Sioni et Olivet, comm. pers.] et j'ai conservé (ou modifié) ceux qui, sur de critères visuels, me semblaient les meilleurs.

7 — Une remarque sur l'Apulie

Dans les différentes reconstitutions qui composent mon modèle, il a été représenté la plaque Apulie. Je n'ai pas traité en détail le problème cinématique que pose cette plaque. Le lecteur intéressé peut trouver un aperçu général dans le travail d'Olivet [1996], ou plus approfondi dans celui de Sioni [1996].

Néanmoins, j'ai inclus la plaque Apulie à titre indicatif pour compléter le panorama général des mouvements entre l'Afrique et l'Eurasie en relation avec les phénomènes alpins. J'ai donc supposé que la plaque Apulie a épousé le mouvement de l'Afrique jusqu'à l'anomalie C6⁹³. J'ai donc pris les paramètres de rotation de l'Apulie par rapport à l'Europe à l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur), et ceux de l'Apulie par rapport à l'Afrique à l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien)

⁹³ "Il est en effet admis que la plaque apulienne est approximativement un promontoire de l'Afrique" [p.167, Olivet, 1996].

proposés par Sioni [1996]. J'ai interpolé les stades intermédiaires compte tenu de l'échelle de temps employée et du fait que, comme l'on verra dans le prochain chapitre, une période de *quasi*-arrêt de la convergence a dû exister entre l'Afrique et l'Eurasie. Cependant, au moment de faire ces calculs, j'avais envisagé une période d'arrêt entre les anomalies C32 (~72,5 Ma, Campanien) et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) en accord avec Olivet *et al.* [1998]. Postérieurement, j'ai considéré que cette période s'étalait entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C24 (voir chapitre **V-B.1**). L'interpolation pour la plaque Apulie n'a pas été corrigée.

Il est cependant possible que, à l'instar de l'Ibérie (voir chapitre **V-B.3**), l'Apulie n'ait pas épousé *exactement* le mouvement de l'Afrique. D'après Guiraud [comm. pers.], l'Apulie et l'Afrique sont probablement dissociées dès le Permien supérieur et certainement depuis le Crétacé inférieur.

F — Analyse cinématique

1 — L'anomalie C5 (Miocène sup., ~10 Ma)

Comme pour la reconstitution à l'anomalie C6, il est possible reconstruire la disposition relative des plaques en examinant le mouvement relatif entre deux ensembles (une seule rotation) : d'une part, l'Amérique du Nord et le Groenland ; de l'autre, l'Eurasie avec l'Ibérie.

Deux questions sont toutefois à signaler :

— celle de l'agencement de la zone de fracture Jan Mayen Ouest (il y a un décalage de < 10 km) qui délimite, sur sa bordure septentrionale, le bloc Jan Mayen (figure **IV-16**, voir **a**). Ce problème d'ajustement est aussi présent à l'anomalie C6. L'ampleur de ce décalage est inférieur à la résolution de ce modèle cinématique.

— le tracé de la partie occidentale de la faille Gloria (partie couramment nommée "zone de fracture Sud-Açores") attaché à la plaque Ibérie présente une superposition avec le même tracé rattaché à l'Afrique (figure **IV-16**, voir **b**). Cette superposition reflète des conditions distensives dans ce segment de frontière de plaques entre ces deux plaques post-anomalie C5. Ce phénomène serait en liaison avec la formation du plateau des Açores.

2 — L'anomalie C6 (Miocène inférieur, ~20 Ma)

L'importance de ce stade est déterminée par :

- l'enregistrement des dernières traces dans l'océan (King's Trough) d'un mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe, plus au moins au moment de la mise en place du bombement du plateau des Açores [Archambault, 1984]⁹⁴ ;
- un changement majeur dans le mouvement entre l'Afrique et l'Europe [Sioni, 1996]. (Au Miocène inférieur se produit aussi la modification de la direction de convergence entre la plaque Apulie et l'Europe [Biju-Duval *et al.*, 1977]) ;
- l'apparition, envisagée par une série d'auteurs, de mouvements rapides pour un certain nombre de blocs, par exemple lors de la séparation par rapport à l'Europe du bloc corso-sarde⁹⁵ ou lors de l'écartement du bloc Jan Mayen par rapport au Groenland⁹⁶.

Les différentes possibilités

Deux idées ont été considérées jusqu'à présent :

(1) celle communément admise qui considère, d'un côté, le Groenland comme faisant partie de la plaque nord-américaine et, de l'autre, un ensemble formé par une Eurasie comprenant le bloc Jan Mayen et la plaque Ibérie désormais solidaires ;

(2) celle qui introduit des paramètres de rotation différents pour le bassin Eurasienn et pour le reste de l'Atlantique. Dans ce cas, les mouvements différentiels pourraient se traduire soit par l'existence d'une microplaque Svalbard indépendante de l'Eurasie [Kress, 1990], soit par des mouvements différentiels entre la ride de

⁹⁴ Sur la frontière entre l'Ibérie et l'Afrique, les reliefs laissés sur la plaque américaine indiquent que le premier épisode d'accrétion sur le point triple des Açores a eu lieu vers l'anomalie C6 [Archambault, 1984 ; Campan, 1991], c'est-à-dire, au moment où la fin du point triple de King's Trough a dû modifier le mouvement de la plaque ibérique par rapport à l'Afrique.

⁹⁵ Les marges du Bassin liguro-provençal subissent une extension pendant l'Oligocène [Biju-Duval *et al.*, 1978 ; Burrus, 1984 ; Réhault *et al.*, 1984b]. L'océanisation a lieu vers la fin de l'Oligocène [Bessis et Burrus, 1986] ou le début du Miocène [Montigny *et al.*, 1981 ; Réhault, 1981 ; Réhault *et al.*, 1984a]. Cet événement s'accompagne de la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde [Montigny *et al.*, 1981 ; Bentounsi, 1990 ; Gueguen, 1995] qui serait assez rapide, car elle se serait achevée vers la limite Langhien—Serravallien [Vigliotti et Langenheim, 1995].

⁹⁶ Ce écartement culmine juste avant (pré-) l'anomalie 6, moment où la dorsale Aegir devient fossile et toute l'accrétion océanique se produit à l'ouest du bloc Jan Mayen [Nunns, 1980 ; Unternehr, 1982].

Lomonossov et le bassin Amérasien supposés rattachés à l'Amérique du Nord (suivant l'hypothèse de Phillips et Tapscott [1981]⁹⁷), soit par les deux. Cependant, comme on l'a vu dans les chapitres **II-C.2** et **III-C.2**, les données géologiques ne semblent pas étayer l'hypothèse de Kress. Enfin, l'amplitude des déplacements invoqués (≤ 20 km) est comparable à l'imprécision des données. Je n'estime donc pas nécessaire d'introduire pour le moment une discontinuité entre le bassin Eurasien et l'Atlantique Nord à cette époque.

La **figure IV-17** montre un bon ajustement de l'ensemble avec une seule rotation au nord de la zone de fracture Pico—Gloria. Deux problèmes mineurs apparaissent :

— (A) le décalage (inférieur à 20 km) de la zone de fracture Jan Mayen comme pour l'anomalie C5 (**a**, figure **IV-17**) ;

— (B) il n'est pas possible de superposer simultanément l'ensemble de zones de fracture Bight Nord, Bight et l'ensemble Charlie Gibbs (**b**, figure **IV-17**). Arranger au mieux l'une implique un décalage sur l'autre qui peut approcher la quinzaine de kilomètres. Cette caractéristique est aussi présente à l'anomalie C13.

Il est possible que ces *misfits* soient le reflet de l'existence de faibles mouvements différentiels intraplaque post-anomalie C6 (post-Miocène inférieur). Ainsi, par exemple on peut imaginer une solution qui implique des mouvements distensifs post-oligocènes le long du système de rifts qui va de la mer du Nord à la Méditerranée. Géologiquement, cela est possible (voir chapitre **III-C.5.b** “*La déformation extensive dans l'avant-pays : les rifts oligocènes*”). Cependant, les différences entre un modèle avec une rotation et un modèle à deux ou plusieurs rotations sont d'un ordre de grandeur (~20 km) comparable à l'erreur estimée dans la donnée (problème d'identification des anomalies magnétiques, résolution de l'altimétrie, etc.). Par exemple, l'anomalie C6 présente des problèmes d'identification dans la région entre le bloc Jan Mayen et le Groenland (juste au sud de la zone de fracture Jan Mayen Ouest) et aussi au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs. En conséquence, admettre l'existence de ces coupures ne peut se justifier (en supposant que la géologie le permette) que *si* l'évolution

⁹⁷ En réalité, ces auteurs ont proposé l'existence des mouvements différentiels entre la ride de Lomonossov et l'Amérique du Nord à des époques plus anciennes (pré-anomalie C12).

postérieure du modèle en a besoin. À la précision estimée pour ce travail, elles ne se justifient pas a priori.

3 — L'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène)

Introduction

Cette anomalie marque, pour la plupart des auteurs [Kristoffersen et Talwani, 1977 ; Talwani et Eldholm, 1977 ; Srivastava, 1978], un changement dans la direction d'ouverture de la mer de Norvège-Groenland, en même temps que le Groenland devient une partie de la plaque nord-américaine. À partir de ce moment, le Groenland et l'archipel de Svalbard s'écartent, permettant la mise en place de croûte océanique le long de toute leur frontière. (Unternehrr [1982] et Rowley et Lottes [1988] estiment que ce changement cinématique n'est visible dans l'Atlantique Nord qu'à partir de l'anomalie C7 (~25 Ma, Oligocène inférieur).

À l'anomalie C13, certains auteurs considèrent une seule rotation pour décrire le mouvement entre deux ensembles (d'une part, l'Amérique du Nord et le Groenland ; de l'autre, l'Eurasie avec l'Ibérie) [Olivet *et al.*, 1984]. Néanmoins, la plupart des auteurs considèrent au moins l'Ibérie comme indépendante⁹⁸ [Rowley et Lottes, 1988 ; groupe de Srivastava, notamment les derniers travaux : Lawver *et al.*, 1990]. D'autres mouvements différentiels ont été proposés :

- celui du Groenland qui ne serait pas solidaire de l'Amérique du Nord [Unternehrr, 1982 ; Rowley et Lottes, 1988 ; Kress *et al.*, inédit] ;
- dans le bassin Eurasien, traduit par le mouvement différentiel de la ride de Lomonossov [Phillips et Tapscott, 1981 ; Kress, 1990] ou d'une microplaque Svalbard [Unternehrr, 1982 ; Kress, 1990] ;
- de deux côtés de la ride Faeroe-Islande-Groenland [Kress, 1990].

⁹⁸ Il faut noter aussi que les mouvements de l'Ibérie sont sujets à caution. Non seulement parce que les données sont peu nombreuses et mal contraintes sur un tronçon d'océan étroit, mais aussi parce qu'à ce moment, le mouvement entre l'Ibérie et l'Europe —s'il existe— doit être de l'ordre de grandeur de celui de la précision de la donnée.

Les différentes possibilités de reconstitution à l'anomalie C13

Est-il possible de produire un agencement de l'Atlantique Nord avec une seule rotation entre deux ensembles ?

La figure **IV-18** teste la possibilité de reconstituer l'Atlantique Nord et l'Arctique avec une seule rotation (y compris pour l'Ibérie) [Olivet *et al.*, 1984]. Ceci reste possible à condition d'accepter des écarts, d'une vingtaine de kilomètres, disposés de la façon suivante : superposition dans la zone centrale, entre les zones de fracture Bight et Senja—Groenland (donc entre le Groenland et l'Europe), et hiatus aux deux extrémités. Essayer de diminuer les superpositions aux extrémités va augmenter le hiatus central et *vice versa*. Dans ces circonstances, il est normal de tenter d'améliorer l'agencement en segmentant l'Atlantique Nord et l'Arctique. La question cruciale est de savoir où et comment vont s'exprimer les mouvements différentiels inhérents à cette segmentation. Deux choix sont possibles : l'ajustement avec des paramètres de rotation différents de part et d'autre de la discontinuité Faeroe-Islande-Groenland, ou l'existence d'un Groenland indépendant.

La recherche du best fit avec une discontinuité sur la ride Faeroe-Islande-Groenland

La figure **II-8** montre clairement que la situation cinématique autour de la ride Faeroe-Islande-Groenland n'est pas la même à l'anomalie C13 qu'à l'anomalie C20. Cependant, on va étudier les différentes possibilités qui s'ouvrent si on considère, comme pour l'anomalie C20, l'existence d'une discontinuité sur la ride Faeroe-Islande-Groenland :

(A) Cette discontinuité peut se traduire par des mouvements entre les moitiés nord et sud du Groenland [Olivet, 1978 ; Kress, 1990]. Cependant, comme on l'a déjà dit, d'après les données géologiques cette possibilité ne semble pas vraisemblable à cette époque.

(B) Elle peut se traduire par l'existence de mouvements différentiels sur la marge occidentale de l'Europe, entre les domaines Rockall-Porcupine et l'Eurasie

(localisation en figure **IV-8**). Ces mouvements, s'ils existent, seraient distensifs et atteindraient 20-50 km. Les données géologiques ne permettent pas d'envisager des mouvements distensifs dans la marge continentale armoricaine, de Goban Spur au plateau de Rockall (figure **III-11**).

(C) Elle peut se traduire par des phénomènes distensifs post-anomalie C13 au sein de l'Europe. L'ampleur de ces phénomènes augmenterait progressivement vers le Sud. Kress [1990] avait suggéré l'existence de mouvements distensifs le long du linéament Tornquist-Teisseyre (figure **IV-4**). Cependant, les données géologiques (figure **III-14**) ne suggèrent pas l'existence de mouvements distensifs sur le linéament Tornquist-Teisseyre. Par contre, le système de bassins néogènes qui va de la Provence jusqu'au graben de la Ruhr en passant par le fossé rhénan, se développe à partir de l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur (figure **III-7** et figure **IV-19**). Néanmoins, la quantité d'extension cumulée est faible⁹⁹ par rapport à celle qui est nécessaire dans la figure **IV-19**.

Je conclus que, *si elle existe*, cette discontinuité entre les segments atlantiques au nord et au sud de l'Islande (que j'appelle FIG, de Faeroe-Islande-Groenland) se résout : soit par de la compression au Nord, soit par la distension au Sud. Dans ce dernier cas, elle est seulement possible dans les bassins essentiellement oligocènes qui relient la mer du Nord à la Méditerranée occidentale (figure **IV-19**). *Cette reconstitution exige l'existence d'une Ibérie indépendante*. Elle montre aussi que maintenir le Groenland solidaire de l'Amérique du Nord introduit un dérèglement dans l'agencement entre les zones de fracture Charlie Gibbs et Bight : pour ajuster Charlie Gibbs il faut accepter un décalage de > 15 km pour Bight (figure **IV-19**).

Le Groenland indépendant : des mouvements différentiels entre le Groenland et l'Amérique du Nord ou entre le Groenland et l'Europe

Une solution est suggérée par les figures **II-8** et **IV-18** : la plupart du *misfit* peut être éliminé en considérant deux rotations. L'un permet d'agencer correctement les données entre le Groenland et l'Europe, l'autre sert à ajuster les données homologues entre l'Amérique du Nord et l'Eurasie (y compris dans l'Arctique). Ceci introduit de

⁹⁹ L'extension crustale dans le graben du Rhin est estimée à moins de 20 km [Brun *et al.*, 1992].

mouvements différentiels dans le “secteur intermédiaire” pour lesquels deux solutions sont possibles :

(A)— imaginer que ces mouvements se font entre le Groenland et l’Europe dans la région comprise entre les fractures Senja et Charlie Gibbs¹⁰⁰. Ces mouvements peuvent être placés du côté européen sur la marge (figure **IV-20**), sur la marge orientale du Groenland, ou sur les deux. Dans ce cas, éliminer les écarts va demander des mouvements de compression post-anomalie C13 dont l’ordre de grandeur est, pour l’ensemble, d’une vingtaine de kilomètres en moyenne. Post-anomalie C13, une grande partie du domaine nord-atlantique est soumise à des événements compressifs légers : sur la marge orientale du Groenland (figure **III-12**) ; sur la marge occidentale de l’Europe, de l’Ibérie jusqu’à l’archipel de Svalbard (figures **III-10**, **III-11**, **III-20**) ; ainsi que —plus importants— dans la partie occidentale de ce qui a été défini comme l’avant-pays alpin (des bassins de la mer Celtique jusqu’au bassin de Basse-Saxe en Allemagne) (figure **III-14** et **III-18**).

(B)— considérer —comme l’avaient fait Unternehr [1982], Rowley et Lottes [1988] et Kress *et al.* [inédit]— le Groenland comme une plaque indépendante pour cette période. Le Groenland convergerait ainsi entre les anomalies C13 et C6 vers le NW par rapport à l’Amérique d’une quantité proche de la vingtaine de kilomètres (figure **IV-21**). Des phénomènes compressifs ont été mis en évidence sur la marge occidentale du Groenland (figure **III-8**). Bien que mal contraints chronologiquement, ils semblent avoir eu lieu principalement (mais non exclusivement) avant l’anomalie C13. Ceci ne permet cependant pas d’éliminer complètement la supposition d’un Groenland indépendant.

Dans cette dernière configuration, pratiquement tout le *misfit* est réabsorbé par le mouvement différentiel entre le Groenland et l’Amérique du Nord, ou le Groenland et l’Eurasie. *À l’encontre des reconstitutions qui considèrent une discontinuité sur la ride Faeroe-Islande-Groenland pour l’anomalie C13, cette reconstruction n’impose pas l’existence d’une plaque Ibérie indépendante. Néanmoins, la plaque Ibérie peut être indépendante.*

L’agencement obtenu pourrait être amélioré par de mouvements différentiels entre le nord et le sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland et, dans ce cas, les mouvements induits au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland seraient plutôt de type

¹⁰⁰Dans ce cas, le Groenland est considéré comme solidaire de l’Amérique du Nord puisqu’il n’y aurait pas de mouvement dans la mer du Labrador et la baie de Baffin.

compressif post-anomalie C13 (ce qui s'ajuste mieux avec le choix fait pour les anomalies C24—C20). Néanmoins, l'anomalie C13 est mal identifiable au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs. Sans de meilleures données, entreprendre ce raffinement des paramètres de rotation peut être un “abus de précision”.

Pour ces raisons, j'ai choisi d'envisager une plaque Groenland indépendante comme base de ma reconstitution à l'anomalie C13 (figure IV-21).

4 — L'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien)

Pour l'anomalie C20 et les époques plus anciennes, les auteurs sont d'accord pour considérer les plaques Groenland et Ibérie comme indépendantes. Comme on le montre dans ce chapitre (voir aussi sur la figure II-8), le principal de la déformation intraplaque a lieu entre les anomalies C20 et C13. La manière d'envisager les changements qui ont lieu entre ces deux anomalies est discutée dans la suite, pour le cas de l'anomalie C21. La figure IV-22 montre la translation à l'époque de l'anomalie C20 de la solution retenue pour l'anomalie C21.

5 — L'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien, Éocène moyen)

Les possibilités géométriques pour l'anomalie C21

Le système à quatre plaques

Un système à quatre plaques (Amérique du Nord, Groenland, Eurasie, Ibérie) avait été envisagé, entre autres, par Vink [1982] et Rowley et Lottes [1988] (figure IV-3). Les figures II-8 et IV-2 montrent qu'il n'est pas suffisant : essayer de produire un bon ajustement dans la partie méridionale de l'ensemble, produit d'importantes superpositions entre les anomalies magnétiques homologues au nord de l'Islande¹⁰¹. En contrepartie, essayer un agencement partant du Nord va laisser des hiatus du même ordre de grandeur dans les secteurs méridionaux. Une reconstitution précise et simultanée du Nord et du Sud (de part et d'autre de la ride Faeroe-Islande-Groenland) est impossible avec un système à quatre plaques.

¹⁰¹ Ceci avait amené Vink [1982] à proposer son modèle de propagation de rift qui a été adopté postérieurement par le groupe de Srivastava.

D'autre part, la figure **II-8** indique que les solutions invoquant un "découpage" d'une ou des deux extrémités du système Atlantique Nord—Arctique¹⁰² n'évitent pas pour autant l'apparition d'un mauvais ajustement des deux côtés de la ride Faeroe-Islande-Groenland. De même, la remise en question de l'interprétation des anomalies magnétiques en mer du Labrador (comme cela a été suggéré par Rowley et Lottes [1988]) ne résout pas ce problème. Il est possible que pour certaines isochrones magnétiques, l'interprétation des anomalies soit à corriger, il est aussi possible que d'autres segmentations secondaires soient nécessaires¹⁰³ mais dans tous les cas de figure, *il existe une discontinuité principale sur la ride Faeroe-Islande-Groenland ce qui empêche le maintien d'un système à quatre plaques rigides.*

Les traductions possibles en termes de cinématique de plaques de la discontinuité majeure au sein de la ride Faeroe-Islande-Groenland

Le découpage intracontinental

Géométriquement parlant, la réponse la plus simple pour éliminer le *misfit* principal est celle du groupe d'Olivet. Elle consiste à imaginer que des mouvements différentiels peuvent être placés sur des "frontières secondaires" à l'intérieur des plaques lithosphériques, et plus précisément dans leurs parties continentales [Kress, 1990]. Cet auteur proposait deux alternatives :

(a) l'existence d'une frontière de "second ordre" à l'intérieur du Groenland (une ligne imaginaire relierait les affleurements volcaniques tertiaires du détroit de Davis et l'île Disko à l'Ouest avec ceux de Scoresby Sund à l'Est), et à l'intérieur de l'Europe (une discontinuité qui irait de la mer du Nord à la mer Noire en passant par le linéament Tornquist-Teisseyre) (figure **IV-4**) ;

(b) l'existence d'une frontière de "second ordre" à l'intérieur du Groenland (entre l'île Disko et Scoresby Sund), et entre la ride de Lomonossov et le bassin Amérasien qui fait partie de l'Amérique du Nord (figure **IV-5**).

¹⁰² Par exemple, considérer une sous-plaque Lomonossov dans l'Arctique [Phillips et Tapscott, 1981] ou une plaque Porcupine au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs [Srivastava et Tapscott, 1986].

¹⁰³ Ainsi, par exemple, Kress [1990] établit des mouvements différentiels pour une série de "sub-bassins" atlantiques : bassin Eurasién, mer de Norvège-Groenland, bassin de Reykjanes, segment du bassin atlantique entre Charlie Gibbs et Pico—Gloria).

Dans le principe, une autre discontinuité structurale pourrait avoir joué, au moins pendant une partie du temps, un rôle de ce type : le système de grabens oligocènes (de la Ruhr, du Rhin et de la Bresse) qui relie la mer du Nord à la Méditerranée ou —par le passé— au front alpin. Cependant, ce système n'est actif qu'à partir de l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène).

Mouvement différentiel dans la partie continentale du Groenland

D'après les données géologiques, il ne semble pas possible d'imaginer une frontière secondaire que divise le Groenland en deux moitiés à cette époque. L'existence d'un volcanisme anormal, s'étalant de l'île de Baffin jusqu'aux îles Britanniques, en passant par le Groenland (figure **III-1**), pourrait être un indice de l'existence de mouvements différentiels le long d'une frontière de "second ordre" [Olivet, 1978 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Unternehr *et al.*, 1988]. Cependant, ce volcanisme se met en place entre le Paléocène et l'Éocène inférieur (figure **III-5**) et non à partir de l'Éocène moyen, comme il aurait été nécessaire pour justifier cette hypothèse.

Mouvements différentiels à l'intérieur de l'Europe

L'introduction de discontinuités de "second ordre" au sein de l'Europe conduit à des solutions qui impliquent des déplacements de nature compressive (ou transpressive) d'amplitude très importante (≤ 50 km de raccourcissement).

Cependant, les données géologiques (figure **III-14**) suggèrent que le linéament Tornquist-Teisseyre ne fonctionne plus post-anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène). Quant au système de grabens de la Ruhr, du Rhin et de la Bresse, il n'est actif (en *distension*) qu'à partir de l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) (figure **III-7**).

Comme on le voit dans la figure **III-14**, ni la plate-forme continentale européenne ni les terres émergées n'ont subi de phénomènes compressifs d'importance entre les anomalies C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) et C17 (~37 Ma, limite entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur). Or la plupart des mouvements différentiels estimés par les reconstitutions cinématiques ont lieu entre les anomalies C20 (~43 Ma, Lutétien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène).

Mouvements différentiels possibles entre la ride de Lomonossov et l'Amérique du Nord

Ces mouvements peuvent être mis en jeu en considérant la ride de Lomonossov comme indépendante par rapport à l'Amérique du Nord¹⁰⁴ [Phillips et Tapscott, 1981]. La figure **IV-22** montre des mouvements de distension entre la ride de Lomonossov et le bassin Canadien, selon un axe parallèle à la ride de Lomonossov, sur les rides Alpha et Mendeleïev et/ou dans le bassin Makarov. Elle présuppose qu'une partie de l'ouverture est post-anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien). La réalité est qu'on sait très peu sur la nature du bassin Makarov [Taylor *et al.*, 1981 ; Forsyth et Mair, 1984 ; Weber et Sweeney, 1985 ; 1990] et sur son âge de formation [Palmer, 1983]. L'interprétation des anomalies magnétiques dans ce bassin [Palmer, 1983] amène à supposer que ce bassin s'est ouvert entre le Crétacé supérieur (anomalie C34) et l'Éocène moyen (anomalie C21). Concernant les rides Alpha et Mendeleïev, on ne connaît ni leur origine ni leur évolution (voir les synthèses de Kress [1990] et Weber et Sweeney [1990]).

Parmi les hypothèses invoquées jusqu'à présent, seule celle qui implique des mouvements relatifs entre la ride de Lomonossov et l'Amérique du Nord semble, d'un point de vue géologique, plausible. Mais cette option ne corrige pas le *misfit* au sud du détroit de Fram.

L'absorption du *misfit* sur la marge continentale sud-ouest de l'Europe : un hiatus placé quelque part entre la dorsale médio-atlantique et la limite mer du Nord—système de rifts Ruhr-Rhin-Bresse

La figure **IV-23** prétend concentrer le *misfit* sous forme de hiatus¹⁰⁵ au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland.

¹⁰⁴ Pour les raisons exprimées dans les chapitres **II-C.2** et **III-C.2** et aussi concernant la reconstitution à l'anomalie C13, je n'envisage pas l'existence d'une microplaque Svalbard [Unternehm, 1982 ; Kress, 1990].

¹⁰⁵ Comme je l'ai déjà dit, ces traits représentent de manière simplifiée une déformation intraplaque qui s'étale, en réalité, bien plus largement.

Les données géologiques indiquent l'existence d'une déformation post-anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien) qui affecte les marges continentales (ainsi que certaines parties océaniques) (figures **III-10**, **III-11** et **III-20**) et un certain nombre de bassins sédimentaires en Europe occidentale (figure **III-14**). Ces bassins sont limités à l'Est, de manière grossière (et pour les temps post-anomalie C21), par le trait qui, dans mes dessins, relie la mer du Nord au golfe du Lion. La déformation nécessaire à ces reconstitutions à l'anomalie C21 doit ainsi se distribuer dès la frontière d'accrétion jusqu'à l'intérieur du continent bien qu'elle figure concentrée dans mes dessins dans les rifts néogènes (grabens de la Ruhr, du Rhin, de la Bresse,...) et/ou sur la marge. Cependant, l'ampleur de la déformation compressive nécessaire pour réabsorber le *misfit* de premier ordre existant entre l'agencement au nord et au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland est comparable à celle admise par les géologues dans la chaîne pyrénéenne. Sa valeur me semble bien trop importante, même si on envisage que cette quantité est la somme des quantités affectant toutes les régions déformées à l'intérieur de l'Europe.

Y-a-t-il d'autres possibilités pour réduire la quantité de compression décrite par le modèle en Europe sud-occidentale ? La solution retenue

De la comparaison des figures **IV-2**, et **IV-23**, il est clair que pour diminuer la quantité estimée de raccourcissement au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland, on doit accepter l'existence d'une superposition (et donc des phénomènes distensifs) au nord de cette ride. Cependant, les données géologiques montrent que ceci ne peut pas avoir lieu au large de la Norvège (chapitre **III-C.3.b.3**), non plus que du côté de l'archipel de Svalbard (chapitre **III-C.2.c.1**), entre les anomalies C21 (~47 Ma, Lutétien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). Rien n'indique de tels mouvements dans la mer de Barents (chapitre **III-C.2.c.2**) ni sur sa marge arctique (chapitre **III-C.2.c.4**). Seule la chaîne à l'ouest de l'archipel de Svalbard subit des phénomènes distensifs et ceci post-anomalie C13 (figures **III-9** et **III-10**).

À ce moment, je voudrais m'appuyer sur un axiome de base : s'il y a un problème, il a forcément une solution (même si on ne la trouve pas). Le problème est l'importance des phénomènes compressifs au sud de la ride Faeroe-Islande-

Groenland¹⁰⁶, dont l'ampleur est incompatible avec la géologie de ces régions. Il faut trouver donc un moyen de réduire cette quantité de raccourcissement et cela passe par l'acceptation de phénomènes distensifs au Nord. Il y a dans les régions septentrionales des zones, sur la marge européenne, que l'on connaît bien, et où l'on ne trouve pas de trace de ces phénomènes. Il y a d'autres régions, sur les marges homologues des précédentes, que l'on connaît mal ou pas du tout. C'est dans ces dernières qui doivent avoir lieu ces phénomènes distensifs.

Ceci m'a amené à envisager, outre les mouvements différentiels déjà considérés entre le domaine Rockall-Porcupine et l'Eurasie (au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland), des mouvements différentiels (figure **IV-24**) sur :

- la marge groenlandaise au nord de Jan Mayen (“ domaine Vesteris ”) ;
- la ride de Lomonossov par rapport à l'Amérique du Nord [Phillips et Tapscott, 1981].

Notons que :

- concernant la ride de Lomonossov, bien qu'elle a été souvent considérée comme faisant partie de l'Amérique du Nord, la seule certitude est qu'à partir de l'anomalie C24 elle est indépendante de l'Eurasie ;
- la marge nord-est groenlandaise est pratiquement inconnue. La carte tectonique [Larsen, 1984 ; 1990] de cette région est faite à partir des données magnétiques dont l'allure est très différente de celle des données magnétiques de la marge homologue norvégienne. L'intérieur de la plate-forme présente une série d'anomalies magnétiques de forte amplitude avec une orientation N-S (obliques à la marge). Ces anomalies ont été interprétées comme le reflet de l'existence d'une série de bassins allongés d'âge imprécis [Larsen, 1990]. Ces “bassins” se situent sur la prolongation du segment de marge groenlandaise qui a vu, par l'apparition d'une dorsale océanique (Kolbeinsey), s'éloigner le bloc Jan Mayen.

¹⁰⁶ Le lecteur peut se demander : “Pourquoi existe-t-il un problème au sud et pas au nord de la ride ?” En réalité le problème est le même. Dans mes reconstitutions, il se concentre au Sud comme conséquence d'un choix tactique. Comme on l'a vu sur les figures **IV-2** et **IV-23**, la disposition des données porte vers des agencements qui présentent de la superposition au nord de la discontinuité Faeroe-Islande-Groenland (FIG), et du hiatus au Sud. D'un autre côté, les données géologiques montrent une déformation compressive générale à toute la marge eurasiatique (voir détails dans le chapitre **III-C**) ce qui est contraire à la superposition des données. J'ai préféré —dans un premier temps— agencer le Nord, sans produire de superposition, en plaçant toute la déformation intraplaque au sud de la ride FIG. Comme l'on voit dans ce paragraphe, la solution finale va reprendre l'idée d'une certaine quantité de superposition au nord de la ride FIG, mais placée non sur la marge eurasiatique mais sur la marge conjuguée.

6 — Les anomalies C22 (~49.5 Ma, Yprésien) et C23 (~51 Ma, Yprésien)

Ces séries d'anomalies entre C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) et C20 (~43 Ma, Lutétien) forment la seule période de temps pour laquelle les données magnétiques mises à ma disposition m'ont permis de faire, dans l'Atlantique Nord, des reconstitutions avec une périodicité inférieure à cinq millions d'années. Je ne montre pas les reconstitutions aux anomalies C22 et C23, car il n'y a pas de changements importants entre les anomalies C21 et C24. Néanmoins, elles serviront pour discuter dans le prochain chapitre les variations du taux d'expansion océanique.

Dans tous les cas, ces reconstitutions suivent les principes énoncés lors de la discussion sur l'anomalie C21 (figure IV-24). Bien évidemment les ajustements ne sont pas parfaits : d'une anomalie à l'autre, il y a de légères différences dans les mouvements. Sans données plus précises et études de détail sur certaines régions (mer du Labrador, région au nord de King's Trough, mer de Norvège-Groenland,...), il est difficile de déterminer si ces variations ont une vraie signification ou si elles sont générées par la limite de résolution des données et/ou de la méthode.

Pour rendre plus difficile la tâche, peu de données sont disponibles entre Charlie Gibbs et King's Trough pour les anomalies C23 et C22. Celles qui existent se trouvent à proximité de King's Trough. Mais la région au nord de King's Trough présente, entre les anomalies C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) et C20 (figures IV-22, IV-24, IV-25, IV-26), un problème de superposition des anomalies entre l'Amérique du Nord et l'Europe. Je considère ce *misfit* comme le reflet local sur la plaque européenne de la déformation de cette structure postérieure à la mise en place de ces anomalies magnétiques : je la considère ainsi comme une déformation intraplaque. Pour d'autres auteurs [Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Srivastava et Roest, 1996], elle pourrait refléter l'existence d'une microplaque délimitée par l'ancienne frontière d'accrétion dans le golfe de Gascogne et la nouvelle frontière plus au Sud. Dans un cas comme dans l'autre, ce problème de superposition fait qu'on ne peut pas contraindre, par elles mêmes, l'agencement des anomalies C22 et C23 au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs. Le résultat obtenu vise simplement à ajuster les données au nord de cette zone de fracture tout en conservant un ensemble cohérent avec les solutions obtenues pour les anomalies C21 et C24.

7 — Le problème de l'anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène)

L'agencement pour l'anomalie C24 implique la difficulté supplémentaire de la fabrique particulière de cette anomalie : elle présente une double anomalie sur beaucoup des secteurs.

Sur la figure **IV-25**, j'ai ajouté une série de contours magnétiques tirés des données de Macnab *et al.*, [1995]. Les contours entre les bancs Hatton et Edoras, et la marge sud-est du Groenland correspondent à la grosse anomalie magnétique lié à l'événement C24.

Du côté américain, au sud du point triple de la mer du Labrador, elle présente un dédoublement en deux linéaments d'orientation différente, comme si à cette époque deux axes d'accrétion avaient coexisté dans cette région (figures **IV-1** et **IV-25**).

L'agencement testé pour les anomalies précédentes est transposable à l'anomalie C24 (figure **IV-25**). Cependant, l'agencement entre l'Europe et le Groenland est très médiocre. Essayer d'améliorer les reconstitutions sur ce point impliquerait l'existence de mouvements (et de déformations intraplaques) très importants, entre l'anomalie C23 (~51 Ma, Yprésien) et l'anomalie C24, qui ne sont pas étayés par les données géologiques.

Bien que la question de l'ajustement doive être traitée avec plus de détail, mon impression est que le système ne doit pas être modifié. Je préfère considérer, pour expliquer cet assemblage médiocre, que le mauvais agencement est dû à la nature de l'anomalie C24 dans cette zone : elle marque le début de l'océanisation dans une grande partie de l'Atlantique Nord qui, de plus, est associée, entre l'Europe et le Groenland, à des manifestations volcaniques très importantes. Il est fréquent que des phénomènes volcaniques anormaux rendent difficile l'identification d'une anomalie. Ceci est aussi le cas, par exemple, de l'anomalie M0 (~118 Ma, Aptien) en face de l'Ibérie qui est masquée par une anomalie volcanique nommée "J".

De plus, une "perturbation" plus diffuse semble visible un peu partout. L'agencement au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs devient imprécis (les anomalies pointées subissent des écarts erratiques par rapport à une ligne imaginaire considérée comme "ancienne dorsale" et elles s'agencent moins bien). Il y a aussi des

phénomènes volcaniques comme les rides Thulé au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs.

8 — L'anomalie C25 (~56 Ma, fin du Paléocène)

De manière similaire au cas des anomalies C23 (~51 Ma, Yprésien) et C22 (~49.5 Ma, Yprésien), les données au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs du côté nord-américain sont insuffisantes et concentrées dans la région au nord-est des monts Milne (homologue à celle, en Europe, au nord de King's Trough). Cette région, comme pour les anomalies comprises entre C24 (~53 Ma, Yprésien) et C20 (~43 Ma, Lutétien), présente des problèmes d'agencement entre la partie méridionale de la frontière d'accrétion entre Europe et Amérique du Nord (donc au nord des zones homologues King's Trough—Monts Milne) et le reste. Dans cette série de reconstitutions, j'ai négligé ce *misfit*, car essayer de minimiser la superposition impliquerait de concevoir des *mouvements distensifs dans le golfe de Gascogne* post-anomalie C25 ce qui semble peu probable (figure IV-26).

D'un autre côté, entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C25, je vais conserver les mêmes "rapports intraplaques" pour le Groenland et l'Europe, que ceux envisagés à l'anomalie C24. D'un point de vue cinématique, je peux produire des reconstitutions satisfaisantes pour ces périodes sans modifier la géométrie relative des traits représentant la déformation intraplaque que va subir la région postérieurement. Ceci ne veut pas dire qu'avant l'anomalie C24 il n'y avait pas des phénomènes de déformation intraplaque. Mais les conditions sont différentes : il n'y a pas encore d'océan dans la région entre le Groenland et la Norvège, mais des marges continentales qui se forment et se déforment, produisant des bassins sédimentaires ; la ride Faeroe-Islande-Groenland n'existe pas encore et la discontinuité cinématique qui y est associée ne peut pas être visible puisqu'il y a des anomalies magnétiques seulement au sud du Groenland. Seule la région entre la ride de Lomonossov et le bassin Amérasien va présenter des mouvements différentiels.

9 — L'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien)

La figure IV-27 montre l'agencement des plaques à cette époque.

Le banc Hatton (appartenant au plateau Rockall) apparaît fortement superposé à la côte sud-est groenlandaise. D'un point de vue strictement géométrique, on est tenté d'imaginer un déplacement vers le SE de ce plateau pour combler l'espace défini par le bassin de Rockall. Cependant le mouvement de cet ensemble est interdit par l'existence d'anomalies magnétiques entre ce plateau (plus particulièrement le banc Rockall, au sud-est du banc Hatton) et l'Amérique. L'ajustement de ces anomalies proscrit l'introduction de mouvements différentiels à cette époque entre le plateau Rockall (ou le banc Rockall *stricto sensu*) et l'Europe : l'origine du bassin Rockall doit être ainsi antérieure (voir le chapitre V-A.9). L'alternative possible consisterait : ou bien à renfermer, au moins partiellement, l'espace entre le banc Hatton et le banc Rockall, occupé par le bassin Rockall-Hatton (l'ouverture de ce bassin devrait donc se produire post-anomalie C31), ou bien à considérer que les bancs Hatton et Edoras sont en grande partie construits par le fort épisode magmatique thuléen qui précède l'océanisation de la mer de Norvège-Groenland (voir les chapitres III-B.1 et V-A.9).

La position de l'Ibérie n'est pas aussi contrainte que pour les anomalies postérieures : on ne peut plus se servir des zones de fracture Mortadelo et Filemón, et la zone de fracture Gloria n'est pas un bon marqueur, entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord, à cause des phénomènes d'extension postérieure. J'ai cherché une solution à partir des positions à l'anomalie C33o (qui est mieux précisée par une étude de détail) et à l'anomalie C25 (qui est la première à être contrainte par les zones de fracture Mortadelo et Filemón), tout en cherchant un agencement des anomalies acceptable dont les implications géologiques (figure III-20) le soient aussi.

10 — L'anomalie C33o (~78 Ma, Campanien)

La figure IV-28 présente la reconstitution réalisée pour cette époque.

Dans l'Arctique, la déformation a lieu entre la ride de Lomonossov et le bassin Eurasien.

Depuis l'anomalie C33o jusqu'à l'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien), le Groenland et l'Eurasie se déplacent par rapport à l'Amérique du Nord de manière

solidaire. Les mouvements principaux se situent dans la mer du Labrador et la baie de Baffin, et au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs (comparer les figures **IV-27** et **IV-28**).

La position à l'anomalie C33o de la partie océanique de l'Europe et celle de l'Ibérie ne sont pas très différentes de celles d'Olivet [1996]. La reconstitution d'Olivet [1996] présente un décalage sur la zone de fracture de Charlie Gibbs de 10-15 kilomètres qui pourrait être corrigé en remontant l'Europe vers le Nord. Ceci agrandit l'espace dans le domaine pyrénéen. Une étude réalisée sur l'agencement entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord à cette époque [Fidalgo González *et al.*, 1998], a conduit à une solution légèrement plus au Nord que celle d'Olivet. Cette solution diminue l'espace dans le domaine pyrénéen. Par contre, cette alternative augmente le segment d'anomalie C33o ibérique qui dépasse le point triple du golfe de Gascogne (figure **IV-28**).

En dehors de la valeur de ce dépassement, il est à retenir que dans les deux cas, le segment d'anomalies ibériques est plus long que celui des anomalies américaines. Ce phénomène est régulièrement observé sur la frontière méridionale entre l'Ibérie et l'Afrique.

11 — L'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien)

La figure **IV-29** montre une reconstitution à l'anomalie C34. Elle présente la même organisation que l'anomalie C33o entre le Groenland et l'Eurasie, ensemble qui se serait donc déplacé de manière solidaire par rapport à l'Amérique du Nord entre les anomalies C34 et C31 (~68 Ma, Maastrichtien). Ceci est aussi le cas pour le binôme ride de Lomonossov et marge eurasiatique de Barents-Kara.

Les paramètres de rotation de l'Ibérie par rapport à l'Amérique du Nord sont issus d'un travail présenté lors de la RST [Fidalgo González *et al.*, 1998].

G — Récapitulatif : les grandes lignes du modèle présenté

Ce modèle tente d'expliquer la cinématique de l'Atlantique Nord entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et l'actuel. Cette période d'ouverture de l'Atlantique se trouve inscrite dans une phase cinématique caractérisée par une convergence générale N-S entre les plaques Afrique, Arabie et Inde d'un côté, et Eurasie de l'autre. Ce rapprochement débute avec la réorganisation cinématique du

Crétacé supérieur (vers 90 Ma) observée dans les océans [Olivet *et al.*, 1984 ; Mammerickx et Sharman, 1988 ; Sahabi, 1993].

Entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien) la plaque Amérique du Nord se sépare d'un grand ensemble formé par la ride de Lomonossov, le Groenland, le plateau de Rockall et l'Eurasie. L'écartement s'effectue en même temps que l'expansion océanique dans la branche qui va de la mer du Labrador à l'Atlantique Central. À l'intérieur de l'ensemble oriental, il n'y a pas de mouvements différentiels importants. Des phénomènes de formation de bassins intra-continentaux sont compatibles avec ce cadre. Trois autres plaques sont prises en compte : Ibérie, Apulie et Afrique.

Entre l'anomalie C31 et C25 (~56 Ma, Thanétien), l'expansion océanique continue dans l'Atlantique Nord de côté de la mer du Labrador. Cependant, ni la ride de Lomonossov ni le Groenland ne font plus partie de l'Eurasie : des mouvements de séparation importants ont lieu qui vont aboutir à l'océanisation pré-anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien). Pendant cette période, et sans que le taux d'expansion océanique subisse de modifications importantes, la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie est pratiquement arrêtée.

À partir de l'anomalie C24, la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie reprend. En même temps se forme l'océan dans la branche atlantique qui remonte entre le Groenland et l'Europe pour atteindre la mer de Norvège-Groenland et le bassin Eurasien. Contemporain de ces changements majeurs qui ont lieu entre les anomalies C25 et C24, le mouvement relatif entre le Groenland et l'Amérique du Nord subit une modification importante de sa direction.

La période entre les anomalies C20 (~43 Ma, Lutétien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) est marquée par d'importants phénomènes de déformation intraplaque qu'affectent la partie nord-est du Groenland et l'Europe occidentale. Pendant cette période, il n'y a presque plus de séparation entre le Groenland et l'Amérique du Nord : l'axe d'accrétion de la mer du Labrador est en train de "rendre ses plaques"¹⁰⁷. À la fin de cette période, la ride de Lomonossov devient solidaire de l'Amérique du Nord.

¹⁰⁷ Expression genevoise utilisée familièrement pour dire que quelqu'un est mourant. L'origine de cette expression se trouve dans la législation suisse qui stipule que les plaques minéralogiques du pays appartiennent à l'État et non au propriétaire de la voiture. Ainsi, quand on se débarrasse du véhicule, il faut rendre les plaques.

Entre l'anomalie C13 et l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien) se produit la séparation du bloc Jan Mayen, par rapport au Groenland, ainsi que la fin de la convergence entre l'Ibérie et l'Europe. Le modèle implique un léger mouvement compressif entre le Groenland et l'Amérique du Nord avant que ces deux plaques deviennent solidaires. Pendant cette période se produit aussi un changement dans la direction de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie qui peut produire le bouleversement tectonique observé dans la Méditerranée occidentale à partir de ce moment. À l'anomalie C6, l'Apulie est *grosso modo* dans sa position actuelle par rapport à l'Europe.

À partir de l'anomalie C6, l'Atlantique Nord fonctionne comme un système à deux plaques. D'un côté, l'Amérique du Nord, le Groenland et la ride de Lomonossov ; de l'autre, l'Eurasie, le bloc Jan Mayen, le plateau de Rockall, l'Ibérie et l'Apulie. Au sud de la zone de fracture Pico—Gloria, l'Afrique est toujours indépendante.

Annexe au chapitre IV : Tableau des paramètres de rotation utilisés

Paramètres de rotation calculés pour le modèle présenté dans ce travail (figures **IV-16**, **IV-17**, **IV-21**, **IV-22**, **IV-24**, **IV-25**, **IV-26**, **IV-27**, **IV-28**, **IV-29**). Ils ont été utilisés aussi pour réaliser les figures **IV-9**, **IV-13**, **IV-14**.

Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe occidentale, en gros les domaines “Rockall” et “Porcupine” du modèle de Srivastava *et al.* [1986 ; 1988b ; 1990b ; 1996]. Bien que faisant partie de la plaque Eurasie dans mon modèle, et pour les nécessités des calculs, ce domaine a été considéré comme une “plaque” à part entière lors du calcul des paramètres de rotation (voir le paragraphe **IV-D.1**). Les paramètres de rotation sont exprimés selon la suite : anomalie magnétique, âge (en Million d’années) de l’anomalie, latitude du pôle de rotation, longitude du pôle de rotation, angle de rotation. La latitude Nord, la longitude Est, et le sens de rotation anti-horaire sont donnés avec le signe positif.

Afrique

C5	~10 Ma	15,23	-20,42	-0,94
C6	~20 Ma	14,99	-18,59	-2,09
C13	~33 Ma	25,87	-17,72	-5,6
C20	~43 Ma	31,23	-17,79	-8,95
C21	~47 Ma	33,56	-17,30	-11,14
C24	~53 Ma	34,08	-17,15	-12,45
C25	~56 Ma	32,34	-17,06	-12,72
C31	~68 Ma	33,46	-16,5	-13,47
C33o	~78 Ma	35,64	-15,59	-17,21
C34	~84 Ma	37,18	-15,86	-19,53

Amérique du Nord

C5	~10 Ma	67,73	133,3	2,42
C6	~20 Ma	70,09	133,38	4,98
C13	~33 Ma	68,57	137,46	7,71
C20	~43 Ma	62,26	139,56	9,44
C21	~47 Ma	57,09	142,52	10,09
C24	~53 Ma	55,5	144,06	12,02
C25	~56 Ma	56,02	145,18	13,4
C31	~68 Ma	56,31	146,33	15,87
C33o	~78 Ma	62,26	147,72	18,47
C34	~84 Ma	62,42	147,49	19,08

Apulie

C5	~10 Ma	0,00	0,00	0,00
C6	~20 Ma	0,00	0,00	0,00
C13	~33 Ma	42,06	-0,16	-9,24
C20	~43 Ma	41,11	-1,65	-12,52
C21	~47 Ma			
C24	~53 Ma	40,55	-2,5	-15,81
C25	~56 Ma	40,55	-2,5	-15,81
C31	~68 Ma	40,55	-2,5	-15,81
C33o	~78 Ma			
C34	~84 Ma	39,86	-3,14	-19,75

Eurasie

C5	~10 Ma	0,00	0,00	0,00
C6	~20 Ma	0,00	0,00	0,00
C13	~33 Ma	0,00	0,00	0,00
C20	~43 Ma	22,62	9,85	-0,52
C21	~47 Ma	39,85	0,11	-1,34
C24	~53 Ma	39,85	0,11	-1,34
C25	~56 Ma	39,85	0,11	-1,34
C31	~68 Ma	39,85	0,11	-1,34
C33o	~78 Ma	39,85	0,11	-1,34
C34	~84 Ma	39,85	0,11	-1,34

Groenland

C5	~10 Ma	67,73	133,3	2,42
C6	~20 Ma	70,09	133,38	4,98
C13	~33 Ma	65,91	136,25	7,53
C20	~43 Ma	53,35	136,29	8,42
C21	~47 Ma	44,13	135,16	8,77
C24	~53 Ma	36,83	130,08	10,16
C25	~56 Ma	44,25	125,1	11,82
C31	~68 Ma	51,88	122,44	13,24
C33o	~78 Ma	51,74	121,78	13,28
C34	~84 Ma	51,74	121,78	13,28

Ibérie

C5	~10 Ma	0,00	0,00	0,00
C6	~20 Ma	0,00	0,00	0,00
C13	~33 Ma	33,14	-9,91	-1,16
C20	~43 Ma	33,55	-11,43	-3,05
C21	~47 Ma	36,13	-11,2	-3,6
C24	~53 Ma	34,21	-10,08	-3,57
C25	~56 Ma	34,95	-10,20	-4,61
C31	~68 Ma	36,83	-14,23	-5,65
C33o	~78 Ma	38,15	-10,94	-8,12
C34	~84 Ma	40,43	-11,49	-9,49

Jan Mayen

C5	~10 Ma	0,00	0,00	0,00
C6	~20 Ma	0,00	0,00	0,00
C13	~33 Ma		?	
C20	~43 Ma	63,93	-10,36	-28,68
C21	~47 Ma	63,37	-10,82	-35,8
C24	~53 Ma	62,04	-12,53	-43,46
C25	~56 Ma	60,56	-14,12	-41,5
C31	~68 Ma	59,66	-14,23	-39,38
C33o	~78 Ma	59,60	-14,57	-39,39
C34	~84 Ma	59,60	-14,57	-39,39

ride Lomonossov

C5	~10 Ma	67,73	133,3	2,42
C6	~20 Ma	70,09	133,38	4,98
C13	~33 Ma	68,57	137,46	7,71
C20	~43 Ma	62,51	140,96	9,16
C21	~47 Ma	56,28	142,96	9,64
C24	~53 Ma	53,99	141,81	11,4
C25	~56 Ma	55,59	142,50	12,39
C31	~68 Ma	60,01	144,76	16,41
C33o	~78 Ma	60,01	144,76	16,41
C34	~84 Ma	60,01	144,76	16,41

domaine “Vesteris”

C5	~10 Ma	67,73	133,3	2,42
C6	~20 Ma	70,09	133,38	4,98
C13	~33 Ma	65,91	136,25	7,53
C20	~43 Ma	52,24	134,16	8,01
C21	~47 Ma	41,06	135,43	8,34
C24	~53 Ma	48,78	124,3	11,4
C25	~56 Ma	53,57	119,08	13,33
C31	~68 Ma	59,24	115,99	15,
C33o	~78 Ma	58,92	115,34	15,04
C34	~84 Ma	58,92	115,34	15,04

Chapitre V

—

**IMPLICATIONS DU MODELE
CINEMATIQUE**

Chapitre V — Implications du modèle cinématique

A— Implications du modèle cinématique sur la nature, l'origine et la chronologie de certains objets géologiques

1 — L'Arctique : les bassins Eurasien, Makarov et Amérasien, et les rides Alpha et Mendeleïev

Les repères géographiques et les traits structuraux mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure V-1. Le bassin Amérasien, composé par le bassin Canadien et le bassin Makarov (et entre ceux-ci, les rides Alpha et Mendeleïev), est séparé du bassin Eurasien par la ride de Lomonossov.

Remarque sur la précision des reconstitutions cinématiques ici présentées, appliquées à la région arctique

Concernant les données magnétiques utilisées, j'ai pointé les anomalies à partir de la carte de Kovacs *et al.* [1987] qui couvre seulement la moitié occidentale du bassin Eurasien. Les données bathymétriques à ma disposition ne montrent pas de structures claires qui puissent être interprétées comme des zones de fracture. Cependant, la carte de Jakobson *et al.* [2000] présente quelques isobathes homologues que j'ai interprétées comme des reliefs liés à des zones de fracture.

Dans mes reconstitutions (voir chapitre IV), j'ai pris le parti d'envisager l'existence de mouvements différentiels entre la ride de Lomonossov et l'Amérique du Nord pendant la période comprise entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). J'ai négligé l'évolution du bassin Amérasien¹⁰⁸, le considérant comme une partie solidaire de l'Amérique du Nord. Le mouvement de la ride de Lomonossov va donc se traduire, dans mon modèle, par des phénomènes de

¹⁰⁸ L'étude du bassin Amérasien mérite à lui seul un long travail qui reste en dehors de mon objectif. Pour ceux qui seraient intéressés par ce sujet, une synthèse des modèles proposés pour expliquer l'origine de ce bassin est présentée par Lawver et Scotese [1990]. Notons que la méconnaissance de l'évolution du bassin Amérasien dans son ensemble introduit une marge de doute sur les reconstitutions pré-C24 (~53 Ma, début Éocène) du domaine arctique.

déformation entre cette ride et le bassin Amérasien. Les endroits qui peuvent absorber cette déformation, si elle existe, sont le bassin Makarov et/ou les rides Alpha et Mendeleïev¹⁰⁹. Les traits structuraux du bassin Makarov et la ride Alpha—jointifs de la ride de Lomonossov— sont les seuls, dans le bassin Amérasien, grossièrement parallèles à la ride de Lomonossov.

Compte tenu de cette situation, les reconstitutions proposées pour le bassin Eurasién doivent être prises comme des esquisses dont la validité, et plus particulièrement la précision des mouvements entre stades intermédiaires, dépend de la cohérence du système dans sa totalité. Néanmoins, les conséquences sur cette région des hypothèses utilisées dans mon travail doivent, malgré tout, rester plausibles et cohérentes avec les données connues.

Les questions soulevées dans cette région sont liées à l'âge de ces différentes structures.

Sur l'âge du bassin Eurasién : la séparation entre la ride de Lomonossov et la marge eurasiatique

L'anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) est la plus ancienne linéation magnétique océanique identifiée dans le bassin Eurasién [Vogt *et al.*, 1979a ; Vogt, 1986]. Par analogie avec l'évolution de la mer de Norvège-Groenland (voir ci-après) [Vogt *et al.*, 1979a ; Eldholm *et al.*, 1984], l'accrétion océanique est censée débiter entre les anomalies C25 et C24 (limite entre le Paléocène et l'Éocène). Cependant, cette anomalie C24 laisse une quantité substantielle de croûte d'origine indéterminée adjacente aux marges de la ride de Lomonossov et de l'Eurasie. Ceci a amené Vogt *et al.* [1979a] et Palmer [1983] à proposer une ouverture qui pourrait se situer autour des anomalies C29-C28 (Danien).

Toutefois, faute d'autres anomalies magnétiques océaniques reconnues, toute proposition sur l'âge de la séparation entre la ride de Lomonossov et l'Eurasie dépend des hypothèses faites sur le demi-taux d'ouverture de l'époque et sur la position de la "transition" entre le continent et l'océan.

¹⁰⁹ Les structures bathymétriques Alpha et Mendeleïev ont été considérées tantôt comme deux structures distinctes [Taylor, 1983] ou comme une structure unique [Vogt *et al.*, 1981]. La ride Mendeleïev est presque inconnue ; de la ride Alpha on ne connaît avec certitude ni son origine ni son évolution.

Sur la marge Hinlopen (marge arctique de la plate-forme continentale de Barents), la localisation de la transition océan/continent est incertaine. À partir de quelques rares données¹¹⁰, Sundvor et Austegard [1990] situent une limite, spéculative, près du bord supérieur de la plate-forme. La distance entre l'anomalie C24 et la limite suggérée est de ~100 km. D'un autre côté, Eldholm *et al.* [1990a] considèrent un demi-taux d'expansion de 0,7 cm/a pour la partie de la dorsale Nansen proche de l'archipel de Svalbard. Si l'on considère ce taux et l'existence de croûte océanique jusqu'à l'endroit où Sundvor et Austegard [1990] tracent la limite du vrai continent¹¹¹ au nord de l'archipel de Svalbard, alors l'ouverture devrait commencer plutôt vers l'anomalie C32 (~72.5 Ma, fin du Campanien).

Sur l'indépendance de la ride de Lomonossov

La ride de Lomonossov commence à se séparer de l'Eurasie à un moment mal déterminé, avant l'anomalie C24 (~53 Ma, Yprésien). D'un point de vue cinématique, à partir de ce moment, elle a été considérée comme faisant partie du Groenland [Le Pichon *et al.*, 1977 ; cités par Srivastava et Tapscott, 1986], comme une plaque indépendante [Phillips et Tapscott, 1981 ; Kress, 1990 (modèle **a**)] ou, le plus fréquemment, comme solidaire de l'Amérique du Nord [Unternehm, 1982, Srivastava et Tapscott, 1986 ; Rowley et Lottes, 1988 ; Kress, 1990 (modèle **b**) ; Olivet, 1996 ... entre autres]. La seule certitude est, qu'au moins dès l'anomalie C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) et jusqu'à aujourd'hui, la ride de Lomonossov est indépendante de l'Eurasie.

¹¹⁰ Quelques données de flux de chaleur [Thiede, 1988 ; cités par Sundvor et Austegard, 1990] et une ligne sismique.

¹¹¹ D'un point de vue strictement cinématique, peu importe que l'espace entre l'anomalie C24 et le continent soit occupé par de la croûte océanique ou par du manteau plus ou moins serpentinsé comme il a été décrit sur certaines marges. Cette deuxième possibilité pourrait justifier l'absence d'anomalies magnétiques linéaires typiquement océaniques plus anciennes que la C24.

Les endroits où peuvent se localiser des mouvements entre le bassin Amériasien et la ride de Lomonossov

Le bassin Canadien

L'âge de formation du bassin Canadien n'est pas bien contraint. Des âges variés ont été proposés : Aptien—Albien [Tailleur et Brosgé, 1970 ; Sweeney, 1985], Hauterivien—Albien [Halgedahl et Jarrad, 1987]. Retenons que ce bassin s'est formé avant l'anomalie C34 (~84 Ma, fin du Santonien).

La ride Alpha

Des hypothèses très variées ont été proposées pour expliquer la nature et l'origine de la ride Alpha (voir les synthèses de Kress [1990] et Weber et Sweeney [1990]).

Le bassin Makarov

L'origine du bassin Makarov est aussi mal établie. Les modèles géophysiques suggèrent une croûte à épaisseur très variable dont la nature n'est pas claire [Forsyth et Mair, 1984 ; Weber et Sweeney, 1990]. Taylor *et al.* [1981 ; cités par Kress, 1990] croient pouvoir identifier la série des anomalies magnétiques océaniques entre C34 (~84 Ma, fin du Santonien) et C21 (~47 Ma, Lutétien, Éocène moyen) parallèles aux rides qui entourent ce bassin. Cette interprétation conduit à supposer que ce bassin s'est ouvert dans un épisode indépendant de la création du bassin Canadien (qui occupe la plupart du bassin Amériasien) et la formation du bassin Eurasien, mais partiellement contemporain de ce dernier. Dans ce cas, on devrait avoir pendant un certain temps un double "axe" dans l'Arctique : le rift (et/ou la dorsale) Makarov, et la dorsale Nansen (dans le bassin Eurasien) (figure V-2). Cependant, d'autres [par exemple Sweeney *et al.*, 1982 ; cités par Kress, 1990] contestent cette hypothèse.

Ce qu'indique notre modèle

Il a comme prémisses l'existence de mouvements différentiels entre la ride Lomonossov et l'Amérique du Nord (bassin Amérasien).

Ce modèle suggère qu'entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C25 (~56 Ma, Thanétien), il n'y a pas eu de mouvements nets entre la ride de Lomonossov et le bassin Amérasien (figure **V-2**). Cependant, la validité de cette idée dépend en bonne partie des hypothèses que l'on fait sur l'âge de la séparation entre la ride de Lomonossov et la marge eurasiatique.

Le fait que la reconstitution à l'anomalie C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) laisse un espace important entre les deux marges homologues (ride de Lomonossov et plate-forme de Barents-Kara) (figure **IV-25**) indique que l'ouverture initiale est antérieure. Faute de données, cet espace peut être considéré comme océanique ou continental aminci. Indépendamment de sa nature, cette surface doit — en principe — disparaître lors de la reconstitution initiale des marges conjuguées.

J'ai calculé, à partir des paramètres de rotation totale de mon modèle, le demi-taux d'ouverture moyen entre l'anomalie C24 (~53 Ma, début Éocène) et l'actuel. Sa valeur est comparable à celle qui a été indiquée par Eldholm *et al.* [1990a]. J'ai appliqué ce taux à la distance entre l'anomalie C24 et le bord de la plate-forme continentale près de l'archipel de Svalbard (~100 km) pour estimer l'âge auquel la plate-forme de Barents-Kara et la ride de Lomonossov seraient jointives. Ceci donne un âge proche de l'anomalie C32 (~72.5 Ma, fin du Campanien). Cependant, le taux d'expansion océanique dans l'Atlantique est sensiblement supérieur entre les anomalies C25 (~56 Ma, Thanétien) et C20 (~43 Ma, Lutétien) que pour les périodes pré-anomalie C25 et post-anomalie C20 (voir à la fin de ce chapitre, dans le paragraphe **V-B.7** “*Les phases tectoniques décrites par Guiraud...*”). Ceci indique, appliqué au domaine arctique, que l'espace créé par la séparation entre la marge de Barents-Kara et la ride de Lomonossov devrait être un peu plus grand pour l'intervalle C25—C20 que celui déduit de l'application d'un taux d'ouverture océanique moyen entre l'anomalie C24 et l'actuel. L'ajustement initial entre la marge de Barents-Kara et la ride de Lomonossov devrait donc être un peu plus récent que l'âge calculé : en première approximation, la

séparation entre la ride de Lomonossov et la marge Barents-Kara, aurait commencé vers l'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien)¹¹².

Entre les anomalies C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) (ou C31 si l'ouverture du bassin Eurasien commence à l'anomalie C25) et C24, des mouvements d'écartement se produisent entre la ride de Lomonossov et le bassin Amérasien (figure V-2). À partir de l'anomalie C24, les mouvements différentiels entre stades intermédiaires sont difficiles à cerner. Vers l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), la ride de Lomonossov retrouve sa position actuelle par rapport à l'Amérique du Nord. Dans leur ensemble, ces mouvements de séparation ont une composante latérale senestre.

Notre modèle propose donc qu'entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) se produisent des phénomènes de distension et/ou océanisation des deux côtés de la ride de Lomonossov (figure V-2).

Conclusion

Pour ce qui est de la région des rides Alpha et Mendeleïev et du bassin Makarov, il n'y a pas de données claires en faveur ni en défaveur de mon modèle. L'interprétation de Taylor *et al.* [1981 ; cités par Kress, 1990] conforte le modèle d'évolution que je propose pour cette région. Cependant, faute d'une analyse détaillée de l'ensemble du bassin Amérasien, j'estime que la validité de ces idées dépend de la cohérence entre les implications géologiques du modèle et les données géologiques existantes dans l'ensemble de l'Atlantique Nord et l'Arctique.

2. L'orogène Eurêka et le détroit de Nares

Les repères géographiques et les traits structuraux mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure V-3.

¹¹² Un autre âge d'ouverture —par exemple l'anomalie C25 (~56 Ma, fin du Paléocène)— aurait conduit à un taux d'ouverture différent.

Les contraintes apportées par la géologie

Bien que le détroit de Nares ait pu être le siège de mouvements latéraux importants, il ne peut pas être l'endroit où se produisent des phénomènes compressifs au Tertiaire : c'est à l'intérieur de l'archipel de la Reine-Élisabeth que l'on trouve un bassin mésozoïque, le bassin Sverdrup, inversé par l'orogénèse Eurêka ; ceci veut dire que la partie orientale de l'archipel (les îles Ellesmere et Devon) ne devait pas se trouver plus éloignée (bien que peut-être décalée latéralement) du Groenland qu'elle ne l'est actuellement.

Ceci va être une contrainte importante de toute reconstitution cinématique :

- toute reconstruction devra éviter la superposition de trois éléments : l'archipel de Svalbard (localisation sur la figure V-1), le nord du Groenland et l'île Ellesmere ;
- il va y avoir des mouvements différentiels, non seulement entre le Groenland et l'archipel de la Reine-Élisabeth (le long du détroit de Nares), mais aussi à l'intérieur de cet archipel, entre sa partie orientale (les îles Ellesmere et Devon) et la partie occidentale.

Le détroit de Nares

Le détroit de Nares, comme d'autres régions où l'on a suspecté l'existence de grands décrochements (faille nord-pyrénéenne, linéament Tornquist-Teisseyre, ...), est encore un sujet de controverse, tant sur la nature que sur l'importance des mouvements.

La morphologie rectiligne du détroit de Nares, sa nature (bras de mer étroit), ainsi que son orientation par rapport aux mouvements supposés entre le Groenland et l'Amérique du Nord, suggèrent l'existence dans le passé de mouvements de décrochement. Les reconstitutions cinématiques de l'Atlantique Nord—Arctique demandent un déplacement latéral senestre substantiel (de l'ordre de 150 à 300 km) le long du détroit, entre le Groenland et l'Amérique du Nord, entre un stade pré-ouverture océanique et l'actuel.

Pourtant, les données aéromagnétiques [Hood *et al.*, 1985 ; Kovacs *et al.*, 1986] suggèrent l'existence d'un décrochement senestre le long du détroit dont l'ampleur varie entre 25 km [Hood *et al.*, 1985] et 105 ± 10 km [Kovacs *et al.*, 1986] et les interprétations issues de la géologie de terrain [Christie *et al.*, 1981 ; Kerr, 1981 ;

Dawes et Kerr, 1982b ; Henriksen, 1985a ; 1986] considèrent que le déplacement latéral dans le détroit de Nares est inférieur à 50 km.

L'orogénèse Eurêka

Le bassin Sverdrup [Kerr, 1981] a été déformé et soulevé pendant l'orogénèse Eurêka qui affecte tantôt l'archipel de la Reine-Élisabeth [e.g. Riediger *et al.*, 1984 ; Miall, 1986 ; Ricketts, 1987] tantôt la marge de la mer de Lincoln [Gosen et Piepjohn, 1999]. Trois épisodes tectoniques ont été établis (cette évolution est décrite plus en détail dans le chapitre **III-C.2.a.1**).

L'épisode compressif principal est, pour Riediger *et al.* [1984] et Goodarzi *et al.* [1992], d'âge post-éocène moyen (anomalie ~C20, ~43 Ma) et anté-miocène inférieur (anomalie ~C7, ~25 Ma). D'autres auteurs contraignent plus fortement cette phase : pour Miall [1986] elle serait probablement finie à l'Oligocène inférieur ; elle aurait lieu, dans l'île Axel Heiberg, entre l'Éocène moyen et la fin de l'Éocène (anomalies ~C22—C13) [Ricketts et McIntyre, 1986 ; cités par Ricketts, 1987]. Le raccourcissement est, au moins, de 60 km sur une direction NW-SE dans la partie orientale de l'archipel [Ricketts et McIntyre, 1986 ; cités par Ricketts, 1987].

Une analyse microstructurale [Lepvrier *et al.*, 1996] montre une première phase tectonique avec des orientations de contraintes horizontales maximales σ_1 ENE-WSW à NE-SW, probablement générées pendant un régime de mouvements latéraux senestres entre le Groenland et l'île Ellesmere. Une deuxième phase, qui correspond au raccourcissement majeur, présente des orientations de l'axe de la contrainte maximale σ_1 entre WNW-ESE (à l'est d'Axel Heiberg) et NNW-SSE (sur l'île Ellesmere), c'est-à-dire une direction presque perpendiculaire au détroit de Nares.

Que dit notre modèle ?

Les mouvements relatifs entre le Groenland et l'archipel de la Reine-Élisabeth (considéré, dans ce cas de figure, comme une partie de l'Amérique du Nord) ont été représentés sur la figure **V-4**.

Cette illustration montre qu'entre les anomalies C34 (~84 Ma, fin du Santonien) et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) le mouvement est un décrochement senestre

important (~290 km) parallèle à l'actuel détroit de Nares. Ceci confirme les résultats obtenus par des travaux cinématiques antérieurs.

Il y a donc apparente contradiction entre les prédictions cinématiques et les données géologiques. Notons toutefois que Nares a pu être le siège de mouvements répétés et de signe variable. Par exemple, j'ai observé sur la carte géologique du Groenland [Escher et Pulvertaft, 1995] que le bassin de Franklin (d'âge paléozoïque) [Trettin, 1973 ; 1989] montre un décalage des deux côtés du détroit qui pourrait s'expliquer par un décrochement dextre. Ce mouvement, s'il existe, aurait un sens contraire au décrochement qui, pendant le Crétacé et le Paléocène, est décrit par les modèles cinématiques et pourrait minimiser, sur le terrain, ses effets.

Entre l'anomalie C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) et le moment où le Groenland n'a plus de mouvement différentiel par rapport à l'Amérique du Nord (traditionnellement pré-anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) ; pré-C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur) selon mon modèle), le mouvement dans cette région serait *grosso modo* de convergence selon une direction NW-SE. Cependant, la majeure partie de ce rapprochement se fait entre les anomalies C25 et C21 (~47 Ma, Lutétien). Une partie de ce mouvement pourrait avoir une légère composante latérale senestre. Ce mouvement de raccourcissement ne se fait pas dans le détroit, mais à l'intérieur de l'archipel de la Reine-Élisabeth (orogène Eurêka).

Selon les données géologiques, la phase compressive principale dans l'archipel de la Reine-Élisabeth semble, par contre, avoir lieu à partir de l'Éocène moyen (après l'anomalie C21). Le modèle et les données sont bien en accord pour ce qui concerne les directions selon lesquelles va se produire la déformation, et le temps au sens large (Éocène—Oligocène) où cette déformation se produit. Cependant, dans le détail, les âges ne coïncident pas : le modèle cinématique suggère une convergence principale plus ancienne que la phase principale de compression observée par les géologues.

3. Les plateaux Morris Jesup et Yermak

Deux plateaux (Morris Jesup et Yermak) sont symétriques par rapport à l'axe d'accrétion de la dorsale Nansen. Le premier se trouve au nord du Groenland, le deuxième au nord de l'archipel de Svalbard (figure V-1). Ces deux structures anormales

se trouvaient, au moment de leur formation, associées à un grand décalage de la dorsale médio-océanique entre le segment Nansen et le segment Mohns¹¹³.

La nature de ces deux plateaux

Le plateau Yermak, le mieux étudié, a une double nature. Au sud de ~82°N, il est formé par une croûte continentale de 20 km d'épaisseur [Jackson *et al.*, 1984], tandis que la partie septentrionale présente de larges volumes de formations volcaniques (sur la base des anomalies magnétiques de grande amplitude) [Feden *et al.*, 1979 ; Jackson *et al.*, 1984].

La structure profonde de Morris Jesup est controversée, mais elle est considérée généralement comme océanique [Feden *et al.*, 1979 ; Jackson *et al.*, 1984]. Dawes [1990], cependant, suggère l'existence de croûte continentale sous une épaisse couverture de roches volcaniques.

Certains auteurs [Pearce, 1980 ; Jackson *et al.*, 1984] expliquent l'origine de ces plateaux par l'existence d'un point triple. Feden *et al.* [1979] ont lié ces deux plateaux homologues à la présence d'un *hot-spot* associé au point triple.

L'âge de formation des plateaux Morris Jesup et Yermak

D'après la relation entre les lineations magnétiques océaniques et les anomalies magnétiques sur ces plateaux, Feden *et al.*, [1979] estiment que la partie volcanique de ces plateaux s'est formée *grosso modo* entre les anomalies C24 et C12, et principalement à partir de l'anomalie C18 (~39 Ma, Bartonien, Éocène moyen) jusqu'à l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), moment où ils se sont séparés.

Kristoffersen et Talwani [1977] notent que la chronologie de l'activité volcanique correspond étroitement avec les changements dans le mouvement du Groenland dans les stades finaux de l'accrétion océanique dans la mer du Labrador.

¹¹³ D'autres exemples de volcanisme anormal existent à des intersections dorsale—zone de fracture pendant les moments de changement cinématique : la ride formée par l'anomalie J qui butte contre la zone de fracture de Terre-Neuve au moment de la séparation entre l'Ibérie et Terre-Neuve [Tucholke et Ludwig, 1982] ; les rides Thulé-Orientale et Thulé-Occidentale [Vogt et Avery, 1974] adjacentes à la zone de fracture Charlie Gibbs et contemporaines de l'ouverture de la mer de Norvège...

Ce que dit notre modèle

La figure **V-5** montre l'évolution de ces deux plateaux considérant que celui de Morris Jesup suit les mouvements du bassin Amundsen (figure **V-1**) et la ride de Lomonossov. Il n'est donc pas solidaire du Groenland dans mes reconstitutions : je suppose qu'ils sont séparés par une discontinuité ou une frontière qui se prolonge dans le détroit de Nares.

Le modèle prédit que la genèse de ces structures volcaniques homologues doit débiter quelque part entre l'anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) (figure **V-5a**) et l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen) (figure **V-5b**), pour finir peu avant l'anomalie C13 (les bords topographiques de ces reliefs apparaissent légèrement séparés à cette époque) (figure **V-5c**). Ce modèle n'arrive donc pas à préciser l'âge du début de cet événement volcanique. Pour mieux contraindre l'âge du début, il faudra délimiter précisément l'étendue des parties volcaniques de ces plateaux. Pour ce qui concerne la fin de la formation de ces plateaux, la légère différence de temps avec d'autres modèles réside dans le fait que, contrairement à ce qui est habituellement fait, j'ai associé le plateau Morris Jesup à la ride de Lomonossov et non au Groenland. Ces deux plateaux sont liés à la formation du bassin Eurasien lors de l'écartement entre la ride de Lomonossov et la marge eurasiatique et non à la séparation entre le Groenland et cette dernière marge.

4. L'archipel de Svalbard et le *West Svalbard Fold Belt* (WSFB)

Les repères géographiques et les traits structuraux mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure **V-6**. L'emploi courant des toponymes Svalbard et Spitzberg peut porter à confusion. Spitzberg est le nom de l'île principale de l'archipel Svalbard, nom qui a été parfois utilisé pour nommer l'archipel entier.

La géologie de l'archipel de Svalbard

L'orogène *West Spitsbergen Fold-thrust Belt* (WSFB) [Harland, 1969] de direction NNW-SSE, est le trait tectonique majeur de l'archipel de Svalbard. Deux groupes opposés proposent des évolutions temporelles différentes :

a) un premier ensemble d'auteurs défend un âge tertiaire pour la déformation compressive [e.g. Birkenmajer, 1981 ; Dallmann *et al.*, 1993 ; Lepvrier, 1994 ; Braathen *et al.*, 1995 ; Maher *et al.*, 1995 ; 1997]. Trois étapes ont été décrites :

— décrochement dextre le long de la zone de fracture Hornsund probablement au Crétacé supérieur [Lepvrier, 1992 ; cités par Maher *et al.*, 1995] ou au Crétacé supérieur (?)—Paléocène inférieur [Braathen et Bergh, 1995]. Cette phase a une composante de raccourcissement NNE-SSW oblique à la zone de fracture Hornsund au Paléocène inférieur [Lepvrier, 1992 ; cité par Braathen et Bergh, 1995] ;

— la phase principale de raccourcissement se fait selon une direction WSW-ENE sub-perpendiculaire à la zone de fracture Hornsund [Lepvrier, 1992 ; cité par Braathen et Bergh, 1995]. L'âge de cette phase serait paléocène supérieur—éocène inférieur (moyen ?) [Kleinspehn *et al.*, 1989]. Le raccourcissement estimé est de 20-40 km au nord d'Isfjorden [Welbon et Maher, 1992 ; Wennberg *et al.*, 1994] ;

— distension E-W à WSW-ENE, avec une légère composante latérale [Braathen et Bergh, 1995] à partir de l'Éocène supérieur (~37 Ma) [Braathen et Bergh, 1995] ou à la base de l'Oligocène [Eldholm *et al.*, 1987].

b) un deuxième groupe [Hanisch, 1984 ; Lyberis et Manby, 1993a ; 1993b ; 1994 ; Manby et Lyberis, 1996] suggère que le WSFB est produit par la convergence entre l'archipel de Svalbard et le Groenland pendant l'ouverture initiale de la mer du Labrador (Crétacé supérieur—Paléocène), avant l'accrétion dans la mer de Norvège-Groenland et l'Arctique. Le raccourcissement estimé par Lyberis et Manby [1993a ; 1993b] est de ≥ 80 km. Ils proposent aussi trois phases de déformation pour expliquer le WSFB :

— compression E-W à ENE-WSW d'âge crétacé supérieur—paléocène ;

— système de décrochement dextre d'âge paléocène supérieur—éocène ;

— extension E-W à partir de la base de l'Oligocène (en relation avec la ride Knipovich).

En résumé, les deux groupes s'opposent dans la séquence d'événements tectoniques : pour le premier, celle-ci est de décrochement—compression—distension ; pour le second, elle est de compression—décrochement—distension.

Les mouvements entre Svalbard et le Groenland selon le modèle proposé

La figure **V-7** décrit les mouvements relatifs du Groenland par rapport à l'archipel de Svalbard :

— entre C34 et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène), près de la zone de fracture Senja, il n'y a pas de mouvement. Il y a peut-être un peu de compression à l'ouest de l'archipel. Selon ce modèle, pendant le Crétacé supérieur et le Paléocène, il n'y aurait presque pas de mouvement entre le Groenland et le Svalbard. Ceci va à l'encontre tant du modèle (a) que du modèle (b) ;

— entre C25 (~56 Ma) et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) semble se produire la partie la plus importante de l'orogène *West Spitsbergen Fold-thrust Belt* (WSFB) dans un contexte de transpression tandis que du côté de la zone de fracture Senja, il s'agit de mouvements latéraux ;

— entre C24 (~53 Ma) et C20 (~43 Ma, Lutétien), il y a encore de la transpression dextre sur le WSFB, mais la composante compressive du mouvement est beaucoup moins importante que précédemment ;

— entre C20 (~43 Ma) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) le mouvement est de décrochement ;

— entre C13 (~33 Ma) et C1 (actuel), le Svalbard et le Groenland se séparent d'abord en transtension, puis se produit l'océanisation du détroit de Fram.

Conclusion

Le modèle que je propose présente, par rapport aux précédents (voir chapitre **II**), un meilleur ajustement à la donnée géologique concernant cette région-clé entre l'archipel de Svalbard, le Groenland et l'île Ellesmere (localisation en figures **V-3** et **V-6**). J'évite l'excès de superposition dans cette région pour les anomalies anciennes, et je prends en compte l'existence de l'orogène WSFB en Svalbard.

D'un autre côté, concernant les deux hypothèses existantes sur l'âge de la formation de cet orogène, nos résultats sont en accord avec un âge tertiaire (Éocène inférieur et moyen) pour la déformation compressive comme postulée, entre autres, par Harland, [1969], Braathen et Bergh [1995] et Maher *et al.* [1995].

5. Les bassins sédimentaires de la mer du Labrador et de la Baie de Baffin

Les repères géographiques, les traits structuraux et les forages mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure V-8.

Les principaux bassins sédimentaires dans la mer du Labrador et de la baie de Baffin se trouvent sur des marges opposées : dans la mer du Labrador, les bassins Saglek et Hopedale se situent sur la marge de la péninsule du Labrador ; dans la baie de Baffin, le bassin Melville est placé du côté du Groenland.

Contraintes géologiques sur les âges de formation du bassin Melville (baie de Baffin) et des bassins Saglek et Hopedale (mer du Labrador)

L'âge de formation du bassin Melville n'est pas bien contraint : les énormes épaisseurs sédimentaires (jusqu'à 13 km) et la présence de séries volcaniques qui diminuent la pénétration de la sismique réflexion rendent difficile cette tâche. Whittaker *et al.* [1997] notent cependant (page 978) : *“By analogy with onshore geology in the surrounding areas and well data from the continental shelves off southern west Greenland and Labrador to the south, it is expected that the first phase of rifting and sedimentation took place in the Early-middle Cretaceous, while a second phase of rifting took place in the latest Cretaceous and early Paleocene.”*

Dans la mer du Labrador, le début des phénomènes distensifs entre le Groenland et l'Amérique du Nord est marqué par la présence de dykes sur la côte sud-ouest du Groenland. Ces dykes avaient été datés comme étant d'âge oxfordien—kimmeridgien par Watt [1969]. Cet âge a été révisé (Valanginien—Hauterivien) [Rex, com. pers. à Whittaker *et al.*, 1997]. Des dykes sur la côte de la péninsule du Labrador ont été datés à 145 ± 6 et 129 ± 6 Ma (en gros Berriasien—Hauterivien) [Umpleby, 1979 ; cité par Keen *et al.*, 1990]. Des basaltes ont été trouvés au sud du bassin Hopedale avec un âge radiométrique de 131-104 Ma (Hauterivien—Albien moyen) [Umpleby, 1979 ; cité par Keen *et al.*, 1990]. Dans ce bassin, des forages pétroliers atteignent, sur le socle anté-mésozoïque, des matériaux sédimentaires d'âge valanginien (forage *Snorri J-90*) et des roches basaltiques d'âge berriasien (forages *Indian Harbour M-52* et *Herjolf M-92*)

[Tucholke et Fry, 1985]. Les bassins Saglek et Hopedale se sont donc formés au Crétacé inférieur.

Implications du modèle cinématique proposé sur les âges de formation de ces bassins

De l'observation des reconstitutions proposées dans mon modèle, on peut déduire que le bassin Melville s'est créé à partir de l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) (figure V-9a). À l'anomalie C34, le bord interne (vers la terre) du bassin se superpose avec le bord topographique de la plate-forme à l'est de l'île de Baffin : le bassin est fermé. À cet endroit, ces bords correspondent, en première approximation, avec la limite du continent non aminci [figure 2.19 in Keen *et al.*, 1990] formé par des matériaux pré-mésozoïques [figures 7.19 et 7.21 in Balkwill *et al.*, 1990]. Bien qu'à l'anomalie C32 (~72,5 Ma, fin du Campanien) (figure V-9b) le bord externe du bassin soit en contact avec le bord de la plate-forme de l'île de Baffin, l'âge auquel ce bassin est entièrement formé est difficile à définir. Par conséquent, le modèle suggère que le bassin Melville est plus récent que l'âge estimé par Whittaker *et al.* [1997].

Cela semble réfuter l'existence d'une première phase crétacé inférieur comme il a été suggéré par Whittaker *et al.* [1997]. Le modèle ne permet pas déterminer si la phase prédite après l'anomalie C34 correspond à la deuxième phase de Whittaker *et al.* [1997] probablement rajeunie ; ou s'il y a bien deux phases, une au Campanien—Maastrichtien (?) et une deuxième qui irait de la fin du Crétacé supérieur au Paléocène inférieur.

À l'anomalie C34, il y a déjà un espace entre le bord vers la terre des bassins Saglek et Hopedale et le bord de la marge sud-ouest du Groenland (figure V-9a). Cet espace suggère que ces bassins sont plus anciens (Berriasien (?)—Santonien) que le bassin Melville. L'âge des bassins Saglek et Hopedale estimé à partir du modèle serait, en gros, en accord avec les données géologiques.

6. La marge nord-est du Groenland

Les repères géographiques et les traits structuraux mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure V-6.

La géologie d'une région presque inconnue

Cette marge est très mal connue : les données de sismique réflexion, permettant d'étudier la marge, sont relativement rares au nord de 72°N et presque inexistantes au nord de 74°N. La carte tectonique de Larsen pour cette zone [Larsen, 1984, 1990] n'est contrôlée que par le magnétisme et la comparaison avec l'*onshore* et la marge norvégienne.

À partir de ces travaux, on peut souligner que :

- la région semble avoir subi plusieurs phases distensives donnant lieu à une croûte continentale amincie dans la partie la plus externe de la marge ;
- il y a une série d'anomalies magnétiques de forte amplitude avec une orientation *grosso modo* N-S (obliques à la marge) et situées à l'intérieur de la plate-forme. Elles sont interprétées comme le reflet de l'existence, sous des dépôts tertiaires peu épais, d'une série de bassins allongés. L'âge de ces bassins est supposé (par comparaison avec des bassins à terre dans la région de Scoresby Sund et sur la plate-forme norvégienne) pré-tertiaire.

Conséquences de notre modèle dans cette région

Dans mon modèle cinématique, j'ai introduit une zone qui se déforme sur la plate-forme continentale nord-est du Groenland délimitant une région vers l'océan que j'appelle "Vesteris" (voir le chapitre précédent et les figures **V-6** et **V-10**).

Entre l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), rien n'indique —du point de vue cinématique— qu'il y ait des mouvements différentiels (intraplaque) à l'intérieur de la plate-forme groenlandaise. Ceci n'est pas étonnant : ces mouvements ont été introduits pour répondre à un problème d'agencement des anomalies magnétiques, et dans la période C34-C25 (avant la fin du Paléocène), il n'y a pas d'anomalies magnétiques de type océanique dans la mer de Norvège-Groenland. La plupart de la déformation doit avoir lieu sur les marges passives qui sont en train de se former sur la frontière de plaque entre le Groenland et l'Europe.

Entre l'anomalie C24 et C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen), il peut y avoir des mouvements intraplaques légers difficiles à cerner car ils dépendent

fondamentalement de l'ajustement des anomalies magnétiques et des zones de fracture dans le segment de dorsale Mohns.

Entre les anomalies C20 et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) se produisent des phénomènes distensifs, car la superposition entre le domaine Vesteris et le Groenland représenté dans les reconstitutions depuis l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) disparaît à l'anomalie C13 (figure V-10). En conséquence, selon ce modèle, les bassins allongés N-S, supposés exister sous la plate-forme nord-est groenlandaise [Larsen, 1984, 1990], auraient probablement un âge éocène.

7. La nature et l'évolution du bloc Jan Mayen

Les repères géographiques, les traits structuraux et les forages mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure V-6.

Traditionnellement, le bloc Jan Mayen a été considéré comme un microcontinent détaché de la marge du Groenland.

Ce qui est dit dans la littérature géologique

La nature du socle de Jan Mayen

Depuis le travail de Talwani et Eldholm [1977], qui reprennent partiellement des arguments de Johnson et Heezen [1967] et Johnson *et al.* [1971 ; 1972], il est couramment admis que le bloc Jan Mayen est une structure d'origine continentale qui s'est séparée du Groenland. Leurs arguments sont principalement¹¹⁴ : l'aspect morphologique et magnétique du bloc, sa position asymétrique et la présence d'une série importante de sédiments sur le bloc. L'aspect sismique et les vitesses de propagation des ondes P sur la partie *sédimentaire* du bloc confortent Talwani et Eldholm [1977] dans

¹¹⁴ "Because of the asymmetrical location of the Iceland-Jan Mayen Ridge, the absence of large magnetic anomalies, and the presence of thick sediments on the Jan Mayen Ridge, Johnson and Heezen [1967] and Johnson and others [1971 ; 1972] suggested that it might be a continental fragment — a part of Greenland that was separated by a westward jump of the ridge axis." [page 981, Talwani et Eldholm, 1977]

l'idée d'une origine continentale¹¹⁵. Cependant, quelques années plus tard, Saemudsson [1986] cite un travail, auquel je n'ai pas eu accès, selon lequel l'île Jan Mayen aurait un caractère océanique¹¹⁶.

Les forages (Leg 38, sites 346, 347, 349) réalisés sur le bloc s'arrêtent dans des sédiments d'âge éocène supérieur ou moyen sans atteindre le socle ni des matériaux sédimentaires d'âge pré-ouverture océanique. Au sud du bloc principal, le forage 350 atteint des roches volcaniques d'un âge radiométrique de 44-40 Ma (~anomalies C20-C18, Éocène moyen) et créées probablement par expansion océanique [Talwani et Eldholm, 1977]. En conséquence, les forages réalisés ne permettent pas de démontrer l'existence d'un socle continental ou océanique dans cette région.

Sur l'île Jan Mayen, seules des roches volcaniques ont été cartographiées [Imsland, 1978 ; cité par Saemudsson, 1986].

L'importante épaisseur sédimentaire existante a été invoquée comme un argument en faveur de la nature continentale de ce bloc. Néanmoins, un profil N-S qui s'étend de la zone de fracture Jan Mayen jusqu'à la ride Faeroe-Islande-Groenland (ride FIG) (figure V-11 d'après Gairaud *et al.* [1978]) montre qu'il n'y a pas de différences substantielles entre l'épaisseur sédimentaire dans les zones supposées continentales au Nord (sites 346 à 349) et celles qui sont considérées océaniques (sites 350 et plus au Sud). Ce n'est que sur la ride FIG, qui reste encore une structure anormalement surélevée, et au nord de la zone de fracture Jan Mayen, où le profil traverse une région proche de l'actuelle dorsale, que le socle se trouve pratiquement dépourvu de sédiments.

En résumé, bien que la plupart des auteurs acceptent l'idée de l'origine continentale [Talwani et Eldholm, 1977 ; Gairaud *et al.*, 1978 ; Skogseid et Eldholm, 1987 ; Gudlaugsson *et al.*, 1988 ; Eldholm *et al.*, 1990b], la plupart reconnaissent aussi

¹¹⁵ "Seismic refraction and reflection data show that under a layer of flat lying sediments about 100 m thick, a sedimentary section dips to the east. (...) The sedimentary velocities are similar to the velocities found on the continental margin off Norway east of the Faeroe-Shetland and Vøring Plateau escarpments, whereas the seismic section contrasts significantly with seismic data from the surrounding oceanic areas. We consider this strong evidence of the continental nature of the Jan Mayen Ridge." [page 981 (et figure 15), Talwani et Eldholm, 1977].

¹¹⁶ "Seismic refraction (...) has revealed about 18 km thick crust of oceanic character below the island and a sub-Moho P-wave velocity of 8.27 km/s [Sörnes and Narvestad, 1976]" [page 79, Saemudsson, 1986].

que, sans prélèvements de roches du socle, les données géophysiques existantes ne suffisent pas à identifier sa nature de manière définitive¹¹⁷.

L'évolution du bloc Jan Mayen selon la littérature

Lors de l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland, l'accrétion océanique débute, entre la zone de fracture Jan Mayen et la ride Faeroe-Islande-Groenland, le long de l'axe Aegir aujourd'hui fossile.

Les forages sur le bloc Jan Mayen ont mis en évidence une discordance qui sépare des matériaux d'âge oligocène moyen et oligocène inférieur [Talwani et Eldholm, 1977]. Je pense que cette discordance (vers l'anomalie C10, ~28 Ma, limite entre Rupélien et Chattien) peut marquer le moment où le bloc Jan Mayen se sépare du Groenland.

Cependant, Talwani et Eldholm [1977] et Gairaud *et al.* [1978] considèrent que cette séparation, en termes d'objet continental qui quitte le Groenland, se produit vers l'anomalie C7 (~25 Ma, Chattien, Oligocène supérieur), moment où la dorsale Aegir cesse d'être active et est remplacée par un axe à l'ouest de Jan Mayen. Cet avis est accepté par d'autres auteurs [Nunns, 1983a ; Myhre *et al.*, 1984, cités par Skogseid et Eldholm, 1987 ; Reksness et Vågnes, 1985, cités par Eldholm *et al.*, 1990b]. La seule disparité d'opinion concerne l'évolution de l'axe d'accrétion qui remplace Aegir. Certains auteurs postulent l'existence d'un axe intermédiaire (IP, localisation approximative sur la figure **V-6**) qui fonctionnerait à partir de l'anomalie C7 et qui serait remplacé juste avant l'anomalie C5 (~10 Ma, Tortonien) pour l'actuel axe Kolbeinsey [Talwani et Eldholm, 1977]. D'autres auteurs [Vogt *et al.*, 1980, cités par Gudlaugsson *et al.*, 1988] rejettent l'existence d'un axe intermédiaire et estiment que

¹¹⁷ "However, these authors [Johnson and Heezen, 1967 ; Johnson and others, 1971, 1972] left the possibility open that the Jan Mayen Ridge is underlain by oceanic crust and originally occupied a position on the continental rise off Greenland." [page 981, Talwani et Eldholm, 1977]. Ou encore "Presently most investigators subscribe to the idea that JMR [Jan Mayen Ridge] is underlain by continental crust (...). However, a note of caution is appropriate, as no rocks predating the Paleocene/Eocene opening of the Norwegian-Greenland Sea has been recovered." [pages 357-358, Eldholm *et al.*, 1990b]. La question, sur la nature du socle de certaines des structures présentes dans cette partie de l'Atlantique et couvertes aujourd'hui par des séries volcaniques, a été posée à plusieurs reprises. Ainsi, par exemple, Talwani et Eldholm [1977] discutaient déjà (page 979) de la question de savoir si les laves tertiaires qui recouvrent le bloc Faeroe masquaient une croûte continentale ou une croûte océanique.

l'accrétion océanique sur la dorsale Kolbeinsey a débuté à partir de l'anomalie C6c (~24 Ma, limite entre l'Oligocène et le Miocène).

Ce qui est suggéré par notre modèle

Le mouvement du Jan Mayen par rapport au Groenland

Entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), on est dans la période finale de formation des marges conjuguées du Groenland et de la Norvège. Le bloc Jan Mayen —s'il existe (voir paragraphe suivant)— forme partie de la marge groenlandaise. Les mouvements différentiels ont lieu entre l'ensemble Groenland—Jan Mayen et l'Eurasie.

Entre les anomalies C24 et C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen), Jan Mayen semble glisser légèrement le long de la marge groenlandaise du Nord vers le Sud (figure V-10). Sans une étude de détail des données magnétiques du bassin de Norvège et des zones de fracture Jan Mayen Ouest et Jan Mayen Est, il est difficile de dire si ce déplacement latéral existe réellement.

Je n'ai pas de données concernant les anomalies magnétiques C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). Néanmoins, la position du bloc Jan Mayen par rapport au Groenland à l'anomalie C13 ne doit pas être très différente de celle à la C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen) (figure V-10) puisque le bloc Jan Mayen se sépare du Groenland entre les anomalies C13 et C6 (~20 Ma, Burdigalien), probablement vers l'anomalie C10 (~28 Ma, limite entre Rupélien et Chattien, Oligocène), marquée par la discordance trouvée dans les forages au voisinage de Jan Mayen.

À partir d'un moment mal déterminé, pré-anomalie C6, l'expansion océanique de la dorsale Kolbeinsey éloigne Jan Mayen du Groenland.

Le problème d'agencement du bloc Jan Mayen dans le modèle cinématique : discussion sur la nature du bloc Jan Mayen

Les reconstitutions réalisées entre l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen) et l'actuel (C1) ne présentent pas de difficulté autre que l'agencement des données par elles-mêmes. Celles qui précèdent le stade de l'anomalie C20 montrent un problème de superposition entre le bloc Jan Mayen et la plaque européenne sur la marge

norvégienne. En remontant dans le temps, les reconstitutions de mon modèle montrent que :

— à l'anomalie C20 la dorsale océanique se trouve à l'est de l'ensemble Jan Mayen—Groenland (figure **V-12a**) ;

— à l'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien, Éocène moyen), les anomalies magnétiques pointées dans le bassin des îles Lofoten se superposent avec la partie septentrionale du bloc Jan Mayen, à la hauteur de l'île Jan Mayen. C'est-à-dire qu'on retrouve superposés des repères appartenant à des régions océaniques (les anomalies magnétiques) sur une structure supposée d'origine continentale (figure **V-12b**) ;

— aux anomalies C22 (~49,5 Ma, limite entre l'Éocène inférieur et moyen) et C23 (~51 Ma, Yprésien, Éocène inférieur) la dorsale se trouve à l'Ouest, entre la limite du bloc et la plate-forme groenlandaise (figure **V-12c**) ;

— la situation se complique encore à l'anomalie C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), moment où la partie septentrionale du bloc Jan Mayen est, en plus, chevauchée par les escarpements de Vøring et de Faeroe-Shetland (figure **V-12d**) ;

— entre l'anomalie C25 (~56 Ma, Thanétien) et C34 (~84 Ma, Santonien), l'escarpement de Vøring se situe à l'intérieur de l'actuelle plate-forme groenlandaise, la partie septentrionale du bloc Jan Mayen se superpose au bassin Vøring (figure **V-12e**).

Le bloc Jan Mayen se trouve donc, en partie, à la même place qu'un espace de nature océanique entre les anomalies C21 (~47 Ma, Lutétien, Éocène moyen) et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), et —s'il s'agit d'une structure plus ancienne— superposée au bassin continental Vøring entre les anomalies C24 et C34 (~84 Ma, Santonien). Soit le bloc Jan Mayen est mal situé dans les reconstitutions, soit sa partie septentrionale n'est pas de nature continentale.

La position adoptée pour ce bloc dans mes reconstitutions est plus septentrionale que celle qui est adoptée par d'autres auteurs [par exemple, Unternehr, 1982 ; Nunns, 1983b]. Une partie du problème pourrait être éliminée si on suppose que le "glissement" de la position de Jan Mayen entre les anomalies C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) et C20 (~43 Ma, Lutétien) (voir figure **V-10**) est un artefact dû à une qualité médiocre des données utilisées dans cette région (dans cette hypothèse, la position du bloc Jan Mayen à l'anomalie C24 devrait être similaire à celle de l'anomalie C20). Les données magnétiques dans le bassin de Norvège sont d'une qualité très discutable ce qui a

forcément des répercussions sur la précision de la reconstitution de la position du bloc Jan Mayen. Cependant, les données altimétriques [Sandwell et Smith, 1997] montrent très nettement l'existence d'une double zone de fracture entre Jan Mayen et la Norvège qui contraint la latitude de sa position. Il est difficile, tout en respectant les contraintes fournies par la marge groenlandaise et les anomalies magnétiques dans le bassin de Norvège, de situer Jan Mayen suffisamment au Sud pour éviter sa superposition avec les anomalies magnétiques du bassin des îles Lofoten et du bassin Vøring.

Conclusion

Le problème posé par le bloc Jan Mayen demande un travail de détail sur des données précises qui n'a pas été entrepris dans la présente étude. Avec les réserves que cette situation impose, le modèle semble étayer l'idée d'un bloc Jan Mayen de nature hétérogène : l'île Jan Mayen *stricto sensu*, pourrait être située sur de la croûte océanique. Ceci a été suggéré par Sørnes et Narvestad [1976 ; cités par Saemudsson, 1986]. Au sud de l'île, il y aurait un domaine de nature continentale. Ce domaine est nécessaire pour expliquer le décalage latéral entre l'escarpement Vøring et Faeroe-Shetland sur la marge homologue norvégienne. La limite entre ces deux domaines pourrait se situer dans la prolongation occidentale de la zone de fracture Jan Mayen Est, comme il est suggéré par les données altimétriques et magnétiques.

8. Les bassins sédimentaires Vøring et Møre et leurs homologues du côté groenlandais

Je viens de montrer que, pour l'époque de l'anomalie C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), Jan Mayen se superpose au bassin Vøring. À l'époque de l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) (figure **V-13**), la limite océanique de ce bassin et du bassin Møre, et l'escarpement de Vøring, vont se retrouver en superposition plus importante sur le bloc Jan Mayen et la plate-forme groenlandaise qu'à l'anomalie C24.

Cette superposition peut avoir deux explications qui peuvent coexister.

— ceci peut montrer qu’au nord de Scoresby Sund, l’actuelle plate-forme continentale est formée par des séries sédimentaires glaciaires qui progradent sur la croûte océanique comme c’est le cas plus au Sud, dans la région de Scoresby Sund [Larsen, 1990]¹¹⁸.

— ceci peut indiquer aussi la quantité de distension qu’ont subie les bassins profonds norvégiens entre l’anomalie C34 et l’anomalie C24. Cette période correspond à la phase de distension qui commence au Campanien supérieur [Bjørnseth *et al.*, 1997] et qui va conduire à la séparation définitive des marges norvégiennes et groenlandaise orientale. Cette phase est bien identifiée dans les bassins Møre [Grunnaleite et Gabrielsen, 1995] et Vøring (où elle est centrée sur la partie occidentale) [Skogseid *et al.*, 1992b ; Bjørnseth *et al.*, 1997]). Elle est aussi visible sur la marge des îles Lofoten [Mjelde *et al.*, 1992] (localisation sur la figure V-6). Du côté groenlandais, Price *et al.* [1997] suggèrent son existence à Hold-with-Hope.

Il est intéressant de remarquer que dans la reconstitution à l’anomalie C34 l’escarpement de Vøring, pris comme limite des bassins crétacés norvégiens, se trouve pratiquement aligné avec les bassins mésozoïques connus à terre au Groenland, dans la région de Jameson Land (figure V-13).

9. Origine et nature du plateau de Rockall : les bancs Hatton et Edoras, le bassin Hatton-Rockall, le banc Rockall et le fossé de Rockall

Les repères géographiques, les traits structuraux et les forages mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure V-14.

Le plateau de Rockall est séparé de la marge irlandaise par le bassin de Rockall. Il est composé des bancs Hatton et Edoras, à l’Ouest, et du banc Rockall *stricto sensu*, à l’Est. Les bancs Hatton et Edoras sont séparés du banc Rockall par le bassin Hatton-Rockall.

¹¹⁸ Des séries sédimentaires épaisses qui progradent sur l’océan masquent aussi les traits structuraux de la marge occidentale de la mer de Barents, au sud de Svalbard [Eldholm *et al.*, 1984 ; Vorren *et al.*, 1990a].

Ce qui dit la géologie

La nature des bancs Hatton et Edoras

Sur les sites 117 (limite entre le bassin Hatton-Rockall et le banc Rockall) et 116 (bassin Hatton-Rockall) des granulites précambriennes ont été forées [Roberts *et al.*, 1973 ; cités par Hauser *et al.*, 1995] ce qui prouve l'origine continentale de cette partie du plateau. Par contre, il n'y a pas de forages atteignant le socle à l'ouest du plateau (bancs Hatton et Edoras).

Le banc Hatton et le banc Edoras sont considérés comme des structures continentales [Fowler *et al.*, 1989 ; Spence *et al.*, 1989 ; Barton et White, 1997]. Cependant leur structure est très mal connue car elle est masquée par de larges séries de basaltes [Roberts et Ginzburgh, 1984 ; cités par Spence *et al.*, 1989] qui peuvent atteindre presque 7 km d'épaisseur [Spence *et al.*, 1989]. Ces séries, connues par leur aspect sismique montrant des réflecteurs pentés vers l'océan (SDR), sont un caractère commun aux marges continentales entre le Groenland et l'Europe. Cependant, une controverse persiste sur la situation, sous ces séries, de la limite entre le continent et l'océan : selon les auteurs, cette position varie entre la limite à terre de ces basaltes [Mutter *et al.*, 1982], la limite vers l'océan [Roberts et Ginzburgh, 1984 ; cités par Fowler *et al.*, 1989] et tout un éventail de positions intermédiaires [Hinz *et al.*, 1982 ; Smythe, 1983 ; Larsen et Jakobsdóttir, 1988 ; cités par Fowler *et al.*, 1989].

Ces bancs, à la différence du bassin Hatton-Rockall, du banc Rockall et du fossé Rockall [Makris *et al.*, 1991 ; Hauser *et al.*, 1995], sont supposés avoir un important sous-placage d'un matériel avec une vitesse de transmission des ondes $V_p = 7,2-7,5$ km/s [Fowler *et al.*, 1989 ; Barton et White, 1997]. De ce fait, le matériel basaltique en "surface" et le matériel sous-plaqué forment la plupart de l'épaisseur crustale de cette marge. Barton et White [1997] affirment (p. 3127) : *"As the margin broke up, it may have contained relatively coherent blocks of continental crust, possibly inherited from the earlier Mesozoic rifting, and similar to those found on nonvolcanic margins. However, the rapid intrusions of huge quantities of molten rock into the rifting margin destroyed the coherence of these blocks and, by weakening the crust, allowed a rapid and relatively narrow breakup zone in the transition from continental to oceanic crust."*

La nature du fossé Rockall

Les données de réfraction sismique montrent sous le bassin Rockall une croûte très mince (à certains endroits moins de 10 km), qui est souvent interprétée comme continentale [Roberts *et al.*, 1988 ; Makris *et al.*, 1991 ; Hauser *et al.*, 1995]. Cependant, Joppen et White [1990] affirment que, par ses caractéristiques d'épaisseur et de vitesse de propagation des ondes sismiques, elle peut être aussi bien continentale qu'océanique.

D'un point de vue cinématique, la nature de ce bassin reste une question secondaire : il est évident, à partir du modèle, que ce bassin était déjà formé à l'époque de l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien).

La nature du bassin Hatton-Rockall

Ce bassin est très mal connu. Les forages n'atteignent pas le socle. Comme le bassin Rockall, les matériaux de ce bassin présentent deux discordances [Stoker, 1997] : une au début de l'Éocène supérieur, l'autre au Miocène moyen. Les données de réfraction montrent l'existence d'une croûte d'épaisseur intermédiaire (10-22 km) qui a été interprétée comme continentale [Makris *et al.*, 1991].

L'âge des séries volcaniques sur la marge des bancs Hatton et Edoras

L'âge des laves SDR du plateau de Rockall (DSDP Leg 81, sites 553-555) est mal contraint. Il est, au minimum¹¹⁹, paléocène supérieur/éocène inférieur [Roberts *et al.*, 1984]. Des âges radiométriques sur deux échantillons du site 555 donnent des valeurs de $52,3 \pm 1,7$ et $54,5 \pm 2,0$ Ma (Yprésien) [MacIntyre et Hamilton, 1984]. De leur côté, Sinton et Duncan [1998] suggèrent un âge un peu plus ancien ($57,6 \pm 1,3$ et $57,1 \pm 5,6$ Ma, à la limite Sélandien—Thanétien) par comparaison avec les laves, de caractéristiques similaires, du site 915-918 au sud-est du Groenland. Ces derniers auteurs avouent cependant, les uns comme les autres, que l'âge des laves est mal

¹¹⁹ Cet âge est un minimum car ces successions n'ont pas été pénétrées complètement sur certains sites. La datation se base sur des fossiles présents dans les sédiments qui recouvrent ces laves (des dinoflagellés dans des couches sédimentaires intercalées avec les coulées de laves appartiennent à la zone biostratigraphique NP9) [Brown et Downie, 1984].

contraint. Le complexe magmatique Darwin (au nord du plateau de Rockall) est daté à $55,9 \pm 0,3$ Ma [Sinton *et al.*, 1998].

Près de cette région, dans les îles Britanniques, les roches ignées tertiaires les plus anciennes correspondent aux îles Mull, Muck et Eigg, et elles ont été datées radiométriquement à partir de 62-60 Ma [Mussett *et al.*, 1988 ; Pearson *et al.*, 1996], avec un maximum d'activité vers 59 Ma (Sélandien) [Mussett *et al.*, 1988]. Au nord-est de l'Irlande, le volcanisme a été daté entre $58 \pm 0,7$ et $55,3 \pm 0,8$ Ma (Thanétien) [Gamble *et al.*, 1999].

En résumé, on a *grosso modo* une importante expression volcanique liée à un grand phénomène régional (la province thuléenne, voir chapitre **III-B.1**), dont l'âge est paléocène—éocène inférieur (entre les anomalies C28 et C23, voir la figure **III-5**).

Ce qui dit le modèle

Description

Le plateau de Rockall présente une problématique similaire à celle du banc Jan Mayen. Entre les anomalies C34 (figure **IV-29**) et C31 (figure **IV-27**), sa partie occidentale (bancs de Hatton et Edoras) chevauche le craton du sud-est du Groenland. Ce chevauchement disparaît entre les anomalies C31 (figure **IV-27**) et C25 (figure **IV-26**).

Implication

Une superposition d'une telle ampleur est improbable s'il s'agit d'un plateau continental comme il a été toujours décrit.

Cette situation pourrait cependant être évitée si on imagine que le bassin de Rockall se forme entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C25 (~56 Ma, Thanétien, Paléocène supérieur). Bien que "l'espace" soit disponible, ceci n'est pas plausible, le mouvement du banc Rockall (*stricto sensu*) par rapport aux plaques qui l'entourent (Groenland, Amérique du Nord et l'Europe) est bloqué par l'agencement des anomalies magnétiques de deux côtés de la zone de fracture Charlie Gibbs.

Il est possible aussi, d'un point de vue géométrique, d'imaginer un mouvement différentiel entre les bancs Hatton-Edoras et le banc Rockall. La morphologie des

isobathes de ces reliefs le suggère et l'espace disponible le permet. Deux problèmes apparaissent (figure **V-15**) :

- quel est l'âge de formation du bassin Hatton-Rockall ? a-t-il subi une distension compatible avec un tel déplacement ?
- comment faire un mouvement différentiel entre les bancs Hatton-Edoras et le banc Rockall, sans qu'il y ait des répercussions dans l'océan (les anomalies magnétiques restent bien agencées entre le Groenland et l'Amérique du Nord, et entre le plateau Rockall (sans les bancs Hatton et Edoras) et l'Amérique du Nord ?).

Explication

Deux cas de figure me semblent envisageables :

- on peut considérer que le bassin Hatton-Rockall est de nature continentale et que sa formation a lieu entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C25 (~56 Ma, Paléocène supérieur), en admettant des phénomènes distensifs importants ;
- on peut imaginer que les bancs Hatton et Edoras sont des structures construites par le volcanisme à partir de l'anomalie C31 et dont la plupart du matériel est mise en place entre ce moment et l'anomalie C25.

Conclusion

Pour juger la validité de l'hypothèse qui implique des mouvements distensifs dans le bassin Hatton-Rockall, il faut connaître l'évolution du bassin pendant les stades de sa formation. Ceci n'est pas connu. Cependant, ce bassin a subi une phase de subsidence rapide à l'Éocène [Laughton, Berggren *et al.*, 1972a ; Jones *et al.*, 1974 ; cités par Stoker, 1997]. Cela indique qu'une partie importante des dépôts existants dans ce bassin se sont déposée après l'anomalie C25, donc postérieurement à l'époque à laquelle créer le bassin Hatton-Rockall permettrait de faire disparaître la superposition entre les bancs Hatton et Edoras et le Groenland. Cependant, ceci n'est pas un argument définitif ; il est connu que, sur la marge homologue du côté de Terre-neuve, des bassins créacés ont subi des phases de subsidence importante vers l'anomalie C25 (~56 Ma, Thanétien, Paléocène supérieur) [Laughton *et al.*, 1972b].

Pour ce qui concerne l'option "magmatique", compte tenu de la précision des reconstitutions (et surtout du manque de reconstitutions intermédiaires entre les

anomalies C31 et C25), il y a une bonne corrélation temporelle entre le phénomène magmatique et la période dans laquelle le modèle prédit la création de ces objets.

Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut pas écarter complètement aucune des deux options. D'un point de vue cinématique, ceci n'est pas gênant. Les deux possibilités s'intègrent de manière cohérente dans mon modèle. Il n'est pas non plus exclu que la partie occidentale du plateau de Rockall soit une réponse aux deux : par exemple, les bancs Hatton et Edoras pourraient être formés par de reliquats d'une croûte continentale qui aurait été intrudée massivement par le volcanisme pendant la période distensive pré-ouverture océanique.

10. King's Trough

Les repères géographiques et les traits structuraux mentionnés dans ce paragraphe sont illustrés sur la figure **V-16**.

Les données géologiques

Kidd et Ramsay [1986] proposent un modèle de formation de King's Trough qui considère ce trait comme une *structure intraplaque*. Ce modèle implique le rifting d'une ride aséismique générée par la trace d'un *hot-spot* [Searle et Whitmarsh, 1978 ; cités par Kidd et Ramsay, 1986] qui commence à se développer vers l'anomalie C24 (~53, Ma début de l'Éocène). Cette ride est affectée postérieurement par deux événements tectoniques intraplaques : (1) l'intrusion de trachytes et le soulèvement de la ride à l'Éocène supérieur et (2) des phénomènes de distension et de subsidence vers l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur)¹²⁰.

Cependant, la plupart des auteurs considèrent King's Trough (KT) comme une structure distensive liée à une *frontière de plaques* de courte durée de vie [Cann, 1971 (cité par Srivastava et Roest, 1992) ; Olivet *et al.*, 1984 ; Srivastava et Roest, 1992 ; Sibuet *et al.*, 1993 ; Olivet, 1996]. La frontière de plaques entre l'Ibérie et l'Europe s'étendrait alors de King's Trough à la fosse marginale nord-espagnole et aux Pyrénées. Dans le détail, le passage de la frontière entre King's Trough et la fosse

¹²⁰ Sur le forage du site 608, il a été observé un hiatus dans la série, à caractère tectonique, entre 22-18 Ma [Kidd et Ramsay, 1986].

marginale nord-espagnole n'est pas complètement cerné (il n'y a pratiquement pas de données de sismique réflexion). Selon les auteurs, la trace de la frontière depuis King's Trough passerait par :

— la ride Açores-Biscaye, les monts Charcot et la fosse marginale nord-espagnole [Olivet *et al.*, 1984 ; Sibuet *et al.*, 1993 ; Olivet, 1996] ((a) en figure V-16) ;

— la ride Açores-Biscaye, pour rejoindre le bord septentrional du banc Galice et continuer par la fosse marginale nord-espagnole [Srivastava *et al.*, 1990a ; Roest et Srivastava, 1991] ((b) en figure V-16).

J'ai opté pour la première solution : l'importance et la morphologie des reliefs des monts Charcot suggèrent qu'ils ont été le siège de mouvements tectoniques postérieurs à l'époque où ils étaient la trace fossile de l'axe d'accrétion lié à l'ouverture du golfe de Gascogne.

L'âge du début de l'activité tectonique sur King's Trough est difficilement mesurable. Elle peut varier en fonction de l'interprétation donnée à cette structure, mais elle ne peut pas être antérieure au Paléocène supérieur (anomalies C26—C25) puisqu'elle se situe sur une croûte océanique plus récente. Ainsi, par exemple, Srivastava et Roest [1992] considèrent King's Trough comme une structure initialement intraplaque¹²¹ qui deviendrait la frontière de plaques entre l'Eurasie et l'Ibérie à l'anomalie C17 (limite entre l'Éocène moyen et supérieur).

Il est plus facile d'estimer la fin de l'activité distensive sur King's Trough. Cette structure s'interrompt peu avant l'anomalie C6 (vers 20 Ma, au Miocène inférieur). Elle décale les anomalies magnétiques C25 (~56 Ma, Thanétien, Paléocène supérieur) à C18 (~39 Ma, Bartonien, Éocène moyen)¹²², mais pas l'anomalie C6c (~24 Ma, limite entre l'Oligocène et le Miocène) et peut-être les anomalies C9/C8 (Oligocène supérieur) [Srivastava et Roest, 1992].

¹²¹ Elle se serait formée, selon ces auteurs, par propagation vers le nord du rift, initiée par un *hot-spot* qui créa la ride Açores-Biscaye.

¹²² Sur la plaque Amérique du Nord, les anomalies magnétiques entre C26 (~58 Ma, limite entre le Paléocène moyen et supérieur) et C18 (~39 Ma, Bartonien, Éocène moyen) sont décalées par une (pseudo—) faille symétrique de la structure King's Trough [Srivastava et Roest, 1992].

Implications du modèle présenté sur King's Trough

Selon mon modèle (voir paragraphe **V-B.2** ci-dessous), cette structure distensive se forme entre l'anomalie C25 (~56 Ma, Thanétien, Paléocène supérieur) et un moment —non déterminé— entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur), avec un maximum d'activité à partir de l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen). Ceci va être discuté plus en détail plus loin, au moment d'envisager les mouvements entre l'Ibérie et l'Europe.

B— Implications du modèle cinématique concernant les phases cinématiques et tectoniques

1. Le mouvement entre l'Afrique et l'Europe

Une remarque sur l'identité européenne

La figure **V-17** montre les mouvements de la plaque africaine par rapport à l'Europe. "Europe" —comme référentiel fixe— est, en réalité, la partie océanique de cette plaque, autour de Charlie Gibbs et non les terres émergées. La raison est simple : la position relative entre plaques est donnée en première instance par l'ajustement des anomalies magnétiques et zones de fracture. Dans nos reconstitutions, la partie continentale de la plaque Europe a subi à différentes époques des mouvements différentiels par rapport à sa partie océanique (voir chapitre **IV**). Il s'agit de "mouvements" mineurs par rapport à l'ordre de grandeur des mouvements entre plaques lithosphériques, mais il n'est pas moins vrai qu'il y a un certain "jeu". L'ajustement de l'ancienne frontière d'accrétion est, dans tout les cas, mieux contraint —par les données océaniques— que les parties à l'intérieur de la plaque puisque entre les deux se produisent des déformations qu'on peut parfois discerner mais difficilement mesurer. Ici, de même que pour la relation entre l'Ibérie et l'Europe, je vais donc observer l'évolution de la plaque africaine, considérée comme une entité rigide, par rapport à la frontière d'accrétion de la plaque Europe. Idéalement, les plaques Afrique, Amérique du Nord et Ibérie auraient dû être traitées, comme le Groenland et l'Eurasie, en tenant compte des phénomènes de déformation intraplaque. Mais il est aussi vrai que cette simplification ne pose pas de problèmes majeurs : le principal écueil était la nécessité

d'établir des agencements différents au nord et au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland.

Évolution de l'Afrique par rapport à l' "Europe"

La figure **V-17** synthétise l'évolution du domaine téthysien prédite par le modèle cinématique. Le référentiel fixe est la partie océanique de l'Europe :

- entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), l'Afrique se déplace vers l'Europe selon une direction SW-NE ;
- entre les anomalies C31 et C24 (~53 Ma, base de l'Éocène), il n'y a pratiquement pas de mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Europe ;
- entre les anomalies C24 et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène), la convergence continue avec une orientation N-S ;
- quelque part entre les anomalies C13 et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur) se produit un changement dans la direction du mouvement de convergence, changement qui est plus visible vers l'ouest du domaine méditerranéen ;
- entre les anomalies C6 et C1 (actuel), l'Afrique se déplace par rapport à l'Europe selon une direction NW.

Trois idées méritent d'être remarquées. L'existence de :

- un changement de direction très clair qui se produit à un moment, non déterminé dans ce travail, entre l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur). Ce changement avait été observé, mais centré sur l'anomalie C6, par Sioni [1996]. Dewey *et al.* [1989] l'avaient situé à l'anomalie C5 (~10 Ma, Tortonien, Miocène supérieur).
- une direction de convergence différente à partir de l'anomalie C24 (~53 Ma, début de l'Éocène) par rapport à la période C34-C31 (~84-68 Ma, Santonien—Maastrichtien).
- une période de *quasi*-arrêt de la convergence.

Dewey *et al.* [1989] s'avaient déjà aperçu qu'il y avait un fait inattendu dans le mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Europe. Ils affirment (p. 268 et 269) : *"Shortly after Anomaly 30 (...) the convergence of Africa and Europe slowed dramatically and the motion between the two continents became somewhat erratic. (...) Following Anomalie 24 (...) the African motion 'resumes' its northward course (...)."* Cependant, dans leur figure 2 (page 268) cette phase *"very slow motion"* est placée entre

les anomalies C30 (~67 Ma, Maastrichtien) et C21 (~47 Ma, Lutétien). Le mouvement “erratique” dont ils parlent consiste en une trajectoire de l’Afrique entre les anomalies C33o (~79 Ma, Campanien) et C21 qui ressemble au vol d’une mouche autour d’un point lumineux. Ceci est expliqué comme il suit (p. 268 et 269) : “*The apparent complexity of the Africa-Europe relative motion path at this time may be, partly, a consequence of the errors involved in combining north and central Atlantic rotation parameters. There are, as might be expected, many potential sources of error and uncertainty in using finite rotations as a mean of plate reconstruction.*” Malheureusement une question de cette importance n’est pas traitée plus profondément dans cet article qui était, d’ailleurs, consacré non à ce sujet mais à l’évolution de la Méditerranée occidentale à partir de l’Éocène supérieur.

Du temps s’est écoulé puis la question a été soulevée lors de la 17e RST [Olivet *et al.*, 1998], au cours de laquelle a été présenté le travail, auquel j’avais collaboré, fait par Saverio Sioni et Jean-Louis Olivet. Cette étude établissait une chronologie pour cet arrêt entre les anomalies C32 (~72,5 Ma, Campanien) et C24 (~53 Ma, début de l’Éocène)¹²³. Ceci est montré dans la figure **I-12** qui compile une série de paramètres de rotation totale choisis dans la littérature. Il faut noter que, dans cette représentation, la position de l’Afrique par rapport à l’Europe entre les anomalies C32 et C24 est comprise dans une fourchette d’une centaine de kilomètres. Cette fourchette correspond à peu près à la dispersion des résultats des différents auteurs pour un stade donné (figure **V-18** pour l’anomalie C24). Cette coïncidence suggérait un *quasi*-arrêt de la convergence. Elle donne une idée aussi de l’ordre de grandeur de l’imprécision pour cette anomalie, due aux données mais aussi aux différentes manières de traiter (ou négliger) le problème de la déformation intraplaque. Il faut noter aussi que ces calculs se font dans un cadre englobant deux grandes plaques dont la position relative est calculée de manière indirecte en se servant d’une troisième plaque intermédiaire. Ceci, comme le disaient Stock et Molnar, ne peut qu’introduire une certaine marge d’erreur : “(...) *uncertainties in reconstructions obtained by combining reconstructions of separate pairs of plates are often much larger than the misfits of data from any individual ocean (...)*” [Stock et Molnar, cités par Dewey *et al.*, 1989 (p. 269)].

¹²³ Les deux limites chronologiques de cette période coïncident avec des changements dans la direction d’ouverture entre l’Antarctique et l’Afrique [Patriat *et al.*, 1985 ; Royer *et al.*, 1988 ; cités par Sahabi, 1993]

Dans le présent travail, j'ai essayé de tenir compte de ces problèmes de déformation intraplaque pour l'Atlantique Nord et l'Arctique¹²⁴. Mes résultats confirment l'idée d'un *quasi*-arrêt de la convergence bien que je circonscrive la période où ce phénomène a lieu entre l'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C24 (~53 Ma, base de l'Éocène). Concernant la limite supérieure de cette période, la précision de mes reconstitutions aux anomalies C25 (~56 Ma, fin du Paléocène) et C24 ne permet pas de discerner clairement s'il y a un changement de situation à l'anomalie C25 ou à l'anomalie C24. Il semble qu'entre ces deux étapes se produise un mouvement E-W de l'Afrique par rapport à l'Europe qui est aussi visible sur le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Ibérie. Je ne saurais dire si ce mouvement est réel ou un artefact dû aux données.

Y-a-t-il des données géologiques pour confirmer l'existence d'un *quasi*-arrêt de la convergence entre l'Afrique et l'Europe ?

Dans la partie septentrionale de la plaque africaine, un certain nombre de bassins ont subi une activité tectonique distensive pendant cette période. Ainsi, le bassin de Syrte (Libye) est affecté par une phase de *rifting* importante entre le Maastrichtien inférieur et la fin du Paléocène (anomalies ~C31-C25) [Van der Meer et Cloetingh, 1993 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. Au nord de la Libye, l'escarpement de Misratah-Malte est affecté par une phase de distension à la fin du Sénonien [Finetti, 1985 ; cité par Guiraud et Bosworth, 1997]. Au sud de l'Égypte et sur la marge occidentale de la mer Rouge, des failles normales et transtensives se sont développées pendant le Sénonien et le Paléocène [Schandelmeier *et al.*, 1987 ; Montenat *et al.*, 1988 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. Finalement, les différents blocs qui séparent la Téthys occidentale de la Téthys orientale ("*Mediterranen Seuil*" [Dercourt *et al.*, 1993]) ont enregistré une tectonique distensive pendant le Maastrichtien et le Paléocène inférieur [Camoin *et al.*, 1993 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997].

Bien qu'éloigné de la Méditerranée, le détroit d'Oman a subi le même phénomène général de convergence alpine et de disparition de la Téthys entre l'Eurasie et l'Afrique—Arabie (à cette époque, la mer Rouge n'existait pas encore et l'Arabie était solidaire de l'Afrique). Une étude sur cette région affirme [p. 1398, Searle *et al.*,

¹²⁴ Je n'ai pas étudié la question pour les plaques Amérique du Nord et Afrique bien qu'elles soient parties de mon modèle : tout simplement je n'ai pas eu le temps de le faire.

1983] : “After emplacement of all thrust sheets in the Oman Mountains, there was a 25-m.y. period of tectonic stability during which fossiliferous shallow-marine limestones of upper Maastrichtien to Eocene age were deposited. There is no record of subduction during this period either in Oman or Iran (...).”

2. Le mouvement entre l’Ibérie et l’Europe

Les implications du modèle cinématique

Entre les anomalies C34 (~84 Ma, fin du Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), le déplacement de l’Ibérie par rapport à l’Europe est décrit par une rotation intermédiaire dont le pôle se situe dans le golfe de Gascogne (**P**, figure **V-19a**). Ceci produit un mouvement en ciseaux avec de la compression qui augmente progressivement vers l’Est (dans les Pyrénées) et de la distension à l’ouest des monts Biscaye et Charcot.

Entre les anomalies C31 et C25 (~56 Ma, Thanétien, fin du Paléocène), toute la frontière entre l’Ibérie et l’Europe est soumise à une convergence presque N-S (figure **V-19b**).

À partir de l’anomalie C25 jusqu’au moment de l’arrêt des mouvements entre l’Ibérie et l’Europe le mouvement se fait par rapport à un pôle de rotation intermédiaire qui se situe quelque part au sud-ouest de Lisbonne (figure **V-19c**). Ceci produit des mouvements de compression dans le domaine pyrénéen et de transpression dans le golfe de Gascogne qui se transforment en mouvements de décrochement dextre sur les monts Charcot et la ride Açores-Biscaye, et puis des mouvements distensifs sur King’s Trough (voir aussi ci-dessus le paragraphe consacré à cette structure). Cependant, ce mouvement n’est pas continu : entre les anomalies C24 (~53 Ma, Yprésien, base de l’Éocène) et C20 (~43 Ma, fin du Lutétien, Éocène moyen) il est pratiquement arrêté. Le mouvement reprend à partir de l’anomalie C20 (~43 Ma), probablement à la limite entre l’Éocène moyen et l’Éocène supérieur (~37 Ma). L’arrêt définitif se produit quelque part entre l’anomalie C13 (~33 Ma, base de l’Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur) comme en témoigne la structure de King’s Trough.

Il est à noter que, selon ce modèle, ce *quasi*-arrêt dans le mouvement entre l’Ibérie et l’Europe ne coïncide pas temporellement avec celui observé entre l’Afrique et

l'Europe. Cette question sera discutée quand on parlera des mouvements entre l'Afrique et l'Ibérie.

Les données géologiques

Pour ce qui concerne les conséquences à l'Ouest, à l'extérieur du golfe de Gascogne, de la première phase (entre C34 et C31, fin du Santonien au Maastrichtien) décrite par mon modèle :

À l'ouest des monts Charcot, se trouvent les monts Atalante. Ces reliefs "correspond[ent] à la mise en place d'une bande de croûte océanique le long d'une frontière de plaques située dans la prolongation des anciennes directions des rifts E-W du golfe. Cette bande a été créée au sein d'un domaine océanique ancien (32-33o, ...), mais plus récent que celui du golfe de Gascogne car située en partie à l'ouest du point triple. La largeur de cette bande est de 50 ± 10 km. Elle décroît légèrement vers l'Est." [p. 1211, Sibuet *et al.*, 1993].

La phase de compression "fini-crétacée"

Pendant le temps où se produisent la première phase (C34-C31, Santonien—Maastrichtien) et la deuxième phase cinématique (convergence N-S entre C31 et C25, Maastrichtien—fin du Paléocène) un certain nombre d'événements tectoniques ont été observés :

— dans le golfe de Gascogne, une discordance liée à des inversions des séries sédimentaires a été mise en évidence par Fidalgo González [1995] et Thinon [1999]. Je l'avais considérée comme le reflet du changement cinématique qui donne lieu au début de la compression dans les Pyrénées au Crétacé supérieur *lato sensu*. Elle devrait coïncider avec les hiatus entre le Maastrichtien et le Paléocène observé sur différents forages de la marge septentrionale du golfe de Gascogne [Montadert *et al.*, 1979] ;

— dans le Bassin basco-cantabrique, la plupart des auteurs estiment qu'il n'y a pas de trace d'une tectonique compressive au Crétacé supérieur et Paléocène [Mattauer et Séguret, 1971 ; Choukroune *et al.*, 1973 ; Rat *et al.*, 1982 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986 ; García Mondéjar, 1989]. Seul Cámara [1997] suggère une inversion tectonique à partir du Crétacé supérieur. D'autres suggèrent une tectonique

compressive/transpressive qui débute au Paléocène moyen [Meschede, 1987 ; Pujalte *et al.*, 1989] ;

— dans le bassin d'Aquitaine, il a été cité un régime transpressif dès le Crétacé supérieur [Desegaulx et Brunet, 1990] ;

— dans le bassin de Parentis, un changement du régime de subsidence et de sédimentation se produit à partir du Coniacien ou Santonien [Mathieu, 1986] ;

— dans les Pyrénées, la plupart des auteurs considèrent une première phase de déformation d'âge crétacé supérieur (voir fini-crétacé à paléocène au moins pour la partie centro-orientale de la chaîne). L'âge précis de cet événement est controversé (voir chapitre III). En ratissant large, elle pourrait s'étendre entre la fin du Turonien (pré-C34) [Souquet et Déramond, 1989] et la fin du Danien (C27) [Vergés, 1994] ;

— dans les secteurs méridionaux des monts Ibérique, il y a une légère phase de compression d'âge probablement fini-crétacé—paléocène [Viallard, 1973 ; 1989].

La phase de quasi-arrêt de la convergence pyrénéenne (entre C24 et C20, Yprésien et Lutétien), est elle étayée par les données géologiques ?

Pour ce qui est du bassin d'Aquitaine et de Parentis, du golfe de Gascogne et des Pyrénées orientales, je n'ai pas trouvé de renseignements bibliographiques concernant l'existence de phénomènes compressifs à cette période.

Dans le Bassin basco-cantabrique, se produisent à l'Éocène inférieur (Yprésien) d'importants changements sédimentaires et de subsidence et une différenciation paléogéographique du bassin [Robles *et al.*, 1988 ; Pujalte *et al.*, 1993], ce qui indiquerait un changement dans les contraintes tectoniques (mais pas forcément de la compression).

Cependant, dans les Pyrénées occidentales, la plupart des auteurs parlent de l'existence de phénomènes compressifs à l'Éocène inférieur et moyen (~anomalies C24-C17) [Mattauer et Henry, 1974 ; Vergés et Muñoz, 1990 ; Puigdefàbregas *et al.*, 1992 ; Vergés, 1994]. Ces mouvements se trouvent “décalsés” dans le temps par rapport aux phases compressives couramment admises pour l'ensemble de la chaîne : la phase “fini-crétacée” (Crétacé supérieur—Paléocène *lato sensu*) et la phase “pyrénéenne” (Éocène supérieur—Oligocène inférieur).

La phase orogénique "pyrénéenne" de l'Éocène supérieur—Oligocène inférieur (entre C20 et ~C10)

Dans le golfe de Gascogne, une discordance, corrélée au hiatus existant entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur [Laughton, Berggren *et al.*, 1972], est observée dans tout le golfe de Gascogne [Boillot *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1971a]. Elle scelle la déformation maximale qui affecte la couverture sédimentaire et le socle acoustique.

Dans les Pyrénées, entre (a) l'Éocène moyen (Lutétien moyen) [Mattauer et Henry, 1974 ; Vergés, 1994], la limite éocène moyen—supérieur [Puigdefàbregas, 1975 ; Défaut *et al.*, 1989] ou l'Éocène supérieur [Mattauer et Proust, 1967 ; Paquet, 1992 ; Teixell, 1996] et (b) la fin de l'Oligocène inférieur¹²⁵ [Vergés *et al.*, 1992 ; Vergés, 1994] ou l'Oligocène moyen [Mattauer et Proust, 1967 ; Teixell, 1996], se produit une nouvelle phase compressive de composante N-S à l'est des Pyrénées [Paquet, 1992] et approximativement NE-SW dans la partie occidentale de la chaîne [Puigdefàbregas, 1975 ; Teixell, 1996 ; Rocher, 1998].

La phase principale de déformation dans le Bassin basco-cantabrique et dans le bassin d'Aquitaine serait éocène final—oligocène inférieur [Villien, 1988 ; Desegaulx et Brunet, 1990].

Dans le bassin de Parentis, une discordance séparant l'Éocène moyen du l'Éocène supérieur, reflète une compression N-S à N20° [Mathieu, 1986]. À partir de l'Oligocène inférieur, il se produit une subsidence dans ce bassin [Mathieu, 1986].

Dans la Chaîne ibérique, la phase majeure de compression a un âge oligocène (?)—miocène inférieur (post-bartonien¹²⁶ et anté-burdigalien ou même anté-aquitainien) [Assens *et al.*, 1972-1973 ; Viallard, 1976]. Pour Guiraud [com. pers. 2000], le début de cette phase compressive serait en réalité la base de l'Éocène supérieur, car le Priabonien est rarement présent et daté. Viallard [1977] considère deux sous-phases, la deuxième —plus importante— dite "saviqne" d'âge fini-oligocène à miocène basal.

Dans la partie nord de la Chaîne côtière catalane, la déformation commence au Thanétien supérieur—Yprésien supérieur [Guimerà, 1984], et arrive à affecter des

¹²⁵ L'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur sont presque absents dans la chaîne [R. Guiraud, comm. pers.].

¹²⁶ Naguère pris comme synonyme d'Éocène supérieur (il faut l'interpréter ici probablement dans ce sens), on donne aujourd'hui au Bartonien un sens plus restreint équivalent à la deuxième moitié de l'Éocène moyen.

sédiments d'âge rupélien [Anadón et Villalta, 1975 ; cité par Guimerà, 1984]. Guimerà [1984] cite l'existence d'une discordance au Lutétien supérieur. Dans la partie sud, elle commence à la fin du Lutétien et s'étend jusqu'au Rupélien [Guimerà, 1984].

Les mouvements entre l'Oligocène moyen et le Miocène inférieur (entre C9 et C6)

Cette période montre une différence claire entre les parties orientale et occidentale des Pyrénées.

Les Pyrénées orientales et le domaine pyrénéo-provençal subissent de la distension (grabens obliques NE-SW) puis l'effondrement sous la Méditerranée de l'extrémité orientale de la chaîne [Mattauer et Proust, 1967 ; Mattauer et Henry, 1974].

Dans la partie centre-ouest des zones externes du domaine pyrénéen (bassin d'Aquitaine dans le versant nord et, sur le versant sud, le bassin d'avant-pays de l'Èbre et les *Sierras Marginales*), il y a une nouvelle phase de plissement d'âge oligocène inférieur (mi-Rupélien, ~C12)—fin Oligocène/début Miocène (~C7/C6c) [Mattauer et Proust, 1967 ; Mattauer et Henry, 1974 ; Pocoví *et al.*, 1990]. La direction de compression semble être NNW-SSE [Teixell, 1996 ; Rocher, 1998].

Ainsi, la fin de l'activité tectonique compressive semble ne pas être synchrone : Oligocène moyen à l'Est (voir paragraphe ci-dessus), fin Oligocène—début Miocène dans la partie centre-ouest du versant méridional (zone de Riglos et Ansó) [Vergés, 1994 ; Teixell, 1996], et fin Miocène moyen dans le Bassin basco-cantabrique [Vergés, 1994].

Dès l'Oligocène moyen dans la partie orientale de la chaîne et, progressivement au cours du Miocène, dans l'ensemble du domaine pyrénéen ainsi que dans les monts Ibériques, s'instaurent des conditions distensives dues à la relaxation post-compressive. Elles ont une composante ENE dans l'avant-pays nord-pyrénéen [Rocher, 1998].

Pendant le Miocène inférieur s'aurait produit une distension qui forme des fossés néogènes dans la Chaîne côtière catalane [Anadón *et al.*, 1979 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990] et dans la partie orientale de la Chaîne ibérique [Hernández *et al.*, 1985 ; Guimerà, 1988 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990]. Dans la partie septentrionale de la Chaîne ibérique la compression continue durant le Miocène inférieur [Colomer et Santanach, 1988 ; cités par Guimerà et Alvaro, 1990]. D'après Viallard [1976 ; 1977]

cette phase aurait produit, dans les secteurs méridionaux de la Chaîne ibérique, des grabens néogènes transverses¹²⁷ orientés NE-SW actifs du Burdigalien au Tortonien inférieur. Une dernière phase néotectonique distensive aurait lieu au Pliocène supérieur dans la Chaîne ibérique [Moissenet, 1989].

Dans le golfe de Gascogne, une discordance mineure, d'âge miocène inférieur [Laughton, Berggren *et al.*, 1972a] est visible à certains endroits [Boillot *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1971a ; Fidalgo González, 1995]. Elle marque la fin des phénomènes compressifs.

3. Le mouvement entre l'Ibérie et l'Afrique

Le décalage dans le temps de ce pseudo-arrêt de la convergence de l'Ibérie d'un côté et de l'Afrique de l'autre par rapport à l'Europe fait que la frontière ibéro-africaine est soumise à des mouvements de sens contraire au cours du temps (figure V-20, l'Ibérie est le référentiel fixe) :

— entre l'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien) et C31 (~68 Ma, Maastrichtien), il s'agit de mouvements de convergence de direction NE-SW (figure V-20a) ;

— entre les anomalies C31 et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), ces deux plaques se séparent avec un mouvement de même direction mais de sens opposé et d'ampleur comparable à celui qui existe entre les anomalies C34 et C31 (figure V-20b) ;

— à partir de l'anomalie C24 le mouvement est clairement convergent. Le changement de direction dans le mouvement de convergence entre l'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur) est bien visible (figure V-20c).

De plus, ces figures montrent un mouvement E-W entre l'Afrique et l'Ibérie pour le stade intermédiaire C25-C24. Ceci a déjà été souligné ci-dessus pour les mouvements entre l'Afrique et l'Europe comme pour ceux qui ont lieu entre l'Afrique et l'Ibérie. Compte tenu du fait que ces deux anomalies présentent un certain flou dans la résolution de l'agencement, je ne suis pas sûr que ce mouvement existe réellement, une légère modification de l'assemblage de plaques pourrait mettre fin à cette circonstance.

¹²⁷ Il y a au nord-ouest de la chaîne Ibérique des plis transverses d'âge imprécis et qui seraient, pour Alvaro [1975], anté-oligocènes.

Les résultats présentés ici sont en opposition avec l'idée de l'existence d'une solidarité de mouvement entre Ibérie et Afrique [Schouten *et al.*, 1984 ; Srivastava *et al.*, 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991]. Le groupe de Srivastava (voir chapitre **II-B.1**) postulait qu'entre un temps pré-anomalie C34 (avant le Santonien) et l'anomalie C18 (~39 Ma, Bartonien, Éocène moyen) l'Ibérie faisait partie de l'Afrique. Il est vrai qu'entre les anomalies C34 (~84 Ma, Santonien) et C24 (~53 Ma, base de l'Éocène) la position relative entre l'Afrique et l'Ibérie ne change pas beaucoup, au moins pour la partie proche du détroit de Gibraltar, mais entre ces deux stades se produisent des mouvements qu'on ne peut pas négliger.

Si on imagine, comme Srivastava, la même rotation intermédiaire pour l'Afrique et l'Ibérie, prenant les paramètres de rotation totale Afrique/Europe ici présentés, on obtient des agencements qui restent assez médiocres pour la frontière d'accrétion ibérique, et des résultats invraisemblables au niveau des Pyrénées (par exemple une superposition importante entre l'Ibérie et l'Europe à l'époque de l'anomalie C20 (~43 Ma Lutétien), c'est-à-dire, qu'on devrait avoir une phase "pyrénéenne" de distension ! Si on utilise les paramètres de rotation totale de Srivastava *et al.* [1990b], l'agencement de l'Afrique empire, tout en impliquant des mouvements sur les Pyrénées sans rapport avec les données géologiques : à titre d'exemple, le modèle de Srivastava *et al.* [1990b] impose cette fois-ci, non des mouvements distensifs (comme il y a lieu si on applique son hypothèse aux rotations totales que je propose), mais la non-existence des mouvements compressifs entre les anomalies C21 (~47 Ma, Lutétien, Éocène moyen) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène). Or, cette période correspond avec la phase paroxysmale de la déformation pyrénéenne.

Ce que disent les données géologiques

L'évolution géodynamique de la limite de plaques entre l'Ibérie et l'Afrique et de la chaîne alpine bético-rifaine qui lui est associé, présente encore des points controversés. Parmi eux, l'existence ou non d'une microplaque (le bloc d'Alboran) qui, provenant de l'Est, aurait fini pour s'encaster entre l'Ibérie et l'Afrique ; ou le mécanisme qui a transformé les zones internes de la chaîne bético-rifaine en un bassin sous la mer tandis que les deux plaques bordières restent en convergence.

Depuis le Crétacé supérieur (~Santonien) l'Afrique et l'Europe se trouvent dans un contexte général convergente. Cependant, jusqu'à l'Éocène moyen, la marge passive africaine [Chalouan *et al.*, 2001] et la marge passive méridionale de l'Ibérie [Flinch *et al.*, 1996] ne sont pas substantiellement déformées. Certains auteurs [e.g. Chalouan *et al.*, 2001] absorbent alors le raccourcissement en proposant l'existence d'une marge active au nord du bloc d'Alboran : la plaque ibérique serait en subduction.

D'après Michard *et al.* [1991], sur la transversale bético-rifaine, on n'a pas relevé de trace stratigraphique nette d'une collision crétacée. Néanmoins, d'après eux, deux types de données stratigraphiques appuient l'hypothèse d'un début de la collision bético-rifaine au Crétacé supérieur :

— dans les séries dorsaliennes, le Crétacé est souvent absent sous l'Éocène inférieur transgressif. Dans la Dorsale Kabyle, Raoult [1974 ; cité par Michard *et al.*, 1991] une discordance sépare des conglomérats du Crétacé supérieur des couches pélagiques du Malm-Néocomien, plissés et clivés ;

— dans les nappes de flysch, les sédiments clastiques grossiers prennent de l'importance à partir du Crétacé moyen-supérieur [Besson *et al.*, 1984 ; cités par Michard *et al.*, 1991].

Dans la chaîne du Tell (nord de l'Algérie), il y aurait un événement tectonique compressif (plis isoclinaux accompagnés de métamorphisme et/ou chevauchements) au Santonien [Maluski *et al.*, 1979 ; Monié *et al.*, 1982 ; Cizak, 1993 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. Dans les schistes cristallins de Grande Kabylie (zones internes de la chaîne du Tell), équivalents approximatifs de ceux des Alpujarrides-Sebtides, Monié *et al.* [1988 ; cités par Michard *et al.*, 1991] admettent l'intervention d'un véritable métamorphisme de haut degré aux alentours de 80 Ma, sur la base de résultats ^{39}Ar - ^{40}Ar .

À l'intérieur de l'Afrique, les bassins du domaine atlasique reflètent aussi cette phase. Le long de la partie centrale du Haut Atlas en Maroc, se produit pendant le Sénonien (et avant le Campanien) des chevauchements au niveau local et le début du plissement [Laville *et al.*, 1977 ; Chellai *et al.*, 1995 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. Dans la partie algérienne du Atlas, il y a du soulèvement et des plis légers au Sénonien [Benest et Bensalah, 1995 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. Des plis locaux, failles et mouvements diapiriques dans la chaîne du Pré-Atlas en Algérie [Guiraud, 1975 ; Benest et Bensalah, 1995 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997]. En Tunisie, des structures résultant d'une compression NW-SE ont été datés de la fin du

Santonien et le début du Campanien [Letouzey et Trémolières, 1980 ; Ben Ferjani *et al.*, 1990 ; Morgan et Grocott, 1993 ; cités par Guiraud et Bosworth, 1997].

À l'Éocène supérieur—Oligocène inférieur, la convergence est accommodé en deux zones :

— par la collision du bloc d'Alboran avec la marge méridionale de l'Ibérie (zones internes) qui produit des rétrocharriage vers les zones internes dans le domaine Ghomaride-Malaguide [Chalouan *et al.*, 2001], et l'emplacement de nappes dans les Bétiques (zones internes) [Balanyá *et al.*, 1997 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001]. Elle devrait produire aussi la contraction du domaine Alpujarride-Sebtide ;

— par la déformation de la marge africaine. Cela produit des plissement dans le Rif, plus importants dans la partie orientale que dans l'occidentale [Benyaich *et al.*, 1989 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001].

Pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, les parties externes subissent des phénomènes de compressions (plis, chevauchements, prisme d'accrétion lié à la subduction de la marge africaine) [Chalouan *et al.*, 2001]. Dans les zones internes, il y a des chevauchements d'âge aquitain terminal (~21 Ma) [Olivier, 1984 ; cité par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991]. Dans les zones internes de la Chaîne bético-rifaine, un métamorphisme de haut degré a des âges proches de 25-20 Ma [e.g. Michard *et al.*, 1983 ; Zeck *et al.*, 1989 ; cité par Michard *et al.*, 1991].

Néanmoins, les parties les plus internes de la Chaîne bétique et du Rif subissent un effondrement tectonique et/ou un intense processus de rift donnant lieu à l'actuel mer d'Alboran [Watts *et al.*, 1993 ; Balanyá *et al.*, 1997 ; Chalouan *et al.*, 1997 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001]. Ce phénomène a deux phases : (1) une d'âge aquitain supérieur—burdigalien, et (2) la principale qui va de la fin du Burdigalien au Tortonien inférieur [Comas *et al.*, 1992].

Les chevauchements qui engagent des séries détritiques du Miocène moyen et Miocène supérieur dans les parties orientales du contact Subbétique-Prébétique [Paquet, 1969 ; Poisson *et al.*, 1990 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991] et sous l'unité rifaine de Tanger [Benyaich *et al.*, 1989 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991] ont probablement un âge Tortonien (~8 Ma). Ce pulse affecte aussi la mer d'Alboran [Comas *et al.*, 1992 ; Chalouan *et al.*, 1997].

D'après Chalouan *et al.* [1997] un deuxième pulse compressif affecterait la mer d'Alboran vers la fin du Messinien.

À la fin du Pliocène un pulse compressif (synclinaux, failles inverses) affecte les parties les plus externes de l'arc bético-rifain [(Feinberg, 1977 ; cité par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991) ; (Morel, 1989 ; Medina, 1995 ; cités par Chalouan *et al.*, 2001)]. Elle affecte aussi la mer d'Alboran [Chalouan *et al.*, 1997].

La période entre les anomalies C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C24 (~53 Ma, début de l'Éocène), où d'après le modèle l'Ibérie et l'Afrique divergeraient (quel serait le rôle joué par le bloc d'Alboran, cas d'exister ?), s'inscrit donc dans une période où il n'y a pas de reflet de phénomènes compressifs sur le terrain. Plus à l'Est, dans le golfe de Syrte (Libye) et l'Égypte une phase distensive a été décrite entre le Maastrichtien et le Paléocène (voir **V-B.1**). Néanmoins, la bibliographie consultée n'étaye ni infirme de façon nette une tectonique distensive importante dans l'arc bético-rifain à cette époque.

4. Le stade cinématique entre les anomalies C25 (~56 Ma) et C24 (~53 Ma) dans la mer du Labrador et la baie de Baffin

L'intervalle entre les anomalies C25 (~56 Ma, Thanétien, Paléocène supérieur) et C24 (~53 Ma, Yprésien, Éocène inférieur) est une période de courte durée mais très importante dans l'évolution cinématique de l'Atlantique Nord.

— C'est le moment où se produit l'océanisation dans la mer de Norvège-Groenland.

— C'est le moment d'une importante activité volcanique non seulement dans la province thuléenne, mais aussi c'est le moment où les rides Thulé-Orientale et Thulé-Occidentale commencent à se former au sud de la zone de fracture Charlie Gibbs.

Du point de vue cinématique, on a vu qu'à ce moment on est dans une situation très particulière avec un *quasi*-arrêt de la convergence entre l'Afrique et l'Europe, mais aussi entre l'Afrique et l'Ibérie. Bien que soumis à une certaine réserve, les seuls mouvements décelés ont été des mouvements latéraux E-W et convergents N-S.

Un autre phénomène cinématique requiert l'attention du lecteur, les mouvements pour cette courte période de temps dans la mer du Labrador et la baie de Baffin. À l'anomalie C25 (~56 Ma, Thanétien, Paléocène supérieur), se produit aussi un

changement important dans les directions des mouvements dans la mer du Labrador et la baie de Baffin [Roest et Srivastava, 1989a]. Mes résultats confirment cette idée (figure V-4).

Reste, néanmoins, à parler d'une particularité du mouvement entre C25 et C24 dans la mer du Labrador. La figure 3 de Roest et Srivastava [1989a], montre un taux d'ouverture océanique entre ces deux anomalies substantiellement plus élevé que pendant les époques qui les précèdent et les suivent. Le modèle que je présente montre aussi un taux d'ouverture entre C25-C24 sensiblement supérieur au reste des périodes étudiées (figure V-4). Cette tranche de temps à haut taux d'ouverture se corrèle avec une phase de réorganisation cinématique bien visible dans la mer de Labrador, et coïncide avec le début de la formation de l'océan dans la mer de Norvège-Groenland.

5. Y-a-t-il une phase générale de réorganisation cinématique dans l'Atlantique Nord entre l'anomalie C13 (~33 Ma) et l'anomalie C6 (~20 Ma) ?

Cette étude cinématique montre une série de phénomènes qui se produisent à une époque encore pas bien déterminée entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et l'anomalie C6 (~20 Ma, Burdigalien) :

- le changement de direction dans la convergence entre l'Afrique et l'Europe : Dewey *et al.* [1989] le situaient à l'anomalie C5 (~10 Ma, Tortonien, Miocène supérieur). Sioni [1996] à l'anomalie C6. Mon travail semble indiquer que ceci se produit entre les anomalies C13 et C6 (figure V-17) ;
- le plateau des Açores se forme à partir de l'anomalie C13 et plus intensivement, à partir de l'anomalie C6 [Campan, 1991] ;
- l'arrêt définitif du mouvement entre l'Ibérie et l'Europe se produit pendant cette période comme en témoigne King's Trough. Cette cessation pourrait se produire entre les anomalies C9 (Oligocène supérieur) et C6c (~24 Ma, limite entre l'Oligocène et le Miocène) [Srivastava et Roest, 1992]. Dans les Pyrénées et les monts Ibériques, la fin de l'activité compressive se produit de manière synchrone entre l'Oligocène moyen (~C10) et la fin du Miocène moyen (pré-anomalie C5) (voir le paragraphe sur les mouvements entre l'Ibérie et l'Europe) (figure V-19c) ;

- la “séparation” de Jan Mayen par rapport au Groenland se produit vers l’anomalie C7 (~25Ma, fin de l’Oligocène) [Talwani et Eldholm, 1977 ; Gairaud *et al.*, 1978] (figure V-10) ;
- l’anomalie C13 (~33 Ma, base de l’Oligocène) est considérée comme étant le moment où l’activité volcanique cesse sur les plateaux Morris Jesup et Yermak [Feden *et al.*, 1979 ; Vogt *et al.*, 1979b ; Kovacs et Vogt, 1982 ; Jackson *et al.*, 1984] ;
- comme Rowley et Lottes [1988], j’estime possible l’existence de mouvements “résiduels” entre le Groenland et l’Amérique du Nord entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l’Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur) (figure V-4) ;
- dans la mer de Norvège-Groenland, Olivet *et al.* [1984] et Kress [1990] considéraient l’existence d’une réorganisation dans les directions d’ouverture à l’anomalie C13. Unternehr [1982] et Rowley et Lottes [1988] estiment que ce changement se produit progressivement entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l’Oligocène) et C7 (~25Ma, fin de l’Oligocène). Par manque des données, je n’ai pas pu étudier cette question dans la mer de Norvège-Groenland. Mais puisque ce changement est souvent associé à la fin des mouvements différentiels entre le Groenland et l’Amérique du Nord, et que j’estime possibles des mouvements (bien que pas de type ouverture océanique, mais plutôt de type convergente !) entre ces deux plaques entre l’anomalie C13 (~33 Ma, base de l’Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur), je considère donc probable l’idée de Unternehr [1982] et Rowley et Lottes [1988].

Cette phase semble perturber profondément la géodynamique du domaine méditerranéen occidental avec l’apparition de phénomènes distensifs ou d’océanisation dans un contexte général de convergence :

- le Bassin liguro-provençal s’océanise vers la fin de l’Oligocène [Bessis et Burrus, 1986] ou le début du Miocène [Montigny *et al.*, 1981 ; Réhault, 1981 ; Réhault *et al.*, 1984a] ;
- à partir de ce moment se produit aussi l’ouverture du Bassin tyrrhénien et la migration des phénomènes distensifs vers l’Est : l’extension est d’abord enregistrée par les nappes alpines corses durant l’Oligocène [Brunet *et al.*, 1997], puis au Miocène—Pliocène inférieur dans la partie septentrionale du Bassin tyrrhénien [Zitellini *et al.*, 1986], à partir du Pliocène en Toscane [Bartole, 1995] et dans la partie méridionale du Bassin tyrrhénien [Sartori, 1990], et actuellement à l’ouest des Apennins

[Anderson et Jackson, 1987 ; Frepoli et Amato, 1997]. Cette dynamique a produit le début d'océanisation de certains sous-bassins de la partie méridionale du Bassin tyrrhénien [Finetti et Del Ben, 1986 ; Réhault *et al.*, 1987] ;
— à partir de la fin de l'Aquitaniens (Miocène inférieur), plusieurs phases distensives ont affecté la mer d'Alborán [Comas *et al.*, 1992] ;
— dans la Chaîne bétique “*the most important phase of orogenesis in terms of cooling that affected the Betic Cordillera occurred in the late Oligocene-early Miocene [Zeck et al., 1989 ; 1992]*” [p. 202, Johnson *et al.*, 1997]. Ce phénomène tectonique oligocène supérieur—miocène inférieur est considéré par certains comme le chevauchement du complexe Alpujarride [Rondeel et Simon, 1974 ; Bakker *et al.*, 1989 ; De Jong, 1992 ; cités par Johnson *et al.*, 1997] ou comme un évènement distensif [García Dueñas *et al.*, 1988 ; Galindo Zaldívar *et al.*, 1989 ; Platt et Visers, 1989 ; García Dueñas *et al.*, 1992 ; cités par Johnson *et al.*, 1997].

6. Que se passe-t-il entre les anomalies C20 (~43 Ma) et C13 (~33 Ma) ?

Comme on l'a vu au cours de ce travail, entre les anomalies C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen) et C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène)¹²⁸, a lieu un phénomène très important du point de vue de la déformation intraplaque qu'il faut prendre en compte pour arriver à produire un bon agencement. Je n'ai pas parlé de toute la vraie déformation intraplaque, mais de celle qui est rendue *visible* par les reconstitutions cinématiques.

Entre ces deux anomalies, il faut introduire une grande discontinuité au niveau de la ride Faeroe—Islande—Groenland, entre la mer de Norvège-Groenland et le bassin de Reykjanes. Et cependant, les trajectoires synthétiques dans ces régions ne montrent pas de changements importants dans la direction du mouvement des plaques.

Il est vrai que la dernière anomalie identifiée dans la mer du Labrador est la C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen) ; et que, traditionnellement, il a été considéré que l'arrêt de l'accrétion océanique dans ce domaine se produisait progressivement dans cette période C20—C13 (~43-33 Ma, entre le Lutétien et la base de l'Oligocène). J'ai défendu ici l'existence des mouvements dans la mer du Labrador et la Baie de Baffin

¹²⁸ Faute d'anomalies magnétiques intermédiaires, je ne peux pas préciser davantage la fourchette temporelle dans laquelle s'inscrit l'éventuel phénomène que je décris ici.

jusqu'à des moments plus récents que l'anomalie C13, mais il est vrai que ces derniers mouvements ne sont plus d'ouverture mais de légère compression. Rien n'empêche en principe, l'extinction de l'axe d'accrétion entre les anomalies C20 et C13 et l'apparition des phénomènes postérieurs de légère compression.

Le seul binôme de plaques dont les trajectoires synthétiques (*flowlines*) reflètent un changement dans les trajectoires est celui de l'Amérique du Nord et l'Ibérie. L'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen) coïncide avec le moment où King's Trough commence à subir une déformation distensive importante.

Ailleurs, la période entre les anomalies C20 (~43 Ma) et C18 (~39 Ma, Bartonien, Éocène moyen) dans le Pacifique marque le dernier changement majeur [Duncan et Clague, 1985] d'une réorganisation qui avait commencé à la limite Paléocène—Éocène [Hey *et al.*, 1988]. Elle aussi visible dans l'Atlantique Central et l'océan Indien [Norton et Sclater, 1979 ; Cande et Mutter, 1982 ; Patriat, 1983].

7. Le rapport entre les phases de réorganisation cinématique décrites dans la littérature et les phases tectoniques. Ce qui se passe dans l'océan peut-il être la cause des événements tectoniques observés sur le continent ?

Causes de la déformation compressive intraplaque

À partir de ses travaux sur la déformation de l'avant-pays alpin en Europe, Ziegler [1987d] et Ziegler *et al.* [1995] estiment que : “*Although a number of geodynamic processes contribute to the build-up of intraplate horizontal compressional stresses, forces related to collisional plate interaction appear to be responsible for the most important intra-plate compressional deformations.*” [p. 7, Ziegler *et al.*, 1995].

Selon Guiraud et Bellion [1995], et Guiraud et Bosworth [1997], il y a une corrélation claire entre les réorganisations cinématiques globales (*e.g.* changements dans les directions et/ou les vitesses d'ouverture océanique) et l'existence de phénomènes compressifs intraplaques régionaux¹²⁹.

¹²⁹ “*The main cause of these [compressional] events seems to correspond to rapid changes in the opening directions of the Central, North, and South Atlantic [Guiraud *et al.*, 1992], and, more generally, to global plate motions [Ziegler, 1993].*” [p. 118, Guiraud et Bellion, 1995]

Ziegler semble récemment avoir pris ce parti : “*Constructive interference of ridge-push, slab-pull and mantle drag forces governed (...) the collisional interaction of (...) the Africa-Arabian and Eurasian plates during the Late Cretaceous and Cenozoic Alpine orogenic cycle (...).(...) Major phases of stress reorganisation appear to correlate with global plate boundary reorganisations, as evidenced by the spreading history of oceanic basins and the inception and abandonment of subduction zones (...).*” [Ziegler *et al.*, sous-presse]. De toute manière, ces deux explications ne sont pas incompatibles entre elles. Bien au contraire, les figures 6 et 7 de Guiraud et Bellion [1995] suggèrent que l’augmentation brusque du taux d’ouverture océanique (et/ou le changement de direction de la direction d’expansion) dans l’Atlantique doit produire un pulse tectonique compressif dans les frontières de convergence à l’extrémité opposée (frontière alpine pour l’Afrique-Arabie, les Rocheuses et les Andes pour les Amériques) et des effets sur des zones de faiblesse éloignées des fronts orogéniques (par exemple les bassins de la Bénoué et de la région au sud du Tchad [références dans Guiraud et Bosworth, 1997]).

Existe-t-il une coïncidence temporelle entre les phases tectoniques et les phases de réorganisation cinématique ?

Je vais ici comparer dans le temps les phases tectoniques mises en évidence par ces auteurs avec les phases de réorganisation cinématique détectées dans l’océan.

Les phases de réorganisation cinématique

Un changement majeur dans l’organisation des mouvements relatifs se produit à l’échelle du globe au Crétacé supérieur, peu avant l’anomalie C34 (pré-84 Ma)¹³⁰ : Atlantique Central [Olivet *et al.*, 1984], océan Indien [Cande et Mutter, 1982 ; Sahabi, 1993] et océan Pacifique [Mammerickx et Sharman, 1988]. L’âge de ce changement se place autour de 90 Ma [Mammerickx et Sharman, 1988 ; Collette et Roest, 1992 ; Sahabi, 1993 ; Olivet, 1996]. L’âge du début de l’ouverture de la mer du Labrador est estimé à 92 Ma [Roest et Srivastava, 1989a], ce qui coïncide avec ce changement cinématique majeur. Dans le domaine alpin *lato sensu*, la compression devient générale et voisine de N-S.

¹³⁰ et non à l’anomalie C34 comme postulé par certains auteurs.

La limite entre le Paléocène et l'Éocène (anomalies C25-C24) correspond également à une réorganisation cinématique importante visible dans le nord-est du Pacifique [Hey *et al.*, 1988]. Dans l'Atlantique Nord, elle se reflète principalement par l'ouverture de la mer de Norvège-Groenland [Talwani et Eldholm, 1977] et par le changement de direction de l'expansion océanique dans la mer du Labrador et la baie de Baffin [Roest et Srivastava, 1989a]. Elle marquerait aussi la reprise de la convergence entre l'Afrique-Arabie et l'Eurasie [Olivet *et al.*, 1998 ; et ce travail].

Les anomalies C20-C18 (~43-39 Ma, Éocène moyen) marquent le dernier changement majeur dans l'Atlantique Central [Olivet *et al.*, 1984] et dans l'océan Indien [(Cande et Mutter, 1982) et (Norton et Sclater, 1979 ; Patriat, 1983 ; cités par Olivet, 1996)]. La fin de cet épisode coïncide avec la réorganisation des mouvements absolus, lisible sur la plaque Pacifique [Duncan et Clague, 1985]. Dans l'Atlantique Nord, l'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien, Éocène moyen) marque le moment où les "effets cinématiques" de la discontinuité de la ride Faeroe-Islande-Groenland commencent à disparaître. Elle correspondrait aussi à une intensification de l'activité tectonique sur la frontière ibéro-européenne (King's Trough, Pyrénées, ...) et au début de l'extinction de l'axe océanique de la mer du Labrador.

Plus haut, ce travail a montré l'existence possible d'une phase cinématique visible dans l'Atlantique Nord, la mer du Labrador et la Méditerranée, dont l'âge se situerait quelque part entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur), probablement entre les anomalies C6c (~24 Ma, limite entre l'Oligocène et le Miocène) et C9 (~27,5 Ma, Chattien, Oligocène supérieur).

Les phases tectoniques compressives décrites par Ziegler [1987d] dans l'avant-pays alpin de l'Europe

Les travaux de Ziegler montrent l'existence de quatre phases de déformation compressive affectant l'avant-pays alpin de l'Europe (voir les détails dans le chapitre **III**) :

- "sub-hercynienne" : Santonien—Campanien
- "laramienne" : Paléocène moyen
- "éo-oligocène" : Éocène supérieur—Oligocène inférieur
- "oligo-miocène" : Oligocène supérieur—Miocène (inférieur ?)

Les phases tectoniques compressives décrites par Guiraud et Bosworth [1997] sur la plaque Afrique—Arabie

Les événements tectoniques compressifs visibles sur la plaque Afrique-Arabie pour la période de temps embrassée par mon étude sont [Guiraud et Bosworth, 1997] :

- inversion à la fin du Santonien (~84 Ma)
- inversion au passage Maastrichtien—Paléocène (~65 Ma)
- inversion à la limite Éocène moyen—Éocène supérieur (~37 Ma)
- inversion à la fin de l'Aquitainien (~21 Ma)
- inversion au Tortonien (~8 Ma)
- inversion mineure au début du Quaternaire (~1,5 Ma)

Ces pulses tectoniques seraient visibles pour la plupart d'entre eux non seulement en Eurasie et sur la marge septentrionale de la plaque Afrique—Arabie (le domaine affecté par l'orogénèse alpine), mais aussi dans l'avant-pays des Rocheuses (Amérique du Nord), des Andes (Amérique du Sud) et dans la région caraïbe [références dans Guiraud et Bellion, 1995 ; Ziegler *et al.*, 1995 ; et Guiraud et Bosworth, 1997]. Les figures 6 et 7 de Guiraud et Bellion [1995] suggèrent que ces phénomènes de déformation sont directement liés à l'ouverture atlantique qui entraîne le déplacement des Amériques vers la plaque Pacifique et de l'Afrique vers l'Eurasie.

Pour Guiraud, ces pulses tectoniques compressifs :

- sont de phénomènes de très courte durée : de l'ordre de grandeur du million d'années¹³¹. Ceci est une différence par rapport aux travaux de Ziegler qui présentaient des phases de déformation beaucoup moins limitées dans le temps ;
- présentent une corrélation temporelle avec les changements de direction et de vitesse de l'ouverture océanique.

Je n'ai pas l'expérience de terrain nécessaire pour discuter à quel point on peut cerner ou non, de manière précise, l'âge d'une phase de déformation à terre. Cette

¹³¹ "(...) we shall underline the fact that, according to lithostratigraphic controls, the intra-Santonian compressive event, responsible for the main stage of basin inversion and folding, was brief: its occurred during the Santonian, around 85-83 Ma and more precisely probably peaked ~84 Ma, which is also the age of the magnetic anomaly 34." [p. 72, Guiraud et Bosworth, 1997]

discussion doit être abordée, si nécessaire, par les géologues de terrain. En mer, cette discussion, qui dépend d'une bonne corrélation entre les données de sismique réflexion et les forages, n'a pas été faite en détail (voir **I-C.3.b**). Je peux, par contre, comparer ces phases avec mes résultats, issus de la cinématique des plaques et discuter ainsi la deuxième affirmation, celle qui a donné lieu à l'hypothèse proposée par ces auteurs comme cause de la déformation intraplaque.

Comparaison entre phases de réorganisation cinématique et phases tectoniques

J'ai représenté sur la figure **V-21** les phases de déformation de Guiraud et de Ziegler ainsi que les phases de réorganisation cinématique que j'ai observées. La partie correspondant à la cinématique est représentée par les phases du mouvement de convergence entre l'Afrique et l'Europe. Sont représentés également les taux d'expansion océanique entre l'Afrique et l'Amérique du Nord (sur la zone de fracture Oceanographer), entre l'Amérique du Nord et l'Europe (sur la zone de fracture Charlie Gibbs) et entre le Groenland et l'Europe (sur les zones de fracture Senja-Groenland). J'ai ajouté les résultats de Cande *et al.* [1988] modifiés par Nürnberg et Müller [1991] pour l'Atlantique Sud entre l'Amérique du Sud et l'Afrique (figure **V-22**). J'ai comparé ces phases.

Selon Guiraud et Bosworth [1997] il y a un phénomène compressif à la fin du Santonian de direction *grosso modo* N-S, un événement de distension NE-SW à partir du Campanien moyen et une phase de compression N-S à NW-SE au Maastrichtien supérieur. Les deux premiers coïncident avec une période cinématique de convergence (pré-C34 à C31), le troisième avec une période de *quasi*-arrêt de la convergence (C31 à C24, du Maastrichtien au début de l'Éocène).

La reprise de la convergence entre l'Eurasie et l'Afrique-Arabie à l'anomalie C24 n'a pas de reflet tectonique majeur ni en Europe, ni en Afrique ni en Arabie [e.g. Guiraud et Bellion, 1995 ; Guiraud et Bosworth, 1997].

La phase tectonique à 37 Ma (au passage entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur) ne coïncide pas avec une phase de réorganisation cinématique.

Le dernier changement cinématique du mouvement entre l'Afrique-Arabie et l'Eurasie a lieu quelque part entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et

C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur). Bien que mes résultats cinématiques à l'état actuel ne permettent pas de préciser davantage cette âge, certains indices (voir **V-B.5**, ci-dessus) me font penser que ce changement aurait pu avoir lieu à l'Oligocène supérieur. Néanmoins, aucune phase tectonique majeure n'a été décrite par Guiraud à cette époque, mais un peu plus tard vers ~21 Ma (à la fin de l'Aquitaniens, Miocène inférieur) c'est-à-dire vers la fin de la fourchette de temps (C13-C6) proposée.

La même comparaison (figure **V-21**) avec les phases tectoniques que Ziegler avait décrites sur l'avant-pays européen (phases avec une datation moins précise que celles de Guiraud) présente aussi un certain nombre de problèmes :

— la phase dite “laramienne” coïncide avec une période dans laquelle il n'y a pas de convergence entre l'Afrique et l'Europe, tandis que la reprise de cette convergence et la période convergente qui s'en suit coïncide en grande partie avec l'Éocène inférieur et moyen, période pour laquelle il n'y a pas de traces de déformation dans l'avant-pays européen.

Points de convergence entre les phases de Ziegler et les phases cinématiques décrites :

— la phase “subhercynienne” se produit *grosso modo* pendant la période de convergence oblique (NE-SW) entre les anomalies pré-C34—C31 (~Santonien—Campanien). Cette phase affecte seulement la partie orientale de l'Europe ce qui, si la déformation intraplaque est liée aux phénomènes de convergence sur la frontière [Ziegler, 1987d ; Ziegler *et al.*, 1995], pourrait être le résultat d'une convergence de cette orientation.

— Ziegler distingue deux phases mal différenciées temporellement “éo-oligocène” et “oligo-miocène” dont la limite se situe près du changement cinématique entre les anomalies C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien, Miocène inférieur) mises en évidence par ce travail.

La figure **V-21** permet donc de mettre en relief quelques idées :

— la plupart des modèles cinématiques publiés présentent des reconstitutions cinématiques pour un certain nombre d'anomalies magnétiques espacées dans le temps. La comparaison entre une chronologie de phénomènes tectoniques ponctuels et un histogramme avec un pas d'échantillonnage faible (par exemple, entre l'Afrique et l'Amérique du Nord) montre que des événements ponctuels peuvent passer inaperçus.

Plus les intervalles choisis sont larges, plus les valeurs des vitesses d'expansion sont moyennées. Ainsi, par exemple, si sur l'histogramme concernant l'Europe et l'Amérique du Nord (ou l'Europe et le Groenland) on avait calculé un taux d'expansion océanique entre les anomalies C24-C21 comme pour l'Afrique—Amérique du Nord, et non C24-23, C23-C22 et C22-C21, on n'observerait pas l'importante valeur concernant l'intervalle entre C24 et C23 ;

— cependant, un histogramme des taux d'expansion océanique avec un pas d'échantillonnage des anomalies magnétiques important (cas entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, figure **V-22**) suggère que, mis à part l'événement vers 21 Ma, il ne semble pas facile de trouver une relation entre des événements tectoniques ponctuels et des variations significatives du taux d'expansion. Sur la même figure, ces auteurs montrent un autre histogramme destiné à représenter les changements dans le temps de la direction d'expansion. Lui non plus, ne suggère pas de corrélation évidente ;

— d'un autre côté, certains faits cinématiques majeurs (par exemple, la réorganisation cinématique aux anomalies C25-C24, limite Paléocène—Éocène) n'ont pas un reflet tectonique régional. Et, néanmoins, on sait que pendant cette période se produisent un certain nombre d'évènements cinématiques importants (ouverture de la mer de Norvège, changement dans le régime de convergence entre l'Afrique—Arabie et l'Eurasie, changement dans la direction d'expansion océanique dans la mer du Labrador...). Cette réorganisation a aussi un fort reflet dans les variations de vitesse d'expansion océanique dans l'Atlantique Nord ;

— finalement, d'un point de vue méthodologique, on peut remarquer qu'une bonne partie de la valeur de l'étude des taux d'expansion océanique passe par le choix des segments de temps dont les limites ont un sens géologique. Malheureusement, les anomalies magnétiques océaniques les mieux identifiées ne coïncident pas forcément avec des évènements tectoniques importants. Le cas idéal serait de pouvoir calculer des taux d'expansion pour toutes les tranches de temps entre anomalies, mais ceci est une tâche digne d'un bâtisseur de cathédrales.

En conclusion, mon travail suggère qu'il n'y a pas de relation simple et directe entre les phases tectoniques observées à l'intérieur des plaques et les phases de réorganisation cinématiques. Essayer d'expliquer ce résultat inattendu dépasse les possibilités actuelles de mon travail.

Chapitre VI

—

**LA MANIERE D'AFFRONTER LE
PROBLEME CINEMATIQUE DE LA
DEFORMATION INTRAPLAQUE EN
DETAIL**

Chapitre VI : La manière d'affronter le problème cinématique de la déformation intraplaque en détail : l'exemple de la région entre la zone de fracture Charlie Gibbs et la zone de fracture Pico—Gloria

Jusqu'à ce moment, on a traité la relation entre la déformation intraplaque et la cinématique de plaques à une "échelle" générale, sur un large domaine qui va de l'Atlantique Central à l'océan Arctique. On a montré dans le chapitre **I-F.2**, comme on utilisait les zones de fracture comme contrainte d'une reconstitution cinématique. Il est temps de montrer, dans le détail, comme on pense qu'il faut travailler avec les données magnétiques. À titre d'exemple, on va considérer la partie de l'Atlantique Nord qui est le fruit du mouvement des plaques Amérique du Nord, Europe et Ibérie. C'est-à-dire, la région qui est comprise *grosso modo* entre les zones de fracture Charlie Gibbs et Pico—Gloria. Le reste de l'aire géographique visé par ce travail doit être traité de la même manière.

Ce travail de détail est le fruit d'une collaboration avec Daniel Aslanian et Jean-Louis Olivet.

Le travail sur les données magnétiques

Nous avons utilisé les données magnétiques et aéromagnétiques compilées par Macnab *et al.* [1995] (figure **VI-1**). Ces données sont réduites au pôle. Sur les profils magnétiques, on a identifié et pointé les anomalies magnétiques qui nous intéressent à l'aide des travaux antérieurs [Grønlie et Talwani, 1978 ; Roberts *et al.*, 1979 ; Klitgord et Schouten, 1986 ; Kovacs *et al.*, 1987 ; Srivastava *et al.*, 1988c] et d'un modèle réalisé avec un programme écrit par Louis Geli (DRO-GM, IFREMER). Ce modèle intègre l'échelle chronomagnétique utilisée dans ce travail (figure **I-17**) et le taux d'expansion océanique estimé, à partir de nos reconstitutions, au voisinage de la zone de fracture Charlie Gibbs. Certains des profils magnétiques interprétés, ainsi que le modèle utilisé, sont montrés sur les figures **VI-2** et **VI-3**. Néanmoins, l'identification à partir du modèle des différentes anomalies, grâce à leur morphologie et leur amplitude, n'est pas toujours aisée. La comparaison et corrélation entre les différents profils n'est pas non plus facile. Ce travail est facilité par l'emploi des cartes d'anomalies magnétiques contourées (figure **VI-4**) qui permettent suivre d'un profil à un autre une anomalie précise. Un exemple remarquable est l'anomalie négative entre les anomalies C33o et C34, elle apparaît dans la figure **VI-4** comme deux profondes tranchées de couleur bleue et verte, symétriques par rapport à la dorsale médio-océanique. L'identification de cette

anomalie aurait été plus difficile à partir des seuls profils magnétiques : par exemple sur le profil *4e*, par comparaison avec le modèle et le profil *5e*, on aurait pu envisager que l'anomalie négative entre C33o et C34 (en couleur verte) se trouvait plus à gauche, à l'aplomb du chiffre "344" de l'échelle horizontale.

Dès la comparaison de la morphologie des anomalies entre les différentes coupes et avec le modèle, plusieurs idées apparaissent :

— la morphologie d'une anomalie varie latéralement beaucoup, même celles qui semblent particulièrement caractéristiques. Par exemple, l'anomalie C24, seule qui dans les modèles présente un double maximum (et ceci dans la plupart des océans) présente de façon claire ce double pic seulement sur les coupes *9w*, *8e*, *7e*, *3e* (figures **VI-2** et **VI-3**), et moins évident —mais visible— sur les coupes *6w*, *3w*, *2e*, et *1e*. L'anomalie C18 présente dans le modèle deux petits sommets moins différenciés que pour l'anomalie C24. On ne les retrouve que sur quelques profils (*6e*, *5e*, *3e*). Parfois, une anomalie présente une telle diversité d'allures que son identification n'est possible que si un nombre suffisant de profils permettent sa corrélation sur une carte de contourages (figure **VI-4**). Le groupe d'anomalies C6B-C6C (comparer les profils *4e*, *3e*, *2e* et *1e*) est un exemple ;

— l'amplitude d'une anomalie varie aussi fortement. Par exemple, les deux anomalies C25 et C26 se présentent, dans le modèle, avec des fortes amplitudes et relativement isolées des anomalies précédentes et postérieures. Sur les coupes présentées, l'anomalie C25 montre parfois de fortes amplitudes (*2w*, *8e*, *7e*, *4e*, *2e*, *1e*). D'autres fois, elle a une très faible amplitude (*4w*, *3w*, *1w*, *5e*) au point d'être difficilement reconnues (*10w*, *8w*, *7w*, *6e*). Un problème similaire se présente pour l'anomalie C13. Elle est rarement aussi claire que sur le modèle. Ainsi, elle est visible avec une petite amplitude sur les profils *9e*, *8e*, *5e*, *4e* et *2e*, tandis qu'elle est difficilement identifiable sur les profils *3e* et *1e* ;

— dans certains cas, il est plus aisé identifier des gradients que des maximums. C'est ainsi qu'on a défini les anomalies C33o et C34 comme la partie supérieure (là où se produit l'inflexion de la courbe) de deux forts gradients en vert sur les illustrations **VI-2** et **VI-3** qui délimitent une importante anomalie négative. Cette anomalie négative est clairement visible sur la carte **VI-4** comme une tranchée de couleur bleue tantôt à l'ouest comme à l'est de la dorsale, près des extrémités les plus éloignées de la dorsale des profils soulignés ;

— parfois une anomalie ou un groupe d'anomalies peuvent être identifiés par le contexte qui l'entoure. Ainsi, sur la figure **VI-3**, le groupe d'anomalies C15-C16-C17 (gris) peut être identifié comme tel grâce à leur relation avec l'anomalie C18 (bleu). Néanmoins, à l'intérieur de ce groupe, il n'est pas toujours possible de différencier d'anomalies indépendantes (*9e*, *8e*, *3e*). D'autres fois, le profil présente deux des trois pics principales (*6e*). C'est seulement sur

les profils *2e*, *1e* et, moins clairement, le *5e* qu'on peut différentier entre elles les anomalies C15, C16 et C17.

Il est à retenir qu'en général :

- vue la variabilité latérale de morphologie et d'amplitude, les anomalies sont plus facilement identifiables quand on a une couverture de profils suffisamment serrée pour pouvoir les corrélérer latéralement ;
- souvent, il est plus facile d'identifier de séquences d'anomalies, qu'une anomalie isolée ;
- du point de vu de la précision du pointage, la variation en morphologie et en amplitude de chaque anomalie rendre difficile pointer les anomalies au niveau du point d'inflexion de la courbe et même les maxima quand ceux-ci ne sont pas symétriques. Nous avons pointé suivant un compromis entre le centre de l'anomalie positive et le maximum. Néanmoins, quelques exceptions échappent à cette règle : l'anomalie C24 qui présente, par endroits, un double pic bien visible ; les anomalies C33o et C34 qui ont été déterminées sur les bords supérieurs des gradients (voir figures **VI-2** et **VI-3**) ;
- il y a une partie non négligeable d'interprétation (et donc d'arbitraire) dans cette démarche qui va interférer avec tout processus mathématique destiné à quantifier l'erreur dans une reconstitution cinématique.

Le travail cinématique réalisé avec les données magnétiques

Une fois les anomalies magnétiques de cette région identifiées et pointées, j'ai procédé à l'agencement des données océaniques de trois plaques concernées (Europe, Amérique du Nord et Ibérie). Cinq reconstitutions de détail ont été réalisées pour les anomalies C20 (figure **VI-5**), C22 (figure **VI-6**), C23 (figure **VI-7**), C24 (figure **VI-8**) et C31 (figure **VI-9**). Les pointages magnétiques utilisés dans ces reconstitutions sont placés sur la carte **VI-4**.

Le problème d'ajustement au nord du point triple Amérique du Nord—Europe—Ibérie

Les illustrations **VI-5** à **VI-8** montrent que, pour la période C20—C24, si on considère les plaques lithosphériques comme des ensembles rigides, il se produit systématiquement un recouvrement des anomalies magnétiques sur une zone délimitée, au nord du point triple situé au voisinage de King's Trough. À l'époque de l'anomalie C31 (figure **VI-9**), le point triple devrait se situer sur la ride Açores-Biscaye (King's Trough n'existerait pas encore). Dans

cette reconstitution tantôt l'agencement juste au nord (Amérique du Nord—Europe) comme juste au sud (Amérique du Nord—Ibérie) du point triple présente un mauvais ajustement.

Le problème d'ajustement au voisinage du point triple Amérique du Nord—Ibérie—Afrique

Près du point triple entre l'Amérique du Nord, l'Ibérie et l'Afrique, il y a deux zones de fracture homologues : la zone de fracture Pico de côté américain et la zone de fracture Gloria à l'est de la dorsale. Cette dernière est, en plus, un des traits de la frontière entre l'Ibérie et l'Afrique. Dans les reconstitutions, la zone de fracture Gloria peut être prise comme le bord méridional de l'Ibérie ou le bord septentrional de l'Afrique. On s'attendra à que tantôt dans un cas comme dans l'autre, elle se superpose correctement avec la zone de fracture Pico. Ceci est le cas entre l'Afrique et l'Amérique du Nord mais non entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord. Sur les reconstitutions ici présentées (figures VI-5 à VI-9), on peut observer que la zone de fracture Gloria (en bleu clair), envisagé avec les paramètres de rotation entre les plaques Ibérique et Amérique du Nord, est trop au sud par rapport à la zone de fracture Pico (en rouge). En plus, elle a une orientation oblique par rapport à la zone de fracture Pico, ce qui est anormal pour deux structures qui sont, par nature, le reflet d'un même mouvement. Cette position relative des plaques ibérique et nord-américaine ne peut pas être modifiée de manière substantielle : elle est issue d'un agencement prenant compte de la morphologie particulière des segments d'anomalies magnétiques et des zones de fracture Mortadelo et Filemón (voir figures IV-14, IV-15, et VI-5 à VI-8).

Comment traiter les *misfits* de troisième ordre : l'ajustement entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord à l'anomalie C31

Les problèmes d'ajustement cinématique, mis en évidence dans les figures précédentes, correspondent à ce que, dans le chapitre IV-B (et figure IV-2), j'avais nommé *misfits* de troisième ordre. Malgré l'ampleur du désajustement (jusqu'à quelques dizaines de kilomètres), celui-ci a une distribution géographique limitée (ordre de grandeur : plusieurs dizaines, voire la centaine de kilomètres).

On va discuter comment traiter les sous-segments de frontière ne pouvant pas s'arranger avec l'ensemble de la frontière. L'étude de ce problème va être illustré par la série de figures VI-10 à VI-13 concernant l'ajustement entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord à l'anomalie C31. Pour la région ici étudiée, on dispose d'un pointée magnétique plus important pour cette

anomalie que pour les anomalies C20, C22, et C23 (comparer les figures **VI-5** à **VI-9**). L'anomalie C24 présente un dédoublement des maximums (figures **VI-2**, **VI-3** et **VI-8**) qui fait d'elle une anomalie à caractère particulière.

La figure **VI-10** montre l'agencement qui a été utilisé dans le chapitre **IV**. C'est un agencement qui moyenne les *misfits* existants. Le résultat est moins bon dans le segment central *B* que pour les autres pôles essayés (ci-dessous) mais les écarts entre les anomalies dans les segments *A* et *C* est moindre. L'écart entre la zone de fracture Gloria prise comme frontière ibérique et prise comme frontière africaine est maximale. Les implications sur les Pyrénées sont montrées sur la figure **VI-11** : une distance de ~160 km est mesurée à l'extrémité orientale des Pyrénées.

La figure **VI-12** présente un agencement intermédiaire entre celui de la figure **VI-10** et celui de la figure **VI-13**. L'ajustement du segment *B* est meilleur que dans la figure **VI-10** au même temps que les *misfits* pour les segments *A* et *C* augmentent d'importance. L'écart mesuré au voisinage de la zone de fracture Gloria, entre les traits la représentant comme attachée à l'Ibérie et à l'Afrique, a diminué se situant dans des valeurs intermédiaires entre les cas extrêmes **VI-10** et **VI-13**. Le hiatus dans les Pyrénées orientales (figure **VI-11**) est de ~185 km.

La figure **VI-13** exhibe un très bon agencement du segment central *B*. La distance entre la zone de fracture Gloria prise comme frontière africaine (en noir) et la même considérée comme un trait de la frontière ibérique (bleu) est minime. Néanmoins, les *misfits* dans les segments *A* et *C* sont aussi les plus grands des trois solutions présentées. La distance mesurée à l'extrémité orientale du hiatus pyrénéen est de ~220 km.

La figure **VI-11** montre la position de l'Ibérie par rapport au domaine "Rockall-Porcupine" à l'anomalie C34 et à l'anomalie C31 représentées avec les trois rotations ici testées. Compte tenu de la géologie pyrénéenne, les deux premières solutions sont possibles : elles impliquent un peu de transpression entre l'anomalie C34 (Santonien) et l'anomalie C31 (Maastrichtien) avant d'entamer la phase de compression entre l'anomalie C31 et C25 (Paléocène supérieur) (voir chapitre **V-B.2**). Dans ce sens-là, la solution **VI-12** est probablement plus près de la réalité car elle diminue la convergence entre la période C34—C31 et l'augmente de la même quantité entre C31 et C25. La troisième solution —si les reconstitutions à l'anomalie C34 et C25 sont valables— est probablement impossible : elle implique un léger renversement, pendant cette période, du mouvement général de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Néanmoins, sur ce point, il est difficile de trancher sans analyser en détail les mouvements avant l'anomalie C34 (au moins depuis l'anomalie M0, à la base de l'Aptien).

En tout cas, tant si on favorise un ajustement correct du segment centrale *B*, comme si on obtient un agencement un peu plus moyenné, il reste toujours un problème dans les deux extrémités : un *misfit* variable des anomalies magnétiques au nord (A) et un *misfit* variable d'anomalies magnétiques plus le décalage au niveau de la zone de fracture Gloria (C).

L'importance de la morphologie des segments magnétiques homologues

Les dorsales océaniques ont souvent des morphologies particulières, qui peuvent varier dans le temps. Ces formes se retrouvent sur les anomalies magnétiques conjuguées. Ainsi, l'homologie des formes peut être utilisée comme un critère important dès qu'il s'agit de faire une reconstitution cinématique.

Traditionnellement, les anomalies magnétiques utilisées pour réaliser des reconstitutions cinématiques, l'ont été sous forme des points discrets pointés sur des profils magnétiques. Plus il y a des profils magnétiques, plus ces points seront nombreux et auront tendance à dessiner la forme de l'ancienne dorsale. Aujourd'hui les avances informatiques permettent de calculer des rotations non seulement à partir des points discrets mais aussi à partir des modèles numériques de terrain comme celui qui est utilisé pour réaliser la figure **VI-4**. Cette avancée permet d'utiliser la donnée magnétique en fonction de sa morphologie.

Les figures **VI-14** et **VI-15** montrent deux reconstitutions à l'anomalie C23 et C31 réalisées sur la grille des données magnétiques issue de la compilation de Macnab *et al.* [1995]. Elles montrent mieux que les reconstitutions traditionnelles, la remarquable similitude morphologique des anomalies homologues dans certains segments océaniques. Ces figures, particulièrement l'illustration **VI-15** (pour l'anomalie C31), étayent le choix d'utiliser la morphologie des segments magnétiques comme critère d'ajustement cinématique. Là, où un nombre suffisant de données le permettent, ce critère —en conjonction avec l'utilisation des zones de fracture— nous semble meilleur que celui d'utiliser des points discrets issus du pointage des profils magnétiques.

En outre, ces figures montrent aussi les deux problèmes mis en évidence sur les illustrations **VI-5** à **IV-13** : d'un côté, la différente morphologie entre les segments magnétiques homologues dans l'aire juste au nord de King's Trough et la ride Açores-Biscaye ; de l'autre, l'existence d'un segment magnétique ibérique plus long que son homologue américain qui se traduit par le décalage au niveau de la zone de fracture Gloria. Sur ces deux illustrations, on a introduit —à l'instar de Srivastava *et al.* [1990b] — une rotation indépendante pour la région mal agencée entre l'Ibérie et l'Europe. La partie de la grille magnétique correspondant à cette région est détachée et déplacée indépendamment pour améliorer l'ajustement des segments magnétiques concernés. L'espace blanc créé, c'est un

hiatus qui doit se refermer (et donc impliquant des phénomènes compressifs) pour arriver à la situation actuelle. Dessiné avec des objets rigides, ceci suggère l'existence d'autres plaques mineures entre l'Europe et l'Ibérie. Cette interprétation rejoint l'avis de Srivastava. Une deuxième possibilité, qu'on a adoptée dans ce travail, consisterait à envisager l'existence de phénomènes de déformation à l'intérieur des plaques Ibérie et Europe. Les données de réflexion sismique vont permettre d'étudier cette question.

L'apport de la sismique réflexion à l'identification de la déformation intraplaque dans l'océan

Lors de cette thèse, il a été évoqué à plusieurs reprises (paragraphe **I-B.1**, **IV-D.5** et figures **I-6**, **IV-13** à **IV-15**) la possible existence de phénomènes de déformation intraplaque de nature compressive et distensive sur des régions distinctes à l'ouest de la plaque ibérique. Des phénomènes compressifs ont été déjà mis en évidence par la littérature géologique dans ce domaine. Par contre, l'existence ou non dans l'océan des phénomènes distensifs postérieures à la création de la croûte océanique, n'a pas été observé —à ma connaissance— sur cette région.

Les données bathymétriques [Monti *et al.*, publication IFREMER, en cours] (figure **VI-16b**) montrent, outre des directions parallèles à la dorsale océanique, l'existence d'orientations NE-SW et NW-SE (parallèles à King's Trough et les Açores) sur le socle océanique. Nous allons nous intéresser à ces dernières. Elles sont particulièrement visibles à l'intérieur de la zone délimitée *B* dont les bords sont aussi des linéations de ce type. Cette zone présente une bathymétrie très irrégulière et, en général, plus profonde que les zones *A* et *C*. Des anciens profils de sismique réflexion du *Vening Meinesz Laboratorium* d'Utrecht traversent cette région. Un de ces profils, celui acquis par le navire *Mercurius* entre les 22 et 24 mars 1980 est présenté dans l'illustration **VI-17**. Les limites des zones *A*, *B* et *C* ont été reportés dessus. À cause de la faible qualité de ces données, la signification qu'on donne à ces différentes zones dépend étroitement de la nature des sédiments. Ainsi, par exemple si l'on considère la zone *C*, elle présente une couche sédimentaire d'épaisseur constante avec une morphologie ondulé qui se calque sur celle du socle. Si l'on envisage une nature turbiditique pour ces sédiments, cette région *C* ondulée aurait donc subi une légère déformation compressive qui aurait affecté tantôt le socle comme la couverture sédimentaire. Si la nature était hémipélagique, cette zone serait restée probablement calme pendant le dépôt de ces sédiments puisque les sédiments hémipélagiques se caractérisent pour se déposer suivant les contours du fond. Du fait de l'éloignement de cette région par rapport aux sources de

détritiques, il est fort probable que ces sédiments soient des dépôts hémipélagiques qui drapent le fond et non des turbidites. Dans ce cas, la zone *C* serait une zone calme non déformé tandis que *B* aurait subi probablement une fracturation normale intense. Des zones comme celle-là auraient contribué à augmenter la surface de la plaque ibérique post-formation de la croûte océanique et à agrandir ainsi le segment magnétique qui doit être superposé à son homologue américain. Ces phénomènes expliquent que le segment magnétique ibérique soit plus long que le segment américain homologue et le décalage observé entre la zone de fracture Gloria prise comme un trait ibérique et la zone de fracture Pico.

En général, une tectonique (compressive ou distensive) postérieure à l'accrétion de la croûte océanique aura déformé le plancher océanique modifiant ainsi la géométrie et position des anomalies magnétiques. Cela doit être le cas dans l'océan à l'ouest de l'Ibérie et au sud-ouest de l'Europe, où l'on sait que des vastes régions sont affectées par l'orogénèse pyrénéenne. En définitive, pour résoudre ce problème d'agencement autour de l'Ibérie, je n'envisage pas de sous-plaques indépendantes avec des frontières nettes, mais des larges zones déformées à l'intérieur de la plaque comme le montrent les données géologiques.

**CONCLUSIONS, INCERTITUDES ET
PERSPECTIVES**

Conclusions, incertitudes et perspectives

Depuis un quart de siècle, on connaît les grands traits de l'évolution géodynamique de l'Atlantique Nord et les plaques lithosphériques qui l'entourent. Cependant, un certain nombre de questions soulevées par les premiers modèles publiés restent encore sans réponse claire. Parmi celles-ci, il faut souligner l'existence, pour les reconstitutions cinématiques de l'Atlantique Nord, d'un problème d'ajustement entre le domaine au nord et au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland.

Cette étude aborde le problème cinématique posé par l'Atlantique Nord, en intégrant des données complémentaires issues des disciplines différentes, *visions partiels* d'une seule réalité : la Terre telle qu'elle *est*. Contrairement à la coutume, mais sans négliger les anomalies magnétiques océaniques, les zones de fracture ont été utilisées comme la donnée principale de nos reconstitutions. Ensuite, le modèle cinématique a été raffiné grâce aux contraintes fournies par la géologie *lato sensu* (phases de déformation, volcanisme, nature crustale, etc.) des régions impliquées. En plus, ce travail intègre le problème de la déformation intraplaque dans un modèle cinématique dont le fondement traditionnel est l'hypothèse de que les plaques lithosphériques sont, en première approximation, rigides.

Mon effort vise donc à rapporter les données de base dans un cadre général géographique (l'Atlantique Nord) et théorique (la tectonique des plaques), et à en discuter l'interprétation en termes de cohérence de chaque élément par rapport à l'ensemble. Malgré ses lacunes et tâtonnements, ce travail permet d'avoir une vision d'ensemble du problème, y compris des propres limites d'application de la théorie de la tectonique de plaques. Dans ce sens, les conclusions exposés ci-dessous ne sont qu'un état de lieu provisoire, dont le raffinement passe par un travail approfondi sur les différents points faibles et questions soulevées.

Conclusions de ce travail

Nous montrons que les zones de fracture contraignent avec précision les reconstitutions cinématiques. Cela a été étudié en détail dans le chapitre **I-F.2.b** concernant une région entre les plaques Amérique du Nord et Afrique, limitée au Nord par les zones de fracture Pico et Gloria. Les zones de fracture permettent aussi d'étudier les périodes de réorganisation cinématique à l'échelle des océans ainsi que leur durée (**I-C.1**). Elles sont, dans notre travail, la donnée principale de nos reconstitutions.

Les reconstitutions réalisées confirment l'existence de discontinuités de différent ordre dans l'ajustement cinématique (chapitre **IV-B**), la principale étant la ride Faeroe-Islande-Groenland. Les données géologiques nous permettent d'expliquer ces discontinuités par des phénomènes de déformation intraplaque. Notre modèle présente une amorce de chronologie de cette déformation et donne une idée de son ampleur (**IV-E**).

Outre l'existence connue des phénomènes de déformation intraplaque compressifs, ce modèle envisage l'existence sur le plancher océanique de phénomènes distensifs intraplaque à l'ouest de l'Ibérie (chapitres **IV-D.5** et **VI**).

Un de résultats les plus remarquables concernant les réorganisations des mouvements relatifs des plaques est la confirmation de l'arrêt de la convergence générale entre l'Afrique et l'Europe entre les anomalies C31 et C24 (chapitre **V-B.1**). Il est à signaler que, pendant cette période, l'ouverture de l'Atlantique ne cesse pas pour autant.

Finalement, ce modèle propose une nature mixte (continentale et océanique) pour le plateau Rockall, à l'instar d'autres plateaux océaniques sur l'Océan Indien (**V-A.9**).

Incertitudes et perspectives

Un certain nombre de points importants n'ont pas été suffisamment développés ou restent sans réponse précise, signalant des voies futures de travail.

Parmi ceux d'ordre général :

— Il y a une étude à faire sur la mise en évidence (amplitude, distribution, caractéristiques, chronologie) de la déformation en mer, moins connue que celle observée à terre. Ce travail pourrait apporter de contraintes sur la durée des phases de déformation tectonique (voir chapitre **I-C.3.b**) à comparer avec ce qui est observé à terre (voir chapitres **III-C** et **V-B.7**). En plus, pour éclaircir une discussion comme celle esquissée dans le chapitre **III**, il serait convenable trouver le moyen de pouvoir rapporter les déformations observables en mer et à terre sur une même échelle qui déterminera l'importance de chacune d'entre elles dans un modèle global. Outre l'intérêt intrinsèque de cette étude, cela doit être pris en compte dans l'ajustement cinématique : les événements tectoniques vont déformer la croûte océanique et, en conséquence, altérer la disposition des anomalies magnétiques associées à cette croûte; Cela va perturber, pour certaines régions, l'ajustement des anomalies magnétiques lors des reconstitutions cinématiques ;

— Les données magnétiques présentent en soit, des problèmes qui n'ont pas été examinés totalement. Des questions sur l'incertitude dans la position des pointés magnétiques ou la vraisemblance des données magnétiques utilisées, ne trouvent pas de réponse dans ce travail. En réalité, d'après Jean Bonnin [comm. pers.], "il faudrait pour chaque profil magnétique faire un modèle local corrigé (réduite au pôle, ...) et pointer les données modélisées et non les anomalies observées initialement". Un travail dans ce sens, pour un segment de l'Atlantique Nord, a été entrepris en détail dans le chapitre **VI** montrant une des voies qu'à notre avis, devrait permettre aller plus loin dans la problématique qui nous occupe. Le travail désormais est, pour l'ensemble de l'Atlantique Nord, une étude globale et précise des anomalies magnétiques profil par profil, avec le modèle numérique de terrain comme appui pour avoir la forme ;

— L'existence des liens entre les phases majeures de réorganisation cinématique et les phases majeures de déformation tectonique est une idée, *a priori*, logique. Néanmoins, dans les détails, la comparaison entre elles est dans un état embryonnaire (**V-B.7**). Dans

ce sens, Jean Bonnin suggère : “qu’une certaine déformation des plaques doive être reflétée par des événements tectoniques paraît raisonnable (encore faudra-il être sûr que tous les événements tectoniques ont été observés) ; par contre il ne paraît pas avéré que tout événement tectonique doive nécessairement correspondre à un incident cinématique”. En tout cas la relation, souvent évoquée dans la littérature, entre les variations des taux d’expansion océanique (un des possibles reflets d’une réorganisation cinématique) et les phases tectoniques, ne peut pas être confirmée sans un travail “cinématique” plus approfondi ;

— Ce travail donne idée de l’importance des phénomènes de déformation intraplaque. Cela a des conséquences non seulement dans la manière dont on va travailler en cinématique de plaques. L’hypothèse de la rigidité des plaques, à la base de ce type de travaux, implique aussi que ces plaques soient des guides de contraintes. Si on envisage des plaques lithosphériques pas aussi rigides que prévu, il faut réviser les mécanismes invoqués pour expliquer la transmission de la déformation des zones de frontière vers l’intérieur des plaques.

Parmi ceux concernant l’Atlantique Nord :

— le problème de la superposition de la partie occidentale du plateau Rockall avec le Groenland pour les époques antérieures à l’anomalie C25 (56 Ma, Thanétien). Deux solutions sont envisagées ici (chapitre **V-A.9**) : (a) les bancs Hatton et Edoras sont des structures construites par le volcanisme à partir de l’anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien) ; (b) le bassin Hatton-Rockall est un bassin continental formé à partir de l’anomalie C31. Choisir entre elles passe par connaître mieux la géologie de la région : la nature crustale des bancs Hatton et Edoras, et l’évolution du bassin Hatton-Rockall ;

— Ce travail suggère l’existence d’une phase de réorganisation cinématique entre l’anomalie C13 (~33 Ma, base de l’Oligocène) et C6 (~20 Ma, Burdigalien). Mais sans une analyse détaillée des données magnétiques concernant les anomalies intermédiaires, il n’est pas possible de préciser davantage.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

A

- ALVAREZ MARRON J., PEREZ ESTAUN A., DAÑOBEITIA J. J., PULGAR J. A., MARTINEZ CATALAN J. R., MARCOS A., BASTIDA F., AYARZA ARRIBAS P., ALLER J., GALLART A., GONZALEZ 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*, v. **264**, p. 153-174.
- ALVAREZ MARRON J., RUBIO E. et TORNE M. (1997). —Subduction-related structures in the North Iberian Margin.— *J. Geophys. Res.*, v. **102**, p. 22497-22511.
- ALVARO M. (1975). —Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica).— *Est. Geol.*, v. **31**, p. 241-247.
- AMUNDSEN H. E. F., GRIFFIN W. L. et O'REILLY S. Y. (1987). —The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen, evidence from xenoliths and geophysics.— *Tectonophysics*, v. **139**, p. 169-185.
- AMUNDSEN H. E. F. et VÅGNES E. (1991). —The Yermak hotspot, alive and well beneath Spitsbergen.— *Geonytt*, v. **18**, p. 10.
- ANADON P. et VILLALTA J. F. (1975). —Caracterización de los terrenos de edad Estampiense en Campins (Vallés Oriental).— *Acta Geológica Hispánica*, v. **10**, p. 6-9.
- ANADON P., COLOMBO F., ESTEBAN M., MARZO M., ROBLES S., SANTANACH P. et SOLE SUGRAÑES L. (1979). —Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides.— *Acta Geológica Hispánica*, v. **14**, p. 242-270.
- ANDERLE H.-J. (1987). —The evolution of the South Hunsrück and Taunus Borderzone.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 101-114.
- ANDERSEN O. B. et KNUDSEN P. (1995). —Global gravity field from the ERS-1 geodetic mission.— *Earth Observation Quarterly, ESRIN*, v. **47**, p. 1-5.
- ANDERSON H. et JACKSON J. (1987). —Active tectonics of the Adriatic region.— *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. **91**, p. 937-987.
- ANDRIEUX J. (1971). —La structure du Rif central.— *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, v. **235**, 155 p.
- ARCHAMBAULT M. F. (1984). —Évolution cinématique post-Éocène de l'Atlantique Nord et Central. Implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidentale.— Thèse de Doctorat de 3ème Cycle. *Univ. Bretagne Occidentale*, 211 p.
- ARGUS D. F., GORDON R. G., DE METS C. et STEIN S. (1989). —Closure of Africa-Eurasia-North America Plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault.— *J. Geophys. Res.*, v. **94**, p. 5585-5602.

- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977a). —Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa, result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.— *Bull. Soc. geol. Amer.*, v. **88**, p. 1305-1320.
- ASSENS J., RAMIREZ DEL POZO J., GARCIA A., HERNANDO S., VILLENA J. et RIBA O. (1972-1973). —Requena, n° 720 et 27-28, Mapa Geológico de España, escala 1/50000. *Instituto Geológico Minero Español (I.G.M.E.)*.
- ASSINOVSKAJA B. A. (1994). —Neotectonics of the Barents Sea Basin.— International Symposium "Geodynamic Evolution of Sedimentary Basin", Moscou, 18-23 mai 1992, *Éd. Technip*, p. 103-111.
- AUBOUIN J., BLANCHET R., CADET J. P., CELET P., CHARVET J., CHOROWICZ J., COUSIN M. et RAMPOUX J. P. (1970). —Essai sur la géologie des Dinarides.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **7**, p. 1060-1095.
- AUFFRET G. A. et PASTOURET L. (1979). —Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary processes in the Bay of Biscay from textural, mineralogical, and coarse fraction studies.— *in* : MONTADERT L., ROBERTS D. G. *et al.* (eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington, v. **48**, p. 791-829.
- AUMENTO F. et SULLIVAN K. D. (1974). —Deep drill investigations of the oceanic crust in the North Atlantic.— *in* : KRISTJANSON L. (ed.). Geodynamics of Iceland and the North Atlantic area. *Ed. D. Reidel*, Dordrecht, p. 83-103.

B

- BABY P., CROUZET G., SPECHT M., DERAMOND J., BILOTTE M. et DEBROAS E. J. (1988). —Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **306**, p. 307-313.
- BACHMANN G. H., MÜLLER M. et WEGGEN K. (1987). —Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland).— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 77-92.
- BAKKER H. E., DE JONG K., HELMERS H. et BIERMANN C. (1989). —The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain), A model based on structural analysis and geothermobarometry.— *J. Metamorph. Geol.*, v. **7**, p. 359-381.
- BALANYA J. C., GARCIA DUEÑAS V., AZANON J. M. et SANCHEZ GOMEZ M. (1997). —Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc).— *Tectonics*, v. **16**, p. 226-238.
- BALKWILL H. R. (1978). —Evolution of Sverdrup Basin : Arctic Canada.— *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, v. **62**, p. 1004-1028.
- BALKWILL H. R., McMILLAN N. J., MACLEAN B., WILLIAMS G. L. et SRIVASTAVA S. P. (1990). —Chapter 7, Geology of the Labrador Shelf, Baffin Bay and Davis Strait.— *in* : KEEN M. J. et WILLIAMS G. L. (eds.). Geology of the Continental Margin of Eastern Canada. *Geological Survey of Canada*, v. **2**, p. 293-348.

- BAMFORD D., NUNN K., PRODEHL C. et JACOB B. (1976). —LISPB-IV. Crustal structure of Northern Britain.— *Geophys. J. R. Astr. Soc. London*, v. **54**, p. 43-60.
- BARRET D. L., KEEN C. E., MANCHESTER K. S. et ROSS D. I. (1971). —Baffin Bay, an ocean.— *Nature*, v. **229**, p. 551-553.
- BARTOLE R. (1995). —The North Tyrrhenian-Northern Apennines post-collisional system, constraints for a geodynamic model.— *Terra Nova*, v. **7**, p. 7-30.
- BARTON A. J. et WHITE R. S. (1997). —Crustal structure of Edoras Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North atlantic.— *J. Geophys. Res.*, v. **102**, p. 3109-3129.
- BARTON P. J. (1992). —LISPB revisited, a new look under the Caledonides of northern Britain.— *Geophys. J. Int.*, v. **110**, p. 371-391.
- BAUBRON J.-C., DEFAUT B., DEMANGE J. et MAURY R.-C. (1978b). —Existence d'un volcanisme antéogène dans les Causses (Massif central français).— *B.R.G.M. Rés. Sci. Techn.*, 29 p.
- BELLION Y. et GUIRAUD R. (1980). —Tectonique intraplaque, mise en évidence sur le littoral sénégalais de déformations liées à la phase tectorogénique pyrénéo-atlantique.— 8e Réunion. Ann. Sci. Terr., *Société Géologique de France*, p. 33.
- BELLON H., GILLOT P.-Y. et NATIVEL P. (1974). —Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charollais, Massif central (France).— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **23**, p. 53-58.
- BELLON H. (1976). —Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronologique. Implications géodynamiques.— Thèse. *Univ. de Orsay*, 335 p.
- BEN FERJANI A., BUROLLET P.-F. et MEJRI F. (1990). —Petroleum Geology of Tunisia. *ETAP*, Tunis, 160 p.
- BENEST M. et BENSALAH M. (1995). —L'Éocène continental dans l'avant-pays alpin d'Algérie environnement et importance de la tectogenèse atlasique polyphasée.— *Bull. Serv. Géol. Algér.*, v. **6**, p. 41-59.
- BENTLEY P. A. D. (1986). —Geophysical Studies in the southern Rockall Trough.— Thèse. *Univ. de Edinburgh*.
- BENTOUNSI F. (1990). —ECORS—Golfe de Lion. Interprétation des profils de sismique réflexion longue écoute, cinématique d'ouverture de la Méditerranée occidentale.— Mém. D.E.A., *Univ. Bretagne Occidentale, Brest*, 69 p.
- BENYAICH A., DUEE G., SOUQUET P. et FONDECAVE WALLEZ M. J. (1989). —Les grès de Zoumi, Dépôts turbiditiques d'une avant-fosse miocène (Burdigalien-Serravalien) dans le Rif occidental (Maroc).— *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. **309**, p. 1819-1825.
- BERGERAT F. et GEYSSANT J. (1980). —La fracturation Tertiaire de l'Europe du Nord, résultat de la collision Afrique-Europe.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **390**, p. 1521-1524.

- BERGGREN W. A., KENT D. V., FLYNN J. J. et VAN COUVERING J. A. (1985). —Cenozoic geochronology.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. **96**, p. 1407-1418.
- BERGGREN W. A., KENT D. V., SWISHER C. C., III et AUBRY M.-P. (1995). —A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy.— *in* : BERGGREN W. A., KENT D. V. et HARDENBOL J. (eds.). *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Tulsa, v. **54**, p. 129-212.
- BERGSTRÖM J. (1984). —Strike-slip faulting and Cambrian biogeography around the Tornquist zone.— *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, v. **106**, p. 382-383.
- BERGSTRÖM J., KUMPAS M. G., PEGRUM R. M. et VEJBAEK O. V. (1990a). —Evolution of the northwestern part of the Tornquist zone, Part 1.— *Z. angew. Geol.*, v. **36**, p. 41-45.
- (1990b). —Evolution of the northwestern part of the Tornquist zone, Part 2.— *Z. angew. Geol.*, v. **36**, p. 107-114.
- BESSIS F. et BURRUS J. (1986). —Étude de la subsidence de la marge du Golfe de Lion (Méditerranée occidentale).— *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, p. 123-141.
- BESSON F., MULLER C., SIGAL J., FAURE-MURET A., CHOUBERT G. et FRIZON DE LAMOTTE D. (1984). —L'âge du flysch péliito-gréseux de l'édifice oriental des nappes du Rif (Maroc).— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **298**, p. 745-750.
- BEST G., KOCKEL F. et SCHÖNLAUB H. (1983). —Geological history of the southern Horn Gaben.— *in* : KAASSCHIETER J. P. H. et REIJERS T. J. A. (eds.). *Petroleum Geology of the South Eastern North Sea and Adjacent Onshore Areas. Geol. Mijnbouw*, p. 47-50.
- BETZ D., FÜRHER F., GREINER G. et PLEIN E. (1987). —Evolution of the Lower Saxony Basin.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 127-170.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977). —From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea, a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system.— *in* : BIJU-DUVAL B. et MONTADERT L. (eds.). *Structural history of the Mediterranean Basin. Ed. Technip*, Paris, p. 143-164.
- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J. et MONTADERT L. (1978). —Structure and evolution of the Mediterranean basins.— *in* : HSÜ K. J. et MONTADERT L. (eds.). *Initial reports of D.S.D.P. Leg 42A. U.S. Government Printing Office*, v. **42**, p. 951-984.
- BIRD R. T., LARSON R. L., SEARLE R. C., KLEINROCK M. C., SCHUTEN H., NAAR D. F., RUSBY R. I., HOOFT E. E. et LASTHIOTAKIS H. (1991). —The Juan Fernández Microplate Unveiled.— *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. **72**, p. 509.
- BIRKENMAJER K. (1981). —The geology of Svalbard.— *in* : NAIRN A. E. M., CHURKIN M. et STEHLI J. F. (eds.). *The Ocean Basins and Margins, vol. 5 : The Arctic Ocean. Ed. Plenum Press*, New York, p. 265-329.
- BJØRNSETH H. M., GRANT S. M., HANSEN E. K., HOSSACK J. R., ROBERTS D. G. et THOMPSON M. (1997). —Structural evolution of the Vøring Basin, Norway during the Late Cretaceous and Paleogene.— *J. Geol. Soc. London*, v. **154**, p. 559-563.

- BLYSTAD P., BREKKE H., FÆRSETH R. B., LARSEN B. T., SKOGSEID J. et TØRUDBAKKEN B. (1995). —Structural elements of the Norwegian continental shelf. Part II, The Norwegian Sea Region.— *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, v. **8**, p. 1-100.
- BLYTHE A. E. et KLEINSPEHN K. L. (1998). —Tectonically versus climatically driven Cenozoic exhumation of the Eurasian plate margin, Svalbard, Fission track analyses.— *Tectonics*, v. **17**, p. 621-639.
- BØEN F., EGGEN S. et VOLLSET J. (1984). —Structures and basins of the margin from 62° to 69°N and their development.— in : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). Petroleum geology of the north European margin. *Ed. Graham et Trotman*, 253-270.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P. A., LAMBOY L., D'OZOUVILLE L. et SIBUET J. C. (1971). —Structure et histoire géologique de la marge au Nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W).— in : DEBYSER J., LE PICHON X. et MONTADERT L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. *Ed. Technip*, Paris, v. **1**, p. V.6-1 - V.6-52.
- BOILLOT G. et MALOD J. (1988). —The north and north-west spanish continental margin : a review.— *Rev. Soc. Geol. España*, v. **1**, p. 295-316.
- BOILLOT G., DUPEUBLE, P.A., MALOD, J. (1979b). —Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain.— *Mar. Geol.*, v. **32**, p. 53-70.
- BOLDREEL L. O. et ANDERSEN M. S. (1993). —Late Paleocene to Miocene compression in the Faeroe-Rockall area.— Petroleum Geology of Northwest Europe, Proceedings of the 4th Conference, *Geological Society, London*, p. 1025-1034.
- BOND R. M. G. et MCCLAY K. R. (1995). —Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain.— in : BUCHANAN J. G. et BUCHANAN P. G. (eds.). Basin Inversion. *Geological Society Special Publication*, p. 415-431.
- BONNIN J. (1978). —Évolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar.— Thèse d'État. *Univ. Paris VII*, 144 p.
- BOTT M. P. H. (1993). —Modelling of plate-driving mechanism.— *J. Geol. Soc. London*, v. **150**, p. 941-951.
- BOURROUILH R. et GORSLINE D. S. (1977). —Pre-Triassic fit and Alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. **90**, p. 1074-1083.
- BOYD A. (1990). —The Thyra Ø Flora, Toward an understanding of the climate and vegetation during the Early Tertiary in High Arctic.— *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. **62**, p. 189-203.
- BRAATHEN A. et BERGH S. G. (1995). —Kinematics of Tertiary deformation in the basement-involved fold-thrust complex, western Nordenskiöld Land, Svalbard, tectonic implications based on fault-slip data analysis.— *Tectonophysics*, v. **249**, p. 1-29.
- BRAATHEN A., BERGH S. G. et MAHER H. D. J. (1995). —Structural outline of a Tertiary basement cored uplift/inversion structure in western Spitsbergen Svalbard, Kinematics and controlling factors.— *Tectonics*, v. **14**, p. 95-119.

- BREWER J. A. et SMYTHE D. K. (1984). —MOIST and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian-Appalachian Orogen.— *J. Geol. Soc. London*, v. **41**, p. 105-120.
- BROCHWICZ-LEWINSKI W., POZARYSKI W. et TOMCZYK H. (1984). —Sinistral strike-slip movements in Central Europe in the Palaeozoic.— *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, v. **A-13**, p. 3-13.
- BRODIE J. et WHITE N. (1995). —The link between sedimentary basin inversion and igneous underplating.— *in* : BUCHANAN J. G. et BUCHANAN P. G. (eds.). Basin Inversion. *Geological Society Special Publication*, v. **88**, p. 21-38.
- BROOKS C. K. (1973). —Tertiary of Greenland — a volcanic and plutonic record of continental break-up.— *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, v. **19**, p. 150-160.
- BROWN S. et DOWNIE C. (1984). —Dinoflagellate cyst biostratigraphy of late Paleocene and early Eocene sediments from Holes 552, 553A, and 555, Leg 81, Deep Sea Drilling Program (Rockall Plateau).— *in* : ROBERTS D. G., SCHNITKER D. *et al.* (eds.). Init. Repts. DSDP, 81. *U.S. Govt. Printing Office*, Washington, v. **81**, p. 565-579.
- BRUN J.-P., GUTSCHER M.-A. et DEKORP-ECORS TEAM. (1992). —Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data, a summary.— *Tectonophysics*, v. **208**, p. 139-147.
- BRUN J.-P. et NALPAS T. (1996). —Graben inversion in nature and experiments.— *Tectonics*, v. **15**, p. 677-687.
- BRUNET C., MONIE P. et JOLIVET L. (1997). —Geodynamic evolution of Alpine Corsica based on new ⁴⁰Ar/³⁹Ar data.— *Terra Nova*, v. **9**, p. 493.
- BUKOWICZ C. et ZIEGLER P. A. (1985). —Tectonic development of the Mid-Norway continental margin.— *Mar. Petrol. Geol.*, v. **2**, p. 2-22.
- BULL J. M. et SCRUTTON R. A. (1992). —Seismic reflection images of intraplate deformation, central Indian Ocean, and their tectonic significance.— *J. Geol. Soc. London*, v. **149**, p. 955-966.
- BULL J. M. et MASSON D. G. (1996). —The southern margin of the Rockall Plateau, stratigraphy, Tertiary volcanism and plateau tectonic evolution.— *J. Geol. Soc. London*, v. **153**, p. 601-612.
- BULLARD E., EVERETT J. E. et SMITH A. G. (1965). —The fit of the continents around the Atlantic.— *Philos. Trans. R. Soc. London*, v. **A258**, p. 41-51.
- BULLARD E. (1979). —L'origine des océans. Pour la Science (Édition française de "Scientific American"), v. "La dérive des continents — la tectonique des plaques".
- BUNCH A. W. H. (1979). —A detailed seismic structure of Rockall Bank (55°N, 15°W), A synthetic seismogram analysis.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **35**, p. 453-463.
- BUNGUM H., MITCHELL B. J. et KRISTOFFERSEN Y. (1982). —Concentrated earthquakes zones in Svalbard.— *Tectonophysics*, v. **82**, p. 175-188.

- BURDEN E. T. et LANGILLE A. B. (1990). —Stratigraphy and sedimentology of Cretaceous and Paleocene strata in half-grabens on the southeast coast of Baffin Island.— *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. **38**, p. 185-196.
- (1991). —Palynology of Cretaceous and Tertiary strata, northeast Baffin Island, Northwest Territories, Canada, Implications for the history of rifting in Baffin Bay.— *Palynology*, v. **15**, p. 91-114.
- BURKE K. et DEWEY J. F. (1974). —Two plates in Africa during the Cretaceous?— *Nature*, v. **249**, p. 313-316.
- BURRUS J. (1984). —Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North Western Mediterranean).— *Marine Geology*, v. **55**, p. 247-269.
- BYLUND G. (1984). —Paleomagnetic aspects on the Tornquist line.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, v. **106**, p. 384-386.

C

- CAMARA P. (1997). —The Basque-Cantabrian basin's Mesozoic tectono-sedimentary evolution.— *Mém. Soc. géol. France*, v. **171**, p. 187-191.
- CAMBRAY H. (1998). —Structure within hole 917A, Southeast Greenland rifted margin.— in : SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et WISE S. W., JR. (eds.). Proc. ODP. Sci. Results. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **152**, p. 439-451.
- CAMOIN G., BELLION Y., DERCOURT J., GUIRAUD R., LUCAS J., POISSON A., RICOU L. E. et VRIELYNCK B. (1993). —Late Maastrichtien (69.5 to 65 Ma).— in : DERCOURT J., RICOU L. E. et VRIELYNCK B. (eds.). Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Ed. Gauthier-Villars*, Paris, p. 179-196.
- CAMPAN A. (1991). —La frontière Açores-Gibraltar. Contraintes cinématiques et étude morpho-structurale.— *Mém. D.E.A., Univ. de Bretagne Occidentale*, 31 p.
- (1995). —Analyse cinématique de l'Atlantique Equatorial , implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière de plaques Amérique du Nord / Amérique du Sud.— Thèse de Doctorat. *Univ. "Pierre et Marie Curie", Paris VI*, 352 p.
- CANDE S. C. et MUTTER J. C. (1982). —A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **58**, p. 151-160.
- CANDE S. C., LA BRECQUE J. L. et HAXBY W. B. (1988). —Plate kinematics of the South Atlantic, Chron 34 to present.— *J. Geophys. Res.*, v. **93**, p. 13479-13492.
- CANDE S. C. et KENT D. V. (1992). —A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic.— *J. Geophys. Res.*, v. **97**, p. 13917-13951.
- (1995). —Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic.— *J. Geophys. Res.*, v. **100**, p. 6093-6095.

- CANDE S. C., KRISTOFFERSEN, Y. (1977). —Late cretaceous magnetic anomalies in the North Atlantic.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **35**, p. 215-224.
- CANN J. R. (1971). —Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic.— *Phil. Trans. R. Soc. London*, v. **A 268**, p. 605-617.
- CARESS D. W., MENARD H. W. et HEY R. N. (1988). —Eocene Reorganization of the Pacific-Farallon Spreading Center North of the Mendocino Fracture Zone.— *J. Geophys. Res.*, v. **93**, p. 2813-2838.
- CAREY S. W. (1958). —The tectonic approach to continental drift.— *in* : CAREY S. W. (ed.). *Continental Drift, A symposium. Tasmania University, Hobart*, p. 177-355.
- CHADWICK R. A., LIVERMORE R. A. et PENN I. E. (1989). —Continental Extension in Southern Britain and Surrounding Areas and Its Relationship to the Opening of the North Atlantic Ocean.— *in* : TANKARD A. J. et BALKWILL H. R. (eds.). *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG Mem.*, Tulsa, Oklahoma, v. **46**, p. 411-424.
- CHADWICK R. A. (1993). —Aspects of basin inversion in southern Britain.— *J. Geol. Soc. London*, v. **150**, p. 311-322.
- CHALMERS J. A. (1991). —New evidence on the structure of the Labrador Sea/Greenland continental margin.— *J. Geol. Soc. London*, v. **148**, p. 899-908.
- CHALMERS J. A. et PULVERTAFT T. C. R. (1992). —The southern West Greenland continental shelf — was petroleum exploration abandoned prematurely?— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). *Arctic Geology and Petroleum Potential. Ed. Elsevier, Amsterdam*, v. **2**, p. 55-66.
- CHALMERS J. A., PULVERTAFT T. C. R., CHRISTIANSEN F. G., LARSEN H. C., LAURSEN K. H. et OTTESEN T. G. (1993). —The southern west Greenland continental margin : rifting history, basin development, and petroleum potential.— *in* : PARKER J. R. (ed.). *Petroleum Geology of Northwest Europe. Proceedings of the 4th conference. Geological Society London, London*, p. 915-931.
- CHALMERS J. A. et LAURSEN K. H. (1995). —Labrador Sea, A new interpretation of the structure of its continental margins and the timing of the onset of sea-floor spreading.— *Mar. Pet. Geol.*, v. **12**, p. 205-217.
- CHALOUAN A., SAJI R., MICHARD A. et BALLY A. W. (1997). —Neogene Tectonic Evolution of the Southwestern Alboran Basin as Inferred from Seismic Data Off Morocco.— *AAPG Bull.*, v. **81**, p. 1161-1184.
- CHALOUAN A., MICHARD A., FEINBERG H., MONTIGNY R. et SADDIQI O. (2001). —The Rif mountain building (Morocco), a new tectonic scenario.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **172**, p. 603-616.
- CHAMOT-ROOKE N., JESTIN F., VOOGD B. D., DIEBOLD J., DYMENT J., FARCY F., FLEITOUT L., HUCHON P., LIVERPOOL P., MÜNSCHY M., OSHIDA A., ROYER J.-Y., TRUFFERT C., WEISSEL J. K. et ZIOLKOWSKI A. (1993). —Intraplate shortening in the Central Indian ocean determined from a 2100 km-long north-south deep seismic reflection profile.— *Geology*, v. **21**, p. 1041-1046.
- CHAN W. W. et MITCHELL B. J. (1985). —Intraplate earthquakes in northern Svalbard.— *Tectonophysics*, v. **114**, p. 181-191.

- CHANG T. (1987). —On the statistical properties of estimated rotations.— *J. Geophys. Res.*, v. **92**, p. 6319-6329.
- (1988). —Estimating the relative motion of two tectonic plates from boundary crossings.— *J. Am. Stat. Assn.*, v. **83**, p. 1178-1183.
- CHEADLE M. J., MCGEARY S., WARNER M. R. et MATTHEWS D. H. (1987). —Extensional structures on the western UK continental shelf, a review of evidence from deep seismic profiling.— *in* : COWARD M. P., DEWEY J. F. et HANCOCK P. L. (eds.). Continental extensional tectonics. *Geological Society Special Publication*, v. **28**, p. 445-465.
- HELLAI E. H., MARZOQI M., PASCAL A. et MOUFLIH M. (1995). —Évolution séquentielle et dynamique des corps sédimentaires fini-crétacés/paléogènes du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc).— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **321**, p. 745-752.
- CHEVENOY M. (1974). —Le Massif Central.— *in* : DEBELMAS J. (ed.). Géologie de la France, vol.1 : Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. *Ed. Doin*, Paris, p. 162-228.
- CHIAN D. et LOUDEN K. E. (1994). —The continental-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin.— *J. Geophys. Res.*, v. **99**, p. 9117-9135.
- CHOUKROUNE P., SEGURET M. et GALDEANO A. (1973). —Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées , un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **7**, **XV**, p. 600-611.
- CHOUKROUNE R. et MATTAUER M. (1978). —Tectonique des plaques et Pyrénées , sur le fonctionnement de la faille transformante Nord-Pyrénéenne , comparaison avec les modèles actuels.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **7** (**20**), p. 689-700.
- CHRISTIE R. L., DAWES P. R., FRISCH T., HIGGINS A. K., HURST J. M., KERR J. W. et PEEL J. S. (1981). —Geological evidence against major displacement in the Nares Strait.— *Nature*, v. **291**, p. 478-480.
- CHURKIN M. J., SOLEIMANI G., CARTER C. et ROBINSON R. (1981). —Geology of the Soviet Arctic, Kola Peninsula to Lena River.— *in* : NAIRN A. E. M., CHURKIN M. J. et STEHLI F. G. (eds.). The Ocean Basins and Margins. vol. 5 : The Arctic Ocean. *Ed. Plenum Press*, New York, p. 331-375.
- CISZAK R. (1993). —Évolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque.— *Strata*, v. **2**, p. 1-513.
- CLARKE D. B. et UPTON B. G. J. (1971). —Tertiary basalts of Baffin Island, field relations and tectonic setting.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **8**, p. 248-258.
- CLARKE D. B. (1975). —Tertiary basalts dredged from Baffin Bay.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **12**, p. 1396-1405.
- CLARKE D. B. et PEDERSEN A. K. (1976). —Tertiary volcanic province of West Greenland.— *in* : ESCHER A. et WATT W. S. (eds.). Geology of Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse*, Copenhagen, p. 365-385.
- CLARKE J. W. (1991). —Oil and gas resources in the offshore Soviet Arctic.— *in* : BRIGHAM L. W. (ed.). The Soviet Maritime Arctic. *Naval Institute Press*, Annapolis, Maryland, p. 108-122.

- COLLETTE B. J. et ROEST W. R. (1992). —Further investigations of the North Atlantic between 10° and 40°N and an analysis of spreading from 118 Ma ago to Present.— *Proc. (K.) Nederl. Akad. Wetensch.*, v. **95**, p. 159-206.
- COLOMER M. et SANTANACH P. (1988). —Estructura y evolución del borde sur-occidental de la Posa de Calatayud-Daroca.— *Geogaceta*, v. **4**, p. 29-31.
- COMAS M. C., GARCIA-DUEÑAS V. et JURADO M. J. (1992). —Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MCS Data.— *Geo-Marine Letters*, v. **12**, p. 157-164.
- CONEY P. J., MUÑOZ J. A., MCCLAY K. R. et EVENCHICK C. A. (1996). —Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt.— *J. Geol. Society London*, v. **153**, p. 9-16.
- CRANE K., ELDHOLM O., MYHRE A. M. et SUNDVOR E. (1982). —Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen Transform fault.— *Tectonophysics*, v. **89**, p. 1-32.
- CRANE K., SUNDVOR E., BUCK R. et MARTINEZ F. (1991). —Rifting in the northern Norwegian-Greenland Sea, Thermal tests of asymmetric spreading.— *J. Geophys. Res.*, v. **96**, p. 14529-14550.
- CUNNINGHAM G. A. et SHANNON P. M. (1997). —The Erris Ridge, a major geological feature in the NW Irish Offshore Basins.— *J. Geol. Soc. London*, v. **154**, p. 503-508.
- CURNELLE R. (1983). —Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine.— *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. **7**, p. 69-99.
- CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986). —Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est).— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **8**, p. 526-546.

D

- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R. A., VISSER M. T. M. et VAN WEES J.-D. (1995). —Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough, modelling implications and significance for central European geology.— *Tectonophysics*, v. **252**, p. 179-195.
- DALLMANN W. K., ANDRESEN A., BERGH S. G., MAHER H. D. J. et OHTA Y. (1993). —Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard.— *Nor. Polarinst. Meddelelser*, v. **128**, 46 p.
- DAM G. et SØNDERLHOLM M. (1994). —Lowstand slope channels of the Itilli succession (Maastrichtian-lower Paleocene) Nussuaq, west Greenland.— *Sedimentary Geology*, v. **94**, p. 49-71.
- DAWES P. R. (1973). —The North Greenland fold belt, a clue to the history of the Arctic Ocean Basin and the Nares Strait lineament.— *in* : TARLING D. H. et RUNCORN S. K. (eds.). Implications of continental drift to the earth sciences. *Ed. Academic Press*, London, v. **2**, p. 925-947.
- DAWES P. R. et SOPER N. J. (1973). —Pre-Quaternary history of North Greenland.— *in* : PITCHER M. G. (ed.). Arctic Geology. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, v. **19**, p. 117-134.

- DAWES P. R. et KERR J. W. (1982b). —The case against major displacement along Nares Strait.— *in* : DAWES P. R. et KERR J. W. (eds.). Nares Strait and the drift of Greenland , A conflict in plate tectonics. *Meddelser om Grønland, Geoscience*, v. **8**, p. 369-388.
- DAWES P. R. (1990). —The North Greenland Continental Margin.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds.). The Geology of North America, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 211-226.
- DE JONG K. (1992). —Comment on "Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain.— *Geology*, v. **20**, p. 1052-1053.
- DE METS C., GORDON R. G., ARGUS D. F. et STEIN S. (1990). —Current plate motions.— *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. **101**, p. 425-478.
- DE SMET M. E. M. (1984). —Wrenching in the external zone of the Betic cordilleras, southern Spain.— *Tectonophysics*, v. **107**, p. 57-79.
- DEBELMAS J., ESCHER A. et TRÜMPY R. (1983). —Profiles through the Western Alps.— *in* : RAST N. et DELANY F. M. (eds.). Profiles of Orogenic Belts. Geodynamic Series. *Am. Geophys. Union*, Washington, D.C., v. **10**, p. 83-86.
- DEBELMAS J. et SANDULESCU M. (1987). —Transformante Nord-Pennique et problèmes de corrélation palinspastique entre les Alpes et les Carpathes.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **8**, p. 403-408.
- DEBROAS E. J. (1987b). —Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France).— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **(8) 3**, p. 887-898.
- (1990). —Le Flysch noir albo-cénomaniens, témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes Pyrénées, France).— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **8, 6**, p. 273-285.
- DEEKS N. R. et THOMAS S. A. (1995). —Basin inversion in a strike-slip regime, the Tornquist Zone, Southern Baltic.— *in* : BUCHANAN J. G. et BUCHANAN P. G. (eds.). Basin Inversion. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, v. **88**, p.319-338.
- DEER W. A. (1976). —Tertiary igneous rocks between Scoresby Sund and Kap Gustav Holm, East Greenland.— *in* : ESCHER A. et WARR W. S. (eds.). Geology of Greenland. *Geol. Surv. Greenland*, Copenhagen, p. 405-429.
- DEHLER S. A. et KEEN C. E. (1993). —Effects of rifting and subsidence on thermal evolution of sediments in Canada's east coast basins.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **30**, p. 1782-1798.
- DELFAULD J., CUSSEY D., NEURDIN J., PAILHE P., SABRIER R. et THOMAS G. (1989). —.— *Publ. Assoc. Séd. Français*, p. 142p.
- DENGO C. A. et RØSSLAND K. G. (1992). —Extensional tectonic history of the western Barents Sea.— *in* : LARSEN R. M., BREKKE H., LARSEN B. T. et TALLERAAS E. (eds.). Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **1**, p. 91-107.

- DERAMOND J., SOUQUET P., FONDECAVE-WALLEZ M. J. et SPETCH M. (1993). —Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps, model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain).— *in* : WILLIAMS G. D. et DOBB A. (eds.). *Tectonic and Seismic Sequence Stratigraphy. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, v. **71**, p. 193-219.
- DERCOURT J., RICOU E. L. et VRIELINCK B. E. (1993). —Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Ed. Gauthier-Villars*, Paris, 307 p.
- DEREGNAUCOURT D., BOILLOT, G. (1982b). —Structure géologique du Golfe de Gascogne.— *Bull. B.R.G.M.*, v. (2)**1**, p. 149-178.
- DESEGAULX P. et BRUNET M. F. (1990). —Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times.— *Bull. Soc. géol. Fr.*, v. (8) **6**, p. 295-306.
- DESEGAULX P., ROURE F. et VILLIEN A. (1990). —Structural evolution of the Pyrenees, tectonic heritage and flexural behavior of the continental crust.— *in* : LETOUZEY J. (ed.). *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. Ed. Technip*, Paris, 31-48.
- DETRICK R. S., SCLATER J. G. et THIEDE J. (1977). —Subsidence of aseismic ridges.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **34**, p. 185-196.
- DEWEY J. F. (1988). —Extensional collapse of orogens.— *Tectonics*, v. **7**, p. 1123-1139.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. H. W. et KNOTT S. D. (1989). —Kinematics of the western Mediterranean.— *in* : COWARD M. P., DIETRICH D. et PARK R. G. (eds.). *Alpine tectonics. Geological Society Special Publication*, v. **45**, p. 265-283.
- DICKIN A. P. et JONES N. W. (1983). —Isotopic evidence for the age and origin of pitchstones and felsites, Isle of Eigg, NW Scotland.— *J. Geol. Soc. London*, v. **140**, p. 691-700.
- DIDON J., DURAND-DELGA M. et KORNPROBST J. (1973). —Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar.— *Bull. Soc. géol. France*, v. **XV**, p. 77-104.
- DORE A. G. (1991). —The structural foundation and evolution of Mesozoic seaways between Europe and the Arctic.— *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. **87**, p. 441-492.
- DSDP-LEG 48 (1979b). —Site 402/Hole 402A.— *in* : MONTADERT L., ROBERTS D. G. *et al.* (eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office*, Washington, v. **48**, p. 125-164.
- DUNCAN R. A. et CLAGUE D. A. (1985). —Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains.— *in* : NAIRN A. E. M., STEHLI F. G. et UYEDA S. (eds.). *The ocean basins and margins*, vol. **7A** : The Pacific Ocean, p. 89-121.

E

- EARLE M. M., JANKOWSKI E. J. et VANN I. R. (1989). —Structural and Stratigraphic Evolution of the Faeroe-Shetland Channel and Northern Rockall Trough.— *in* : TANKARD A. J. et BALKWILL H. R.

- (eds.). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *AAPG Memoir*, Tulsa, Oklahoma, v. **46**, p. 461-469.
- EIKEN O. (1992). —An outline of the northwestern Svalbard continental margin.— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). Arctic Geology and Petroleum Potential. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **2**, p. 619-629.
- ELDHOLM O. et WINDISCH C. C. (1974). —Sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea.— *Geological Society of America Bulletin*, v. **85**, p. 1661-1676.
- ELDHOLM O., SUNDVOR R. et MYHRE A. M. (1979). —Continental margin off Lofoten-Vesterålen.— *Mar. Geophys. Res.*, v. **4**, p. 3-35.
- ELDHOLM O., SUNDVOR E., MYHRE A. M. et FALEIDE J. I. (1984). —Cenozoic evolution of the continental margin off Norway and western Svalbard.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). Petroleum geology of the North European margin. *Ed. Graham & Trotman Limited*, London, p. 3-18.
- ELDHOLM O. et MUTTER J. C. (1986). —Basin structure of the Norwegian Margin from analysis of digitally recorded sonobuoys.— *J. Geophys. Res.*, v. **91**, p. 3763-3783.
- ELDHOLM O., FALEIDE J. I. et MYHRE A. (1987). —Continental-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin.— *Geology*, v. **15**, p. 1118-1122.
- ELDHOLM O., THIEDE J., TAYLOR E. *et al.* (1987b). —Proc. ODP, Sci. Results, 104, v. **104**. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*.
- ELDHOLM O., THIEDE J. et TAYLOR E. (1989). —Evolution of the Vøring volcanic margin.— *in* : ELDHOLM O., THIEDE J. et TAYLOR E. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. *College Station (Ocean Drilling Program)*, Texas, v. **104**, p. 1033-1065.
- ELDHOLM O., KARASIK A. M. et REKSNES P. A. (1990a). —The North American plate boundary.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds.). The Geology of North America, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, p. 171-184.
- ELDHOLM O., SKOGSEID J., SUNDVOR E. et MYHRE A. M. (1990b). —The Norwegian-Greenland Sea.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds.). The Geology of North America, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, p. 351-364.
- ENFIELD M. A. et COWARD M. P. (1987). —The structure of the West Orkney basin, northern Scotland.— *J. Geol. Soc. London*, v. **144**, p. 871-884.
- ERLSTRÖM M., THOMAS S. A., DEEKS N. et SIVHED U. (1997). —Structure and tectonics evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area.— *Tectonophysics*, v. **271**, p. 191-215.
- ESCHER A. et WATT W. S. (1976). —Geology of Greenland.— *in* : ESCHER A. et WATT W. S. (Eds.). Geology of Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse*, Copenhagen, p. 11-16.
- ESCHER J. C. et PULVERTAFT T. C. R. (1995). —Geological Map of Greenland, 1:2 500 000. *Geological Survey of Greenland*.

F

- FALEIDE J. I., GUDLAUGSSON S. T. et JACQUART G. (1984). —Evolution of the western Barents Sea.— *Mar. Petr. Geol.*, v. **1**, p. 123-150.
- FEDEN R. H., VOGT P. R. et FLEMING H. S. (1979). —Magnetic and bathymetric evidence for the "Yermak hot spot" northwest of Svalbard in the Arctic Basin.— *Earth and Planetary Science Letters*, v. **44**, p. 18-38.
- FEINBERG H. (1977). —Les séries tertiaires du Prérif.— Thèse Sci.. *Univ. Toulouse*, 263 p.
- FERAUD G., BONNIN J., OLIVET J.-L., AUZENDE J.-M. et BOUGAULT H. (1977). —Sur quelques datations du volcanisme alcalin de la ligne Açores-Gibraltar et leur contexte géodynamique.— *C. R. Acad. Sci., Paris*, série C, v. **285**, p. 1203-1206.
- FIDALGO GONZALEZ L. (1995). —Les monts sous-marins dans le golfe de Gascogne , témoins de son évolution ?— Mém. DEA. *Univ. Bretagne Occidentale*, 37 p.
- FIDALGO GONZALEZ L., THINON I., OLIVET J.-L. et REHAULT J.-P. (1998). —La géologie Pyrénéenne à l'Albien comme contrainte de la cinématique de la plaque Ibérique.— 17^e Réunion des Sciences de la Terre, Brest, 31 mars - 3 avril 1998, *Société Géologique de France*, p. 114.
- FINETTI I. (1985). —Structure and geological evolution of the Central Mediterranean.— *in* : STANLEY O. J. et WEZEL F. C. (eds.). *Geological Evolution of the Mediterranean Basins. Springer Verlag*, 215-230.
- FINETTI I. et DEL BEN A. (1986). —Geophysical study of the Tyrrhenian opening.— *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, v. **28**, p. 75-156.
- FITTON J. G., HARDARSON B. S., ELLAM R. M. et ROGERS G. (1998). —Sr-, Nd-, and Pb-isotopic composition of volcanic rocks from the southeast Greenland Margin at 63°N, temporal variation in crustal contamination during continental breakup.— *in* : SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et WISE S. W., JR. (eds.). *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **152**, p. 351-357.
- FLINCH J. F., BALLY A. W. et WU S. (1996). —Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain.— *Geology*, v. **24**, p. 67-70.
- FORSYTH D. A. et MAIR J. A. (1984). —Crustal structure of the Lomonosov Ridge and the Fram and Makarov basins near the North Pole.— *J. Geophys. Res.*, v. **89**, p. 473-481.
- FORSYTH D. A., MOREL-A-L'HUISSIER P., ASUDEH I. et GREEN A. G. (1986b). —Alpha Ridge and Iceland , Products of the same plume?— *Journal of Geodynamics*, v. **6**, p. 197-214.
- FOWLER S. R., WHITE R. S., SPENCE G. D. et WESTBROOK G. K. (1989). —The Hatton Bank continental margin — II. Deep structure from two-ship expanding spread seismic profiles.— *Geophysical Journal*, v. **96**, p. 295-309.

- FRAPPA M., MARTIN G., MURAOUR P., PRUD'HOMME R. et VIGNEUAX M. (1970b). —Remarques à la suite d'études par sismique réflexion et observations geomorphologiques dans la région comprise entre la pente continentale et le Dôme Gascogne (Golfe de Gascogne).— *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, v. **8**, p. 209-218.
- FRAPPA M. et VAILLANT F. X. (1972). —Prolongation vers l'ouest des structures du Golfe de Gascogne.— *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, v. **12**, p. 101-121.
- FRAPPA M., MURAOUR P. et HORN R. (1974). —Structure géologique de la montagne sous-marine Armorique (Golfe de Gascogne). Résultat d'une étude par sismique réflexion.— *Bull. B.R.G.M.*, v. (2)**IV**, p. 49-55.
- FREPOLI A. et AMATO A. (1997). —Contemporaneous extension and compression in the Northern Apennines from earthquakes plane solutions.— *Geophys. J. Int.*, v. **129**, p. 368-388.
- FRISCH W. (1979). —Tectonic progradation and plate-tectonic evolution of the Alps.— *Tectonophysics*, v. **60**, p. 121-139.
- FRIZON DE LAMOTTE D. (1987). —Un exemple de collage synmétamorphique , la déformation miocène du Rif oriental (Rif externe, Maroc).— *Bull. Soc. géol. France*, v. (8), **III**, **2**, p. 337-344.
- FRIZON DE LAMOTTE D., ANDRIEUX J. et GUEZOU J.-C. (1991). —Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain , discussion sur les modèles géodynamiques.— *Bull. Soc. géol. France*, v. **162**, p. 611-626.
- FUJITA K., COOK D. B., HASEGAWA H., FORSYTH D. et WETMILLER R. (1990). —Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds.). *The Geology of North America*, vol. **L** : The Arctic Ocean region, p. 79-100.
- FULLERTON L. G., SAGER W. W. et HANDSCHUMACHER D. W. (1989). —Late Jurassic-Early Cretaceous evolution of the eastern Indian Ocean adjacent to northwest Australia.— *J. Geophys. Res.*, v. **94**, p. 2937-2953.

G

- GABRIELSEN R. H., FÆRSETH R. B., HAMAR G. et RØNNEVIK H. C. (1984). —Nomenclature for the main tectonic features on the Norwegian continental shelf north of the 62nd parallel.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). *Petroleum geology of the North European Margin*. *Ed. Graham & Trotman*, London, p. 41-60.
- GABRIELSEN R. H. et ROBINSON C. (1984). —Tectonic inhomogeneities of the Kristiansund-Bodø Fault Complex, offshore mid-Norway.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). *Petroleum geology of the North European Margin*. *Ed. Graham & Trotman*, London, p. 397-406.
- GABRIELSEN R. H., FÆRSETH R. B., JENSEN L. N. et KALHEIM J. E. (1990). —Structural elements of the Norwegian continental shelf - Part I, The Barents Sea Region, *Norw. Pet. Direct. Bull.*, 33 p.

- GABRIELSEN R. H., KLØVJAN O. S., RASSMUSSEN A. et STØLAN T. (1992a). —Interaction between halokinesis and faulting, structuring of the margins of the Nordkapp basin, Barents Sea region.— *in* : LARSEN R. M., BREKKE H., LARSEN B. T. et TALLERAAS E. (eds.). *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. 1, p. 121-131.
- GAHAGAN L. M., SCOTESE C. R., ROYER J.-Y., SANDWELL D. T., WINN J. K., TOMLINS R. L., ROSS M. I., NEWMAN J. S., MÜLLER R. D., MAYES C. L., LAWVER L. A. et HEUBECK C. E. (1988). —Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data.— *Tectonophysics*, v. 155, p. 1-26.
- GAIRAUD H., JACQUART G., AUBERTIN F. et BEUZART P. (1978). —The Jan Mayen Ridge, Synthesis of geological knowledge and new data.— *Oceanologica Acta*, v. 1, p. 335-358.
- 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 Planet. Sci. Lett.*, v. 92, p. 95-106.
- GALICE GROUPE. (1979). —The Continental Margin off Galicia and Portugal, Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution.— *in* : SIBUET J. C., RYAN, W.B.F., *et al.* (eds.). *Init. Rep. of DSDP, 47. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. *US. Government Printing Office*, Washington, v ; 47, p. 633-662.
- GALINDO ZALDIVAR J., GONZALEZ LODEIRO F. et JABALOY SANCHEZ A. (1989). —Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain).— *Geodin. Acta*, v. 3, p. 73-85.
- GAMBLE J. A., WYSOCZANSKI R. J. et MEIGHAN I. G. (1999). —Constraints on the age of the British Tertiary Volcanic Province from ion microprobe U-Pb (SHRIMP) ages for acid igneous rocks from NE Ireland.— *J. Geol. Soc. London*, v. 156, p. 291-299.
- GARCIA DUEÑAS V., MARTINEZ MARTINEZ J. M., OROZCO M. et SOTO J. I. (1988). —Plis-nappes, cisaillements syn- à post-metamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filábrides (Cordillères Bétiques, Espagne).— *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 307, p. 1389-1395.
- GARCIA DUEÑAS V., BALANYA J. C. et MARTINEZ MARTINEZ J. M. (1992). —Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their tectonic implications.— *Geo-marine Letters*, v. 12, p. 88-95.
- GARCIA MONDEJAR J. (1989). —Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of the Northern Spain and its relationship to the Aptian-Albian opening of Bay of Biscay.— *in* : TANKARD A. J. et BALKWILL H. R. (eds.). *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. *Mem. AAPG*, Boulder, CO, v. 46, p. 395-409.
- GASTAUD J. (1981). —Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc, géochronologie, relations avec les paléocontraintes.— Thèse 3^e cycle. *Univ. de Nice*, 80 p.
- GASTAUD J., CAMPREDON R. et FERAUD G. (1983). —Les systèmes filoniens des Causses et du Bas-Languedoc (Sud de la France), géochronologie, relations avec les paléocontraintes.— *Bull. Soc. géol. France*, v. 25, p. 737-746.

- GERSTELL M. F. et STOCK J. M. (1994). —Testing the Porcupine Plate Hypothesis.— *Marine Geophysical Researches*, v. **16**, p. 315-323.
- GIBERT D., COURTILOT V. et OLIVET J.-L. (1989). —Seasat altimetry and the South Atlantic geoid , 2. Short wavelength undulations.— *J. Geophys. Res.*, v. **94**, p. 5545-5559.
- GIBSON D., MCCORMICK A. G., MEIGHAN I. G. et HALLIDAY A. N. (1987). —The British Tertiary Igneous Province, young Rb-Sr ages for the Mourne Mountains Granites.— *Scottish Journal of Geology*, v. **23**, p. 221-225.
- GOODARZI F., GENTZIS T., EMBRY A. F., OSADETZ K. G., SKIBO D. N. et STEWART K. R. (1992). —Evaluation of maturity and source rock potential in the Lougheed Island area of central Sverdrup Basin, Arctic Canada.— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). Arctic Geology and Petroleum Potential. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **2**, p. 147-157.
- GOSEN W. v. et PIEPJOHN K. (1999). —Evolution of the Kap Cannon Thrust Zone (north Greenland).— *Tectonics*, v. **18**, p. 1004-1026.
- GRACIANSKY P. C. D., POAG C. W. *et al.* (1985). —Initials Reports od the Deep Sea Drilling Project Leg 80.— Initials Reports od the Deep Sea Drilling Project, v. **LXXX**, part 2. *US. Government Printing Office*, Washington, 1258 p.
- GRADSTEIN F. M., AGTERBERG F. P., OGG J. G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. et HUANG Z. (1994). —A Mesozoic time scale.— *J. Geophys. Res.*, v. **99**, p. 24051-24074.
- GRADSTEIN F. M. et OGG J. (1996). —A Phanerozoic time scale.— *Episodes*, v. **19**, p. 3-4.
- GRAMBERG I. S. E. (1988). —Barents Shelfplate. *L., Nedra*, 263 p.
- GRANDJEAN G. (1992). —Mise en évidence des structures crustales dans une portion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ECORS-Arzacq-Pyrénées.— Thèse de Doctorat. *Univ. Montpellier II*.
- (1994). —Étude des structures crustales dans leur relation avec les bassins sédimentaires. Pyrénées occidentales.— *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, v. **18**, p. 391-420.
- GRANT A. C. (1982). —Problems with plate tectonic models for Baffin Bay-Nares Strait, evidence from the Labrador Sea.— *in* : DAWES P. R. et KERR J. W. (eds.). Nares Strait and the Drift of Greenland, a conflict in plate tectonics. *Meddelelser om Grønland, Geoscience*, v. **8**, p. 313-326.
- GRIMAUD S., BOILLOT G., COLLETTE B., MAUFFRET A., MILES P. R. et ROBERTS D. G. (1982b). —Western extension of the Iberian-European plate boundary during early Cenozoic (Pyrenean) convergence , a new model — reply.— *Mar. Geol.*, v. **53**, p. 238-239.
- GRØNLIE G. et TALWANI M. (1978). —Geophysical Atlas of the Norwegian Greenland Sea. *VEMA Research Series IV, Lamont-Doherty Geological Observatory*.
- GRUNNALEITE I. et GABRIELSEN R. H. (1995). —Structure of the Møre Basin, mid-Norway continental margin.— *Tectonophysics*, v. **252**, p. 221-251.

- GUDLAUGSSON S. T., GUNNARSSON K., SAND M. et SKOGSEID J. (1988). —Tectonic and volcanic events at the Jan Mayen Ridge microcontinent.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geological Society, Special Publications*, London, v. **39**, p. 85-93.
- GUEGUEN E. (1995). —Le bassin Liguro-Provençal , un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal.— Thèse de Doctorat. *Univ. Bretagne Occidentale, Brest*, 309 p.
- GUIMERA J. (1984). —Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula.— *Geological Magazine*, v. **121**, p. 413-420.
- (1987). —Precisiones sobre la estructura y la edad de las deformaciones en el área de Lluçena-Ribesalbes (prov. de Castellón de la Plana).— *Bol. Geol. Min.*, v. **98**, p. 318-334.
- (1988). —Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana.— Thèse de Doctorat. *Univ. Barcelona*.
- GUIMERA J. et ALVARO M. (1990). —Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne).— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **ser.8, VI**, p. 339-348.
- GUIMERA J., ALONSO A. et MAS J. R. (1995). —Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust, the Cameros basin (N. Spain).— *in* : BUCHANAN J. G. et BUCHANAN P. G. (eds.). Basin Inversion. *Geological Society Special Publication*, v. **88**, p. 433-453.
- GUIRAUD E. et BELLION Y. (1995). —Late Carboniferous to Recent geodynamic evolution of the West Gondwanian, cratonic, Tethyan margins.— *in* : NAIRN E. M., RICOU L. E., VRIELYNCK B. et DERCOURT J. (eds.). The Ocean Basins and Margins, vol. **8** : The Tethys Ocean. *Ed. Plenum Press*, New York, p. 101-123.
- GUIRAUD R. (1975). —L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines.— *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, v. **17**, p. 427-446.
- GUIRAUD R., BINKS R. M., FAIRHEAD J. D. et WILSON M. (1992). —Chronology and geodynamic setting of Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa.— *in* : ZIEGLER P. A. (ed.). Geodynamics of Rifting, Vol II. Case History studies on Rifts, North and South America, Africa-Arabia. *Tectonophysics*, v. **213**, p. 227-234.
- GUIRAUD R. et BOSWORTH W. (1997). —Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia, synthesis and implications to plate-scale tectonics.— *Tectonophysics*, v. **282**, p. 39-82.

H

- HÅKANSSON E. et PEDERSEN S. A. S. (1982). —Late Paleozoic to Tertiary tectonic evolution of the continental margin in North Greenland.— *in* : EMBRY A. F. et BALKWILL H. R. (eds.). Arctic geology and geophysics. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, v. **8**, p. 331-348.

- HÅKANSSON E. et STEMMERIK L. (1984). —The North Greenland equivalent to Svalbard and the Barents Shelf.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). *Petroleum of the North European Margin. Ed. Graham et Trotman*, London, p. 97-107.
- (1989). —Wandel Sea basin — A new synthesis of the late Paleozoic to Tertiary accumulation in north Greenland.— *Geology*, v. **17**, p. 683-686.
- HALGEDAHL S. et JARRAD R. (1987). —Paleomagnetism of the Kuparuk River Formation from oriented drill core, Evidence for rotation of the North Slope block.— *in* : TAILLEUR I. L. et WEIMER P. (eds.). *Alaskan North Slope Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, Spec. Publ. v. **50**, p. 581-620.
- HAMAR G. P. et HJELLE K. (1984). —Tectonic framework of the Møre Basin and the northern North Sea.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). *Petroleum geology of the North European Margin. Ed. Graham & Trotman*, London, p. 349-358.
- HANDSCHUMACHER D. W. (1976). —Post-Eocene plate tectonics of the Eastern Pacific. The Geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monographie*, v. **19**, p. 177-202.
- HANISCH J. (1984). —West Spitsbergen fold belt and Cretaceous opening of the northeast Atlantic.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). *Petroleum Geology of the North European Margin. Ed. Graham & Trotman*, London, p. 187-198.
- HANSEN H., REX D. C., GUISE P. G. et BROOKS C. K. (1993). —⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on Tertiary East Greenland basalts from the Scoresby Sund area.— *Eos Trans. Amer. Geophys. U., 1993 Fall Meeting*, v. **74**, p. p. 625.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. et VAIL P. R. (1987). —Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic.— *Science*, v. **235**, p. 1156-1167.
- HARLAND W. B. (1969). —Contribution of Spitsbergen to understanding of tectonic evolution of the North Atlantic region.— *in* : KAY M. (ed.). *North Atlantic, geology and continental drift. AAPG Memoir*, v. **12**, p. 817-851.
- HARLAND W. B., ARMSTRONG R. L., COX A. V., CRAIG L. E., SMITH A. G. et SMITH D. G. (1990). —A Geologic Time Scale 1989. *Ed. Cambridge University Press*, New York, 265 p.
- HAUSER F., O'REILLY B. M., JACOB A. W. B., SHANNON P. M., MAKRIS J. et VOGT U. (1995). —The crustal structure of the Rockall Trough, Differential stretching without underplating.— *J. Geophys. Res.*, v. **100**, p. 4097-4116.
- HEISTER L. E., O'DAY P. A., BROOKS C. K., NEUHOFF P. S. et BIRD D. K. (2001). —Pyroclastic deposits within the East Greenland Tertiary flood basalts.— *J. Geol. Soc. London*, v. **158**, p. 269-284.
- HELLINGER S. J. (1981). —The uncertainties of finite rotations in plate tectonics.— *J. Geophys. Res.*, v. **86**, p. 9312-9318.
- HENDERSON G., ROSENKRANTZ A. et SCHIENER E. J. (1976). —Cretaceous-Tertiary sedimentary rocks of West Greenland.— *in* : ESCHER A. et WATT W. S. (eds.). *Geology of Greenland. Grønlands Geologiske Undersøgelse*, Copenhagen, p. 340-362.

- HENRIKSEN N. (1985a). —Systematic 1,500,000 mapping and regional geological studies in central and western North Greenland.— *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport*, v. **125**, p. 9-17.
- (1986). —Completion of field work for the 1,500,000 mapping and regional geological studies in central and western North Greenland.— *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport*, v. **130**, p. 9-17.
- HERNANDEZ A. *et al.* (1985). —Mapa geológico de España, 1,200000, núm. 47 (Teruel). *I.G.M.E. Publ. Minist. Indust. Energ.*
- HEY R. N., MENARD H. W., ATWATER T. M. et CARESS D. W. (1988). —Changes in direction of seafloor spreading revisited.— *J. Geophys. Res.*, v. **93**, p. 2803-2811.
- HINZ K. J., DOSTMANN H. J. et HANISCH J. (1982). —Structural elements of the Norwegian Sea continental margin.— *Geol. Jahrb.*, v. **A75**, p. 193-211.
- HIPPOLYTE J. C., SANDULESCU M., BADESCU D. et BADESCU N. (1996). —L'activité d'un segment de la ligne Tornquist-Teisseyre depuis le Jurassique supérieur, la faille de Peceneaga-Camena (Roumanie).— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **323**, série II a, p. 1043-1050.
- HITCHEN K. et RITCHIE J. D. (1987). —Geological review of the West Shetland area.— *in* : BROOKS J. et GLENNIE K. W. (eds.). *Petroleum Geology of North West Europe. Ed. Graham et Trotman*, London, p. 737-749.
- (1993). —New K-Ar ages, and a provincial chronology, for the offshore part of the British Tertiary Igneous Province.— *Scottish Journal of Geology*, v. **29**, p. 73-85.
- HJELLE A., LAURITZEN O., SALVIGSEN O. et WINSNES T. S. (1986). —Geological map of Svalbard, sheet B10G Van Mijenfjorden— 1,100.000. *Norsk Polarinstittutt*.
- HOOD P. J., BOWER M. E., HARDWICK C. D. et TESKEY D. J. (1985). —Direct geophysical evidence for displacements along Nares Strait (Canada-Greenland) from low level aeromagnetic data , a progress report. Current Research, Part A. *Geological Survey of Canada, Paper 85-1A*, p. 517-522.
- HORN P., LIPPOLT H.-J. et TODT W. (1972). —Kalium-Argon Altersbestimmungen an Tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I— Gesamtgesteinsalter.— *Eclogae. Geol. Helvet.*, v. **65**, p. 131-156.
- HUYGHE P. (1992). —Enregistrement sédimentaire des déformations intraplaques , l'exemple de l'inversion structurale d'un bassin de la Mer du Nord.— Thèse. *Univ. Joseph Fourier — Grenoble I*.
- HUYGHE P. et MUGNIER J.-L. (1994). —Intra-Plate Stresses and Basin Inversion, A Case from the Southern North Sea.— *in* : ROURE F. (ed.). *Peri-Tethyan Platforms. Ed. Technip*, Paris, p. 211-226.
- I
- IMSLAND P. (1978). —The geology of the volcanic island Jan Mayen, Arctic Ocean.— *Nordic Volcanological Institute Report*, v. **78-13**, 74 p.

IOC/IOH (1994). —General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) digital atlas. *Center B.O.D.*

ISACKS B. L., OLIVER J. et SYKES L. R. (1968). —Seismology and the new global tectonics.— *J. Geophys.Res.*, v. **73**, p. 5855-5899.

J

JACKSON H. R., KEEN C. E., FALCONER R. K. H. et APPLETON K. P. (1979). —New geophysical evidence for sea-floor spreading in central Baffin Bay.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **16**, p. 2122-2135.

JACKSON H. R., JOHNSON G. L., SUNDVOR E. et MYHRE A. M. (1984). —The Yermak Plateau, Formed at a triple junction.— *J. Geophys. Res.*, v. **89**, p. 3223-3232.

JACKSON H. R., DICKIE K. et MARILLIER F. (1992). —A seismic reflection study of northern Baffin Bay, implications for tectonic evolution.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **29**, p. 2353-2369.

JACQUE M. et THOUVENIN J. (1975). —Lower Tertiary tuffs and volcanic activity in the North sea.— *in* : WOODLAND A. W. (ed.). *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe*, Vol. **1**. *Applied Science Publishers*, London, 455-465.

JAKOBSON M., CHERKIS N., WOODWARD J. et HARDING J. (2000). —"Shaded relief of the Arctic Ocean and adjacent continents" Échelle 1,8,795,800 à 75°N, Proj. stéréographique polaire. *Meddelanden från Stockholms Universitets Institution för Geologi och Geokemi*, No. 306.

JANSEN E., BLEIL U., HENRICH R., KRINGSTAD L. et SLETTEMARK B. (1987). —Climatic changes in the Norwegian Sea during the last 2.8 Ma.— *Polar Res.*, v. **5**, p. 329-332.

JOHANSEN S. E., OSTIKY B. K., BIRKELAND Ø., FEDOROVSKY Y. F., MARTIROSIAN V. N., BRUN CHRISTENSEN O., CHEREDEEV S. I., IGNATENKO E. A. et MARGULIS L. S. (1992). —Hydrocarbon potential in the Barents Sea region, play distribution and potential.— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). *Arctic Geology and Petroleum Potential*. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **2**, p. 273-320.

JOHNSON C., HARBURY N. et HURFORD A. J. (1997). —The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain).— *Tectonics*, v. **16**, p. 189-204.

JOHNSON G. L. et HEEZEN B. C. (1967). —Morphology and evolution of the Norwegian-Greenland Sea.— *Deep-Sea Research*, v. **14**, p. 755-771.

JOHNSON G. L., FREITAG J. S. et PEW J. A. (1971). —Structure of the Norwegian Basin.— *Norsk Polarinst. Årbok*, p. 7-16.

JOHNSON G. L., SOUTHALL I. R., YOUNG D. W. et VOGT P. R. (1972). —Origin and structure of the Iceland Plateau and Kolbeinsey Ridge.— *J. Geophys. Res.*, v. **77**, p. 5688-5696.

JONES E. J. W., RAMSAY A. T. S., PRESTON N. J. et SMITH A. C. S. (1974). —A Cretaceous guyot in the Rockall Trough.— *Nature*, v. **251**, p. 129-131.

JOPPEN M. et WHITE R. S. (1990). —The structure and subsidence of Rockall Trough from two-ship seismic experiments.— *J. Geophys. Res.*, v. **95**, p. 19821-19837.

JØRGENSEN J. S. et NAVRESTAD T. (1981). —Main structural elements of the Norwegian Shelf between 62°N and the Lofoten islands.— *in* : ILLING L. V. et HOBSON G. D. (eds.). *Petroleum Geology of the Continental Shelf of the Northwest Europe* Heyden, London, 407-413.

K

KEEN C., POTTER P. et SRIVASTAVA S. P. (1994a). —Deep seismic reflection data across the conjugate margins of the Labrador Sea.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **31**, p. 192-205.

KEEN C. E., KEEN M. J., ROSS D. I. et LACK M. (1974). —Baffin Bay, Small ocean basin formed by sea-floor spreading.— *American Association of Petroleum Geologists*, v. **58**, p. 1089-1108.

KEEN C. E., LONCAREVIC B. D., REID I., WOODSIDE J., HAWORTH R. T., WILLIAMS H., PE-PIPER G., PIPER D. J. W., KEEN M. J. et MCMILLAN N. J. (1990). —Chapter 2. Tectonic and geophysical overview.— *in* : KEEN M. J. et WILLIAMS G. L. (eds.). *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*. *Geological Survey of Canada*, v. **2**, p. 31-85.

KENT D. et GRADSTEIN F. M. (1986). —A Jurassic to present chronology.— *in* : VOGT P. R. et TUCHOLKE B. E. (eds.). *The Geology of North America*, vol. **M** : The Western North Atlantic Region. *Geological Society of America*, Boulder, CO, p. 45-50.

KERR J. W. (1967). —A submerged continental remnant beneath Labrador Sea.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **3**, p. 283-289.

— (1981). —Evolution of the Canadian Arctic Islands : A transition between the Atlantic and Arctic Oceans.— *in* : NAIRN A. E. M., CHURKIN M. J. et STEHLI F. G. (eds.). *The Ocean Basins and Margins*, vol. **5** : The Arctic Ocean. *Ed. Plenum Press*, New York, p. 105-199.

KIDD R. et RAMSAY A. T. S. (1986). —The geology and formation of the King's Trough complex in the light of Deep Sea Drilling Project Site 608 drilling.— *in* : RUDDIMAN W. F., KIDD R. B., THOMAS E. *et al.* (eds.). *Initial Report Deep Sea Drilling Project*. *U.S. Govt. Printing Office*, Washington, v. **94**, p. 1245-1261.

KLEINSPEHN K., PERSHING J. et TEYSSIER C. (1989). —Paleostress stratigraphy, A new technique for analyzing tectonic control on sedimentary basin subsidence.— *Geology*, v. **17**, p. 253-256.

KLITGORD K. et SCHOUTEN H. (1986). —Plate kinematics of the Central Atlantic.— *in* : VOGT P. R. et TUCHOLKE B. E. (eds.). *The Geology of North America*, vol. **M** : The Western North Atlantic Region. *Geological Society of America*, p. 351-378.

KLITGORD K. D., HUTCHINSON D. R. et SCHOUTEN H. (1988). —U.S. Atlantic continental margin. Structural and tectonic framework.— *in* : SHERIDAN R. E. et GROW J. A. (eds.). *The geology of North America*, vol. **I-2** : The Atlantic continental margin. *Geological society of America*, p. 19-57.

KLOSE G. W., MALTERRE E., MCMILLAN N. J. et ZINKAN C. G. (1982). —Petroleum exploration offshore southern Baffin Island, northern Labrador Sea, Canada.— *in* : EMBRY A. F. et BALKWILL H. R.

- (eds.). Arctic Geology and Geophysics. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, v. **8**, p. 233-244.
- KNOTT S. D., BURCHELL M. T., JOLLEY E. J. et FRASER A. J. (1993). —Mesozoic to Cenozoic plate reconstructions of the North Atlantic and hydrocarbon plays of the Atlantic margins.— *in* : PARKER J. R. (ed.). Petroleum Geology of Northwestern Europe, Proceedings of the 4th conference. *Geological Society*, London, p. 953-974.
- KNOX R. W. et MORTON A. C. (1988). —The record of early Tertiary N Atlantic volcanism in sediments of the North Sea Basin.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, v. **39**, p. 407-419.
- KNUTSEN S. M., RICHARDSSEN G. et VORREN T. O. (1992). —Late Miocene-Pleistocene sequence stratigraphy and mass-movements on the western Barents Sea margin.— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). Arctic Geology and Petroleum Potential. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **2**, p. 573-606.
- KOVACS L. C. et VOGT P. R. (1982). —Depth-to-magnetic source analysis of the Arctic Ocean region.— *Tectonophysics*, v. **89**, p. 255-294.
- KOVACS L. C., SRIVASTAVA S. P. et JACKSON R. H. (1986). —Results from an aeromagnetic investigation of the Nares Strait region.— *J. Geodynamics*, v. **6**, p. 91-110.
- KOVACS L. C., JOHNSON G. L., SRIVASTAVA S. P., TAYLOR P. T. et VOGT P. R. (1987). —Residual Magnetic Anomaly Chart of the Arctic Ocean Region.(Polar stereographic Projection, scale 1,6,000,000 at 75°N). *Naval Research Laboratory and Naval Ocean Research and Development Activity. Published by The Geological Society of America*.
- KRAUSE D. C. et WATKINS D. N. (1970). —North Atlantic crustal genesis in the vicinity of the Azores.— *Geophys. J. R. Astr. Soc. London*, v. **19**, p. 261-283.
- KRESS B. (1990). —Évolution de l'Arctique. Implications sur la déformation des plaques lithosphériques.— Thèse de troisième cycle. *Univ. Louis Pasteur (Strasbourg I)*, 227 p.
- KRESS B., BONNIN J., SAVOSTIN L. A. et OLIVET J.-L. (inédit). —Plate kinematics of the North Atlantic and Arctic oceans implications on plate deformation, 57 p.
- KRISTOFFERSEN Y. et TALWANI M. (1977). —Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of the Greenland relative to North America.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. **88**, p. 1037-1049.
- KRISTOFFERSEN Y. (1990). —Eurasia Basin.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds). The Geology of North America, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, p. 365-378.

L

- LAGABRIELLE Y. (1987). —Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques , le cas des Alpes franco-italiennes (queyras, Piémont), comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast range de Californie.— Thèse d'État. *Univ. Bretagne Occ., Brest*, 335 p.
- LAKE S. D. et KARNER G. D. (1987). —The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England, an exemple of inversion tectonics.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 347-348.
- LALLEMAND S., MAZE J. P., MONTI S. et SIBUET J. C. (1985). —Présentation d'une carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **300**, p. 145-149.
- LANCELOT Y. et SEIBOLD E. (1977). —The evolution of the central northeastern Atlantic, summary of results of D.S.D.P. XLI.— *in* : LANCELOT Y. et SEIBOLD E. (eds.). Initial Reports of the D.S.D.P. *U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.*, v. **41**, p. 1215-1245.
- LARSEN H. C. (1978). —Offshore continuation of East Greenland dyke swarm and North Atlantic Ocean formation.— *Nature*, v. **274**, p. 220-223.
- (1984). —Geology of the East Greenland Shelf.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). Petroleum geology of the North European margin. *Ed. Graham et Trotman*, p. 329-339.
- LARSEN H. C. et JAKOBSDOTTIR S. J. (1988). —Distribution, crustal properties, and significance of seawards-dipping sub-basement reflectors off E. Greenland.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. *Geological Society of London Special Publication*, v. **39**, p. 95-114.
- LARSEN H. C. (1990). —The East Greenland Shelf.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds.). The Geology of North America, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America, Boulder, Colorado*, p. 185-210.
- LARSEN H. C., SAUNDERS A. D., CLIFT P. D. *et al.* (1994). —Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. **152**. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, Texas.
- LARSEN H. C. et SAUNDERS A. D. (1998). —Tectonism and volcanism at the Southeast Greenland rifted margin : a record of plume impact and later continental rupture.— *in* : SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et WISE S. W., JR. (eds.). Proc. ODP. Sci. Results. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **152**, p. 503-533.
- LARSEN L. M., FITTON J. G. et FRAM M. S. (1998). —Volcanic rocks of the Southeast Greenland margin in comparison with other parts of the North Atlantic Tertiary igneous Province.— *in* : SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et WISE S. W., JR. (eds.). Proc. ODP. Sci. Results. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **152**, p. 315-330.
- LARSEN O., DAWES P. R. et SOPER N. J. (1978). —Rb/Sr age of the Kap Wasington Group, Peary Land, North Greenland, and its geotectonic implication.— *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse*, v. **90**, p. 115-119.

- LARSON R. L., SEARLE R. C., KLEINROCK M. C., SCHOUTEN H., BIRD R. T., NAAR D. F., RUSBY R. I., HOOFT E. E. et LASTHIOTAKIS H. (1992). —Roller-bearing tectonic evolution of the Juan Fernández microplate.— *Nature*, v. **356**, p. 571-576.
- LAUGHTON A. S., BERGGREN W. A. *et al.* (1972a). —Initials Reports od the Deep Sea Drilling Project Leg 12.— Initials Reports od the Deep Sea Drilling Project, v. **XII**. *US. Government Printing Office*, Washington D.C., v. **12**, 1243 p.
- LAUGHTON A. S., BERGGREN W. A., BENSON R. N., DAVIES T. A., FRANZ U., MUSICH L. F., PERCH-NIELSEN K., RUFFMAN A. S., VAN HINTE J. E., WHITMARSH R. B., NELSON H., POCOCK S. A. J., HAQUEBARD P. A., JELETSKY J. A., BLOXAM T. W., KELLING G., JAMES N. P., HOPKINS J. C., PESSAGNO E. A., LANGORIA J. K. et BUKRY D. (1972b). —Site 111.— *in* : LAUGHTON A. S., BERGGREN W. A. *et al.* (eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington, v. **12**, p. 33-82.
- LAUGHTON A. S., WHITMARSH R. B., RUSBY J. S. M., SOMERS M. L., REVIE J. et MCCARTNEY B. S. (1972c). —A continuous east-west fault on the Azores-Gibraltar Ridge.— *Nature*, v. **327**, p. 217-220.
- LAUGHTON A. S., BERGGREN W. A., BENSON R. N., DAVIES T. A., FRANZ U., MUSICH L. F., PERCH-NIELSEN K., RUFFMAN A. S., VAN HINTE J. E., WHITMARSH R. B., AUMENTO F., CLARKE A. D., CANN J. R., BENSON R. H., CHEETHAM A. H., HÅKANSSON E., RYALL P. C. J., SABINE P. A. et BUKRY D. (1972d). —Site 116 and 117.— *in* : LAUGHTON A. S., BERGGREN W. A. *et al.* (eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington, v. **12**, p. 395-671.
- LAUGHTON A. S. et WHITMARSH R. B. (1974). —The Azores-Gibraltar plate boundary.— *in* : KRISJANSSON L. (ed.). Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. *Reidel*, Hingham, Mass., p. 63-81.
- LAVILLE E., LESAGE J. L. et SEGURET M. (1977). —Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sur du Haut Atlas marocain. Aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes.— *Bull. Soc. géol. France*, v. **3**, p. 527-539.
- LAWVER L. A., MÜLLER R. D., SRIVASTAVA S. P. et ROEST W. (1990). —The opening of the Arctic Ocean.— *in* : BLEIL U. et THIEDE J. (eds.). Geological History of the Polar Oceans, Arctic versus Antarctic. The Geology of North America. *Kluwer Academic Publishers*, p. 29-62.
- LAWVER L. A. et SCOTESE C. R. (1990). —A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds.). The Geology of North America, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, p. 593-618.
- LAWVER L. A. et MÜLLER R. D. (1994). —Iceland hotspot track.— *Geology*, v. **22**, p. 311-314.
- LE HURAY A. P. et JOHNSON E. S. (1989). —Rb-Sr systematics of Site 642 volcanic rocks and alteration minerals.— *in* : ELDHOLM O., THIEDE J., TAYLOR E. *et al.* (eds.). Proc. ODP, Sci. Results, 104. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **104**, p. 437-438.
- LE PICHON X. (1968). —Sea floor spreading and continental drift.— *J. Geophys. Res.*, v. **73**, p. 3661-3697.

- (1970). —La tectonique des plaques.— *Rev. Sc. Nat. Soc. Helvétique*, p. 29-35.
- LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J. C. (1971a). —Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne.— *in* : DEBYSER J., LE PICHON, X., MONTADERT, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. *Ed. Technip*, Paris, v. 2, p. VI.11-1 - VI.11-44.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. et BONNIN J. (1973). —Plate tectonics. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, 300 p.
- LE PICHON X., SIBUET J. C. et FRANCHETEAU J. (1977). —The fit of continents around the North Atlantic Ocean.— *Tectonophysics*, v. 38, p. 169-209.
- LEBLANC D. et OLIVIER P. (1984). —Role of strike slip faults in the betic-rifian orogeny.— *Tectonophysics*, v. 101, p. 345-355.
- LEGENBRE C., CAROFF M., LEYRIT H., NEHLIG P. et THIEBLEMONT D. (2001). —Les premières phases d'édification du stratovolcan du Cantal (Massif central, France) entre 9,5 et 8,0 Ma , géologie et géochimie du secteur de l'Élancèze.— *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 332, p. 617-624.
- LEPVRIER C. (1992). —Early Tertiary palaeostress distribution on Spitsbergen, implications for the tectonic development of the western fold-and-thrust belt.— *Nor. Geol. Tidsskr.*, v. 72, p. 129-135.
- (1994). —The origin of the West Spitsbergen Fold belt from geological constraints and plate-kinematics, implications for the Arctic — Comment.— *Tectonophysics*, v. 234, p. 329-333.
- LEPVRIER C., VAN BERKEL J. T. et SCHWERDTNER W. M. (1996). —Early Tertiary Eurekan palaeostresses in the Eastern Sverdrup Basin (Ellesmere and Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Islands).— *Tectonophysics*, v. 255, p. 229-241.
- LETOUZEY J. et TREMOLIERES P. (1980). —Palaeo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics, comparaisons with plate tectonic data.— *in* : AUBOUIN J., DEBELMAS J. et LATREILLE M. (eds.). Geology of the Alpine Chain Born of the Tethys. *Mém. B.R.G.M.*, v 115, p. 261-273.
- LEWIS C. L. E., GREEN P. F., CARTER A. et HURFORD A. J. (1992a). —Elevated K/T palaeotemperatures throughout Northwest England, three kilometres of Tertiary erosion?— *Earth Plant. Sci. Lett.*, v. 112, p. 131-145.
- LIBORIUSSEN J., ASHTON P. et TYGESEN T. (1987). —The tectonic evolution of the Fennoscandian Border Zone in Denmark.— *Tectonophysics*, v. 137, p. 21-29.
- LIOTARD J.-M., MALUSKI H. et DAUTRIA J.-M. (1991). —Un épisode magmatique alcalin d'âge éocène en Languedoc , la brèche volcanique de la montagne de la Moure (Hérault).— *Bull. Soc. géol. France*, v. 162, p. 1067-1074.
- LIPPOLT H. J., TODT W. et HORN P. (1974). —Apparent Potassium-Argon Ages of Lower Tertiary Rhinegraben Volcanics.— *in* : ILLIES J. H. et FUCHS K. (eds.). Approaches to Taphrogenesis. *Inter-Union Commission on Geodynamics Sci. Report*, Stuttgart, v. 8, p. 213-221.
- LIPPOLT H. J. et TODT W. (1978). —Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes.— *Neues Jb. Geol. Paläon. Mh.*, v. 6, p. 332-352.

- LONSDALE P. (1988). —Geography and History of the Louisville Hotspot Chain in the Southwest Pacific.— *J. Geophys. Res.*, v. **93**, p. 3078-3104.
- LØSETH H., LIPPARD S. J., SÆTTEM J., FANAVOLL S., FJERDINGSTAD V., LEITH T. L., RITTER U., SMELROR M. et SYLTA Ø. (1992). —Cenozoic uplift and erosion of the Barents Sea — evidence from the Svalis Dome area.— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). Arctic Geology and Petroleum Potential. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **2**, p. 643-664.
- LUNDIN E. R. et DORE A. G. (1997). —A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic, Early Cretaceous to break-up.— *J. Geol. Soc. London*, v. **154**, p. 545-550.
- LYBERIS N. et MANBY G. (1993a). —The West Spitsbergen Fold Belt, The result of Late Cretaceous-Paleocene Greenland-Svalbard Convergence?— *Geol. J.*, v. **28**, p. 125-136.
- (1993b). —The origin of the West Spitsbergen Fold Belt from geological constraints and plate kinematics, Implications for the Arctic.— *Tectonophysics*, v. **224**, p. 371-391.
- (1994). —The origin of West Spitsbergen Fold Belt from geological constraints and plate kinematics, implications for the Arctic — Reply.— *Tectonophysics*, v. **234**, p. 334-337.
- MACINTYRE R. M. et HAMILTON P. J. (1984). —Isotopic geochemistry of lavas from Sites 553 and 555.— *in* : ROBERTS D. G., SCHNITKER D. *et al.* (eds.). *Init. Repts. DSDP, 81. U.S. Govt. Printing Office*, Washington, v. **81**, p. 775-781.

M

- MACNAB R., VERHOEF J., ROEST W. et ARKANI-HAMED J. (1995). —New Database Documents the Magnetic Character of the Arctic and North Atlantic.— *EOS, Transactions, AGU*, v. **76**, p. 449-458.
- MAHER D. H., CRADDOCK C. et MAHER K. (1986). —Kinematics of Tertiary structures in Upper Paleozoic and Mesozoic strata on Midterhuken, West Spitsbergen.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. **97**, p. 1411-1421.
- MAHER H. D. J., BRAATHEN A., BERGH S., DALLMANN W. et HARLAND W. B. (1995). —Tertiary or Cretaceous age for Spitsbergen's fold-thrust belt on the Barents Shelf.— *Tectonics*, v. **14**, p. 1321-1326.
- MAHER H. D. J., BERGH S., BRAATHEN A. et OHTA Y. (1997). —Svartfjella, Eidembukta, and Daudmannsodden lineament, Tertiary orogen-parallel motion in the crystalline hinterland of Spitsbergen's fold-thrust belt.— *Tectonics*, v. **16**, p. 88-106.
- MAKRIS J., EGLOFF R., JACOB A. W. B., MOHR P., MURPHY T. et RYAN P. (1988). —Continental crust under the southern Porcupine Seabight west of Ireland.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **89**, p. 387-397.
- MAKRIS J., GINZBURG A., SHANNON P. M., JACOB A. W. B., BEAN C. J. et VOGT U. (1991). —A new look at the Rockall region, offshore Ireland.— *Mar. Petrol. Geol.*, v. **8**, p. 410-416.

- MALKOVSKY M. (1987). —The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 31-42.
- MALOD J. A. et MAUFFRET A. (1990). —Iberian plate motions during the Mesozoic.— *Tectonophysics*, v. **184**, p. 261-278.
- MALUSKI H., LEPVRIER C. et BIARDEAU V. (1979). —Epimétamorphisme syntectonique d'âge 85 M.A. dans les zones nord-telliennes (Algérie).— *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. **288**, p. 1583-1586.
- MALZAC J. (1971). —Remarques sur la structure de la plaine abyssale et de quelques élévations sous-marines du Golfe de Gascogne à la suite d'une étude de sismique réflexion.— *Bull.Inst.Géol.Bassin Aquitaine*, v. **10**, p. 253-271.
- MAMMERICKX J. et SHARMAN G. F. (1988). —Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period.— *J. Geophys. Res.*, v. **93**, p. 3009-3024.
- MANBY G. et LYBERIS N. (2000). —Pre-ocean opening compression of the Northwestern Atlantic margin : evidence from eastern North Greenland.— *J. Geol. Soc. London*, v. **157**, p. 707-710.
- MANBY G. M. et LYBERIS N. (1996). —State of stress and tectonic evolution of the West Spitsbergen Fold Belt.— *Tectonophysics*, v. **267**, p. 1-29.
- MANUM S. B. et THRONDSSEN T. (1978). —Rank of coal and dispersed organic matter and its geological bearing in the Spitsbergen Tertiary.— *Norsk Polarinst. Årbok*, v. **1977**, p. 159-177.
- MARTINOD J. et MOLNAR P. (1995). —Lithospheric folding in the Indian Ocean and the rheology of the oceanic plate.— *Bull. Soc. géol. France*, v. **166**, p. 813-821.
- MASSE P. (1997). —The early Cretaceous Parentis Basin (France). A basin associated with a wrench fault. Deep Seismic study of the Earth's crust. Ecors Bay of Biscay Survey. *Mém. Soc. géol. France*, v. **171**, p. 177-185.
- MASSON D. G. et MILES P. R. (1984). —Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America.— *Mar. Geol.*, v. **56**, p. 279-287.
- MASSON D. G., MONTADERT L. et SCRUTTON R. A. (1985). —Regional Geology of the Goban Spur Continental Margin.— *in* : DE GRACIANSKY P. C., POAG C. W. *et al.* (eds.). Init. Rep. of DSDP, 80. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *US. Government Printing Office*, Washington, v. **80**, p. 1115-1139.
- MASSON D. G. et KIDD R. B. (1987). —Revised Tertiary Seismic stratigraphy of the Southern Rockall Trough.— *in* : RUDDIMAN W. B., KIDD R. B. *et al.* (eds.). Initial Reports DSDP. *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C., v. **94**, p. 1117-1128.
- MASSON D. G., CARTWRIGHT J. A., PINHEIRO L. M., WHITMARSH R. B., BESLIER M. O. et ROESER H. (1994). —Compressional deformation at the ocean-continent transition in the NE Atlantic.— *J. geol. Soc. London*, v. **151**, p. 607-613.
- MATHIEU C. (1986). —Histoire géologique du sous-bassin de Parentis.— *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. **10**, p. 33-47.

- MATTAUER M. et PROUST F. (1967). —L'évolution structurale de la partie Est du domaine Pyrénéo-Provençal au Crétacé et au Paléogène.— *Trav. Lab. Géoch. Biosphère*, p. 9-20.
- MATTAUER M. et SEGURET M. (1971). —Les relations entre la chaîne pyrénéenne et le Golfe de Gascogne.— *in* : DEBYSER J., LE PICHON, X., MONTADERT, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. *Ed. Technip*, Paris, v. **1**, p. IV.4-1 - IV.4-24.
- MATTAUER M. et HENRY J. (1974). —The Pyrenees.— *in* : SPENCER A. M. (ed.). Mesozoic-Cenozoic orogenic belts, Data for orogenic studies. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, v. **4**, p. 3-22.
- MATTAUER M. (1990). —Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. (8), **VI**, n° **2**, p. 307-311.
- MAUFFRET A., MOUGENOT D., MILES P. R. et MALOD J. A. (1989a). —Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading centre in the Tagus abyssal plain (west of Portugal), results of a multichannel seismic survey.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **26**, p. 1101-1123.
- (1989b). —Results from multichannel reflection profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal) — comparison with the Canadian margin.— *in* : TANKARD A. J. et BALKWILL H. R. (eds.). Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. *AAPG Mem.*, v. **46**, p. 379-393.
- MAURY R. C. et VARET J. (1980). —Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France.— *in* : AUTRAN A. et DERCOURT J. (eds.). Evolutions géologiques de la France. 26e Congr. géol. int. colloque C7. *Mém. B.R.G.M.*, v. **107**, p. 137-159.
- MCKENZIE D. et SCLATER J. G. (1971). —The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous.— *Geophys. J. R. Astron. Soc. London*, v. **25**, p. 437-528.
- MCWHAE J. R. H. (1981). —Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay.— *in* : KERR J. W. et FERGUSON A. J. (eds.). Geology of the North Atlantic Borderlands. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, v. **7**, p. 299-332.
- (1986). —Tectonic history of the Northern Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous time.— *American Association of Petroleum Geologists*, v. **70**, p. 430-450.
- MEDINA F. (1995). —Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis.— *J. Struct. Geol.*, v. **17**, p. 1035-1046.
- MENARD W. H. et ATWATER T. M. (1968). —Changes in direction of sea floor spreading.— *Nature*, v. **219**, p. 463-467.
- MERLE O., MICHON L., CAMUS G. et DE GOER A. (1998). —L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif central.— *Bull. Soc. géol. France*, v. **169**, p. 615-626.
- MESCHÉDE M. (1987). —The tectonic and sedimentary development of the Biscay synclinorium in northern Spain.— *Geologische Rundschau*, v. **76**, p. 567-577.
- MIALI A. D., BALKWILL H. R. et HOPKINS W. R., JR. (1980). —Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting, *Geological Survey of Canada, Paper 79-23*.

- MIALL A. D. (1986). —The Eureka Sound Group (Upper Cretaceous - Oligocene), Canadian Arctic Islands.— *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. **34**, p. 240-270.
- MICHARD A., CHALOUAN A., MONTIGNY R. et OUAZZANI-TOUHAMI M. (1983). —Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type pennique incluant le manteau supérieur.— *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. **296**, p. 1337-1340.
- MICHARD A., GOFFE B., CHALOUAN A. et SADDIQI O. (1991). —Les corrélations entre les Chaînes bético-rifaines et les Alps et leurs conséquences.— *Bull. Soc. géol. France*, v. **162**, p. 1151-1160.
- MJELDE R., SELLEVOLL M. A., SHIMAMURA H., IWASAKI T. et KANAZAWA T. (1992). —A crustal study off Lofoten, N. Norway, by use of 3-component Ocean Botton Seismographs.— *Tectonophysics*, v. **212**, p. 269-288.
- MOGENSEN T. E. (1994). —Paleozoic structural development along the Tornquist Zone, Kattegat area, Denmark.— *Tectonophysics*, v. **240**, p. 191-214.
- MOGENSEN T. E. et JENSEN L. N. (1994). —Cretaceous subsidence and inversion along the Tornquist Zone, from Kattegat to the Egersund Basin.— *First Break*, v. **12**, p. 211-222.
- MOGENSEN T. E. (1995). —Triassic and Jurassic structural development along the Tornquist Zone, Denmark.— *Tectonophysics*, v. **252**, p. 197-220.
- MOISSENET E. (1989). —Les fossés néogènes de la Chaîne ibérique , leur évolution dans le temps.— *Bull. Soc. géol. France*, v. **(8), V, n° 5**, p. 919-926.
- MONIE P., MALUSKI H., CABY R. et SAADALLAH A. (1982). —Âge à 85 M.A. par la méthode ^{39}Ar - ^{40}Ar du métamorphisme de haute température du massif d'Alger.— *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. **295**, p. 935-938.
- MONIE P., MALUSKI H., SAADALLAH A. et CABY R. (1988). —New ^{39}Ar - ^{40}Ar ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria).— *Tectonophysics*, v. **152**, p. 53-69.
- MONTADERT L. et WINNOCK E. (1971). —L'histoire structurale du Golfe de Gascogne.— *in* : DEBYSER J., LE PICHON, X., MONTADERT, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. *Ed. Technip*, Paris, v. **2**, p. VI.16-1 - VI.16-18.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., FAIL J. P., DETEIL J. R. et VALERY P. (1971a). —Structure géologique de la plaine abyssale du Golfe de Gascogne.— *in* : DEBYSER J., LE PICHON, X., MONTADERT, L. (eds.). Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Collection Colloques et séminaires. *Ed. Technip*, Paris, v. **2**, p. VI.14-1 - VI.14-42.
- MONTADERT L., ROBERTS D. G. *et al.* (1979). —Initials Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg 48.— Initials Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. **XLVIII**. *US. Government Printing Office*, Washington, v. **48**, 1183 p.
- MONTADERT L., DE CHARPAL O., ROBERTS D. G., GUENNOG P. et SIBUET J. C. (1979a). —Northeast Atlantic passive margins , rifting and subsidence processes.— *in* : TALWANI M., HAYES W. et RYAN W. B. F. (eds.). Deep drilling results in the Atlantic Ocean. Maurice Ewing Series 3. *Am. Geophys. Union*, Washington, 154-186.

- MONTADERT L., ROBERTS D. G., DE CHARPAL O. et POAG G. (1979b). —Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay.— *in* : MONTADERT L., ROBERTS D. G. *et al.* (eds.). Initial Reports of the Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington, v. 48, p. 1025-1060.
- MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P., PURSER B., BUROLLET P.-F., JARRIGE J.-J., ORSZAG-SPERBER F., PHILOBBOS E., PLAZIAT J.-C., PRAT P., RICHERT J.-P., ROUSSEL N. et THIRIET J.-P. (1988). —Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the northwestern Red Sea.— *Tectonophysics*, v. 153, p. 161-177.
- MONTI S., SIBUET J.-C., LOUBRIEU B. et MAZE J.-P. (publication **IFREMER, en cours**). —Bathymetry of the North-East Atlantic. Scale 1/2400000, Mercator Projection at N41°00'. *IFREMER*.
- MONTIGNY R., EDEL J. B. et THUIZAT R. (1981). —Oligo-Miocène rotation of Sardaigne, K/Ar ages and paleomagnetic data of tertiary volcanics.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 54, p. 261-271.
- MONTIGNY R., AZAMBRE B., ROSSY M., THUIZAT R. et BOUTIN R. (1992?). —New 40Ar-39Ar data on time relationships between hot spot activity, lherzolite ascent, and metamorphism in the Cretaceous rift of the Pyrenees.— E.U.G. VII meeting, Strasbourg.
- MOREL J. L. (1989). —État de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'Actuel.— *Geodinamica Acta*, v. 3, p. 283-294.
- MORGAN M. et GROCOTT J. (1993). —The structural setting and evolution of the Zaghouan-Ressas structural belt in the Zaghouan area (Tunisian Atlas, Northern Tunisia).— Actes III^e Journées Explor. Pét. Tunisie, *Mém. ETAP*, v. 5, p. 193-209.
- MORGAN W. J. (1968). —Rises, trenches, great faults, and crustal blocks.— *J. Geophys. Res.*, v. 73, p. 1959-1982.
- MORTON A. C., EVANS D., HARLAND R., KING C. et RITCHIE D. K. (1988b). —Volcanic ash in a cored borehole W of the Shetland Islands, evidence for Selandian (late Paleocene) volcanism in the Faeroes region.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, v. 39, p. 263-269.
- MORTON A. C., HITCHEN K., RITCHIE J. D., HINE N. M., WHITEHOUSE M. et CARTER S. G. (1995). —Late Cretaceous basalts from Rosemary Bank, Northern Rockall Trough.— *J. Geol. Soc. London*, v. 152, p. 947-952.
- MOUGENOT D., VANNEY J.-R., MAUFFRET A. et KIDD R. B. (1986). —Les montagnes sous-marines de la marge continentale nord-portugaise, morphologie et évolution structurale.— *Bull. Soc. géol. France*, v. II, 3, p. 401-412.
- MOUGENOT D. (1988). —Géologie de la marge portugaise.— Thèse d'État. *Univ. "Pierre et Marie Curie, Paris VI*.
- MÜLLER R. D. et ROEST W. R. (1992). —Fracture zones in the North Atlantic from combined Geosat and Seasat data.— *J. Geophys. Res.*, v. 97, p. 3337-3350.
- MUÑOZ J. A. (1992). —Evolution of a continental collision belt, ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section.— *in* : MCCLAY K. (ed.). Thrust Tectonics. *Ed. Chapman & Hall*, London, p. 235-246.

- MURILLAS J., MOUGENOT 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*, v. **184**, p. 297-319.
- MUSSETT A. E. (1986). —⁴⁰Ar-³⁹Ar step-heating ages of the Tertiary igneous rocks of Mull, Scotland.— *J. Geol. Soc. London*, v. **143**, p. 887-896.
- MUSSETT A. E., DAGLEY P. et SKELHORN R. R. (1988). —Time and duration of activity in the British Tertiary Igneous Province.— in : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, v. **39**, p. 337-348.
- MUTTER J. C., TALWANI M. et STOFFA P. L. (1982). —Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading".— *Geology*, v. **10**, p. 353-357.
- MYHRE A. M., ELDHOLM O. et SUNDVOR E. (1984). —The Jan Mayen Ridge, Present status.— *Polar Research*, v. **2**, p. 47-59.

N

- NACHTMANN W. et WAGNER L. (1987). —Mesozoic and early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 61-76.
- NAKANISHI M., TAMAKI K. et KOBAYASHI K. (1992). —Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean.— *Geophys. J. Int.*, v. **109**, p. 701-719.
- NALPAS T., LE DOUARAN S., BRUN J.-P., UNTERNEHR P. et RICHERT J.-P. (1995). —Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation.— *Sediment. Geol.*, v. **95**, p. 237-250.
- NALPAS T., RICHERT J. P., BRUN J. P., MULDER T. et UNTERNEHR P. (1996). —Inversion du "Broadn Fourteens Basin" ou "Graben de la Haye" (sud de la Mer du Nord), Apports de la sismique 3D.— *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, v. **20**, p. 309-321.
- NARDIN T. R. et RØSSLAND K. G. (1992). —Restoration of the eroded section in the western Barents Sea.— in : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). Arctic Geology and Petroleum Potential. NPF Special Publication. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **2**, p. 607-618.
- NAYLOR D. et SHANNON P. M. (1982). —The Geology of Offshore Ireland and West Britain. *Ed. Graham & Trotman*, London, 161 p.
- NIELSEN T. F. D. (1978). —The Tertiary dike swarm of the Kangerdlugssuaq area, East Greenland.— *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. **67**, p. 63-78.
- NIKISHIN A. M., ZIEGLER P. A., STEPHENSON R. A., CLOETINGH S. A. P. L., FURNE A. V., FOKIN P. A., ERSHOV A. V., BOLOTOV S. N., KOROTAEV M. V., ALEKSEEV A. S., GORBACHEV V. I., SHIPILOV E. V., LANKREIJER A., BEMBINOVA E. Y. et SHALIMOV I. V. (1996). —Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton, dynamics of sedimentary basin evolution.— *Tectonophysics*, v. **268**, p. 23-63.

- NOE-NYGAARD A. (1974). —Cenozoic to Recent Volcanism in and around the North Atlantic Basin.—
in : NAIRN A. E. M. et STEHLI F. G. (eds.). *The Ocean Basins and Margins*, vol. 2 : The North Atlantic. *Ed. Plenum Press*, New York, p. 391-443.
- (1976). —Tertiary igneous rocks between Shannon and Scoresby Sund, East Greenland.— *in* : ESCHER A. et WATT W. S. (eds.). *Geology of Greenland. Geol. Surv. Greenland*, Copenhagen, p. 387-402.
- NORLING E. et BERGSTRÖM J. (1987). —Mesozoic and Cenozoic evolution of Scania, southern Sweden.— *Tectonophysics*, v. 137, p. 7-19.
- NORTON I. O. et SCLATER J. G. (1979). —A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland.— *J. Geophys. Res.*, v. 84, p. 6803-6830.
- NØTTVEDT A., BERGLUND L. T., RASMUSSEN E. et STEEL R. J. (1988). —Some aspects of Tertiary tectonism and sedimentation along the western Barents Shelf.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. (eds.). *Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, v. 39, p. 421-425.
- NUNNS A. G. (1980). —Marine Geophysical Investigations in the Norwegian-Greenland Sea Between the Latitudes of 62°N and 74°N.— Thèse de Doctorat. *Univ. Durham, UK*, 185 pp.
- NUNNS A. G. et PEACOCK J. H. (1982). —Correlation Identification and Inversion of Magnetic anomalies in the Norway basin.— *Earth Evol. Ser.*, v. 2, p. 130-138.
- NUNNS A. G. (1983a). —Plate tectonic evolution of the Greenland-Scotland Ridge and surrounding regions.— *in* : BOTT M. H. P., SAXOV S., TALWANI M. et THIEDE J. (eds.). *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge, New methods and concepts. Ed. Plenum Press*, New York, p. 11-30.
- (1983b). —The structure and evolution of the Jan Mayen Ridge and surrounding regions.— *in* : WARKINS J. S. et DRAKE C. L. (eds.). *Continental Margin Geology. Memoirs of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 34, p. 193-208.
- NÜRNBERG D. et MÜLLER D. (1991). —The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present.— *Tectonophysics*, v. 191, p. 27-53.

O

- ODIN G. S. et ODIN C. (1990). —Echelle numérique des temps géologiques.— *Géochronique*, v. 35, p. 12-21.
- ODINSEN T., REEMST P., BEEK P. V. D., FALEIDE J. I. et GABRIELSEN R. H. (2000). —Permo-Triassic and Jurassic extension in the northern North Sea, results from the tectonostratigraphic forward modelling.— *in* : NØTTVEDT A. *et al.* (eds.). *Dynamics of the Norwegian Margin. Geological Society, Special Publication*, London, v. 167, p. 83-103.
- OLIVET J.-L., BEUZART P., BOUGAULT H., MONTI S., ARGYRIADIS J. et BONNIN J. (1981). —Seabeam survey of the Azores triple junction.— *EOS Transactions AGU*, v. 62, p. p. 405.

- OLIVET J.-L., ASLANIAN D., BONNIN J., BEUZART P. et SIONI S. (1998). —La notion de phase cinématique en tectonique des plaques.— 17è Réunion des Sciences de la Terre, Brest, 31 mars - 3 avril 1998, *Société Géologique de France*, p.168.
- OLIVET J. L., LE PICHON X., MONTI S. et SICHLER B. (1974). —Charlie-Gibbs fracture zone.— *J. Geophys. Res.*, v. **79**, p. 2059-2071.
- OLIVET J. L. (1978). —Un nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord et Central.— Thèse d'État. *Univ. Paris VII*.
- OLIVET J. L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J. M. (1984). —Cinématique de l'Atlantique Nord et Central.— *Rapp. Sci. Tech. C.N.E.X.O.*, v. **54**, 108 p.
- OLIVET J. L. (1996). —La cinématique de la plaque ibérique.— *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. **20**, p. 131-195.
- OLIVIER P. (1984). —Évolution de la limite entre zones internes et zones externes de l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne).— Thèse Sci. *Univ. de Toulouse*, 229 p.
- OLSEN T. et PEDERSEN G. K. (1991). —The occurrence of marine fossils in the Upper Cretaceous deltaic sediments at Pautût, central west Greenland.— *Bull. Geological Society of Denmark*, v. **39**, p. 111-122.
- ORUE ETXEBARRIA X. (1983). —Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del sinclinatorio de Bizkaia (corte de Sopelana-Punta Galea). Parte I.— *Kobie*, v. **13**, p. 175-249.
- OSTISKY B. K. et FEDOROVSKY Y. F. (1992). —Main results of oil and gas prospecting in the Barents and Kara Sea inspire optimism.— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Ed. Elsevier, Amsterdam, v. **2**, p. 243-252.
- P**
- PALMER A. R. (1983). —The decade of North American geology 1983 geologic time scale.— *Geology*, v. **11**, p. 503-504.
- PAQUET J. (1969). —Étude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne).— *Mém. Soc. géol. France*, v. **111**, p. 170 p.
- PAQUET J., MANSY, J.L. (1992). —Evolution alpine du massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées-Orientales).— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **315**, p. 487-494.
- PARISH M. (1984). —A structural interpretation of a section through the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology.— *J. Struct. Geol.*, v. **6**, p. 247-256.
- PARTY S. S. (1979). —Site 398.— *in* : SIBUET J.-C., RYAN W. B. F. *et al.* (eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. *U.S. Government Printing Office*, Washington D.C., v. **47**, p. 25-233.

- PATRIAT P. (1983). —Évolution de l'Océan Indien depuis le Crétacé Supérieur.— Thèse. *Univ. Paris VI*, 308 p.
- PATRIAT P., SEGOUFIN J., GOSLIN J. et BEUZART P. (1985). —Relative positions of Africa and Antarctica in the upper Cretaceous, evidence for a non-stationary behaviour of fracture zones.— *Earth Planet Sci. Lett.*, v. **75**, p. 204-214.
- PATRIAT P. (1987). —Reconstitution de l'évolution du système de dorsale de l'océan Indien par les méthodes de la cinématique des plaques. *Territoire des Terres Australes et Antarctiques Françaises*, Paris, France, 308 p.
- PATRIAT P. et SEGOUFIN J. (1988). —Reconstruction of the Central Indian Ocean.— *Tectonophysics*, v. **155**, p. 211-234.
- PEARCE J. W. (1980). —The Nares-Nansen triple junction.— EOS Transactions, *American Geophysical Union*, v. **61**, p. 357.
- PEARSON D. G., EMELEUS C. H. et KELLEY S. P. (1996). —Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for the initiation of Palaeogene volcanism in the Inner Hebrides and its regional significance.— *J. Geol. Soc. London*, v. **153**, p. 815-818.
- PEDERSEN G. K. et PULVERTAFT T. C. R. (1992). —The nonmarine Cretaceous of the West Greenland basin : onshore west Greenland.— *Cretaceous Research*, v. **13**, p. 263-272.
- PEGRUM R. M. et LJONES T. E. (1984). — $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ Gamma Gas filed offshore Norway, new trap type for North Sea Basin with regional structural implications.— *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, v. **68**, p. 874-902.
- PEGRUM R. M. (1984a). —The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea.— *Nor. Geol. Tidsskr.*, v. **64**, p. 39-68.
- PERRY R. K., FLEMING H. S., WEBER J. R., KRISTOFFERSEN Y., HALL J. K., GRANTZ A., JOHNSON G. L. et CHERKIS N. Z. (1990). —Bathymetry of the Arctic Ocean— 1,6,000,000 at Latitude 75°N. *Geological Society of America*.
- PHILLIPS J. C. et TAPSCOTT C. (1981). —The evolution of the Atlantic Ocean north of the Azores or Seven easy pieces.— *Unpublished manuscript, Woods Hole Oceanographic Institute*.
- PILGER R. H. (1978). —A method for finite plate reconstructions, with applications to Pacific-Nazca plate evolution.— *Geophys. Res. Lett.*, v. **5**, p. 469-472.
- PINHEIRO L. M., WILSON R. C. L., PENA DOS REIS R., WHITMARSH R. B. et RIBEIRO A. (1996). —The western Iberia margin : a geophysical and geological overview.— *in* : WHITMARSH R. B., SAWYER D. S., KLAUS A. et MASSON D. G. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. *Ocean Drilling Program, College Station, TX*, v. **149**, p. 3-21.
- PITMAN W. C., III et TALWANI M. (1972). —Sea-floor spreading in the North Atlantic.— *Geological Society of America Bulletin*, v. **83**, p. 619-646.

- PLATT J. P., VAN DEN EEKHOUT B., JANSEN E., KOUERT G., SIMON O. J. et WEIJERMARS R. (1983). —The structure and tectonic evolution of the Aguilon fold-nappe, Sierra Alhamilla, SE Spain.— *J. Struct. Geol.*, v. **5**, p. 519-538.
- PLATT J. P. et VISSERS R. L. M. (1989). —Extensional collapse of thickened continental lithosphere, a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc.— *Geology*, v. **17**, p. 540-543.
- POCOVI A., MILLAN H., NAVARRO J. J. et MARTINEZ M. B. (1990). —Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y la zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza).— *Geogaceta*, v. **8**, p. 36-39.
- POISSON A., BRAUD J., GUEZOU J. C., COULON M., ANDRIEUX J., FRIZON DE LAMOTTE D. et WERNLI R. (1990). —The Neogene basins in the eastern Betic thrust systems.— *IX RCMNS Congress*, Barcelona, p. 273.
- POMEROL C. (1978). —Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes.— *Geol. Mijnbouw*, v. **57**, p. 533-543.
- POZARYSKI W. et BROCHWICZ-LEWINSKI W. (1978). —On the Polish Trough.— *Geol. en Mijnb.*, v. **57**, p. 545-557.
- PRESTVIK T. (1978). —Cenozoic plateau lavas of Spitsbergen - a geochemical study.— *Nor. Polarinst. Årbor*, p. 129-143.
- PRICE S., BRODIE J., WHITHAM A. et KENT R. (1997). —Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill Ø region, East Greenland.— *J. Geol. Soc. London*, v. **154**, p. 419-434.
- PROENÇA CUNHA P. (1992). —Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, al este de Coimbra.— Thèse. *Univ. de Coimbra*, 262 p.
- PUIGDEFABREGAS C. (1975). —La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca.— *Monografías Instituto Estudios Pirenaicos*, v. **104**, p. 188p.
- PUIGDEFABREGAS C. et SOUQUET P. (1986). —Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees.— *Tectonophysics*, v. **129**, p. 173-204.
- PUIGDEFABREGAS C., MUÑOZ A. et VERGES J. (1992). —Thrusting and foreland basin evolution in the southern Pyrenees.— in : MCCLAY K. (ed.). *Thrust Tectonics*. Ed. *Chapman & Hall*, London, 247-254.
- PUJALTE V., ROBLES S., ZAPATA M., ORUE-ETXEBERRIA X. et GARCIA PORTERO J. (1989). —Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectoestratigráficos del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la cuenca vasca (Guipuzcoa y Vizcaya).— in : ROBLES S. (ed.). *Libro Guía Excursiones Geol. XII Congr. Español de Sediment. ITGE*, Bilbao, p. 47-88.
- PUJALTE V., ROBLES S., ROBADOR A., BACETA J. I. et ORUE-ETXEBERRIA X. (1993). —Shelf-to-basin Paleocene paleogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain.— *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, v. **18**, p. 369-395.

PULGAR J. A., GALLART J., FERNANDEZ-VIEJO G., PEREZ-ESTAUN A., ALVAREZ-MARRON J. et GROUP E. (1996). —Seismic image of the Cantabria Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflexion and refraction data.— *Tectonophysics*, v. **264**, p. 1-9.

R

RABINOWITZ P. D. et LABRECQUE J. (1979). —The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins.— *J. Geophys. Res.*, v. **84**, p. 5973-6002.

RAMBERG I. B. (1972). —Crustal structure across the Permian Oslo Graben from gravity measurements.— *Nat. Phys. Sci.*, v. **740**, p. 149-153.

RAOULT J.-F. (1974). —Géologie du centre de la chaîne numidique.— *Mém. Soc. géol. France*, v. **121**, p. 1-163.

RAT P. (1974). —Visage de la France entre l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine.— *in* : DEBELMAS J. (ed.). *Géologie de la France*, vol. **1** : Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. *Ed. Doin*, Paris, p. 15-40.

RAT P., AMIOT M., FEUILLEE P., FLOQUET M., MATHEY B., PASCAL A. et SALOMON J. (1982). —Etapas et style de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays (Espagne) au Crétacé.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **295**, p. 247-250.

RAVNÅS R., NØTTVEDT A., STEEL R. J. et WINDELSTAD J. (2000). —Syn-rift sedimentary architectures in the Northern North Sea.— *in* : NØTTVEDT A. *et al.* (eds.). *Dynamics of the Norwegian Margin. Geological Society, Special Publication*, London, v. **167**, p. 133-177.

REHAULT J.-P. (1981). —Évolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale).— Thèse d'État. *Univ. de Paris VI*, 128 p (2 vol.).

REHAULT J.-P., MASCLE J., FABBRI A., MOUSSAT F. et THOMMERET M. (1987). —The Tyrrhenian Sea before Leg 107, marine geology and geophysics.— *in* : KASTEN K. A. et MASCLE J. *et al.* (eds.). *Proceedings of Ocean Drilling Program Initial Reports. College Station, TX, Ocean Drilling Program*, v. **107**, p. 5-35.

REHAULT J. P., BOILLOT G. et MAUFFRET A. (1984a). —The western Mediterranean basin : geological evolution.— *Marine Geology*, v. **55**, p. 447-477.

REHAULT J. P., MASCLE J. et BOILLOT G. (1984b). —Évolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène.— *Mém. Soc. Geol. It.*, v. **27**, p. 85-96.

REID I. et JACKSON H. R. (1997). —Crustal structure of northern Baffin Bay, Seismic refraction results and tectonic implications.— *J. Geophys. Res.*, v. **102**, p. 523-542.

REID I. D. et JACKSON H. R. (1997b). —A review of three transform margins off eastern Canada.— *Geo-Marine Letters*, v. **17**, p. 87-93.

REKSNES P. A. et VÅGNES E. (1985). —Evolution of the Greenland Sea and Eurasia Basin.— Thèse. *Univ. Oslo*, 136 p.

- REVERT J., DELFAULT J., AL SHIDDI S. et DELOFFRE R. (1991). —Un témoin des mouvements qui ont animé le golfe de Gascogne au Kimmeridgien, le complexe bréchtique du Quercy.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **312**, p. 1041-1047.
- RICE P. D. et SHADE B. D. (1982). —Reflection seismic interpretation and seafloor spreading history of Baffin Bay.— *in* : EMBRY A. F. et BALKWILL H. R. (eds.). *Arctic Geology and Geophysics. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, v. **8**, p. 245-265.
- RICKETTS B. D. et MCINTYRE D. J. (1986). —The Eureka Sound Group of eastern Axel Heiberg Island, new data on the eureka orogeny. *Current Research, Part B. Geological Survey of Canada Paper*, v. **86-1B**, p. 405-410.
- RICKETTS B. D. (1987). —Princess Margaret Arch, re-evaluation of an element of the Eureka Orogen, Axel Heiberg Island, Arctic Archipelago.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **24**, p. 2499-2505.
- RICOU L. E. (1980). —La tectonique de coin et la genèse de l'arc égéen.— *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, v. **22**, p. 147-155.
- RIDD M. F. (1981). —Petroleum geology west of the Shetlands.— *in* : ILLING L. V. et HOBSON G. D. (eds.). *Petroleum geology of the Continental shelf of NW Europe. Institute of Petroleum*, London, p. 414-425.
- RIEDIGER C. L., BUSTIN R. M. et ROUSE G. E. (1984). —New evidence for the chronology of the Eureka Orogeny from south central Ellesmere Island.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **21**, p. 1286-1295.
- ROBERTS D. G., ARDUS D. A. et DEARNLEY R. (1973). —Pre-Cambrian rocks drilled from the Rockall Bank.— *Nature Phys. Sci.*, v. **244**, p. 21-23.
- ROBERTS D. G. (1975). —Marine Geology of the Rockall Plateau and Trough.— *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. **A278**, p. 447-509.
- ROBERTS D. G., MONTADERT L. et SEARLE R. C. (1979). —The western Rockall Plateau, stratigraphy and structural evolution.— *in* : MONTADERT L., ROBERTS D. G. *et al.* (eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office*, Washington D.C., v. **48**, p. 1061-1088.
- ROBERTS D. G., MASSON D. G. et MILES P. R. (1981). —Age and structure of the southern Rockall Trough, New evidence.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **52**, p. 115-128.
- ROBERTS D. G., BOTT M. H. P. et URUSKI C. (1983). —Structure and origin of the Wyville-Thompson Ridge.— *in* : BOTT M. H. P., SAXON E., TALWANI M. et THIEDE J. K. (eds.). *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge — New Methods and Concepts. Plenum*, New York, p. 133-158.
- ROBERTS D. G. et GINZBURGH A. (1984). —Deep crustal structure of the SW-Rockall Plateau.— *Nature*, v. **308**, p. 435-439.
- ROBERTS D. G., SCHNITKER D. *et al.* (1984). —Init. Repts. DSDP, v. **81**. *U.S. Govt. Printing Office*, Washington.
- ROBERTS D. G., BACKMAN J., MORTON A. C., MURRAY J. W. et KEENE J. B. (1984a). —Evolution of volcanic rifted margins. Synthesis of Leg 81 results on the western margin of Rockall Plateau.— *in* :

- ROBERTS D. G., SCHNITKER D. *et al.* (eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C., v. **81**, p. 883-911.
- ROBERTS D. G., GINZBURG A., NUNN K. et MCQUILLIN R. (1988). —The structure of the Rockall Trough from seismic refraction and wide-angle reflection data.— *Nature*, v. **217**, p. 632-635.
- ROBERTS D. G. (1989). —Basin inversion in and around the British Isles.— *in* : COOPER M. A. et WILLIAMS G. D. (eds.). Inversion Tectonics. *Geological Society Special Publications*, London, v. **44**, p. 131-150.
- ROBLES S., PUJALTE V. et GARCIA-MONDEJAR J. (1988). —Evolución de los sistemas sedimentarios del margen continental cantábrico durante el Albiense y Cenomaniense en la transversal del litoral vizcaino.— *Rev. Soc. Geol. España*, v. **1**, p. 409-441.
- ROCHER M. (1998). —Évolution tectonique cénozoïque de l'avant-pays nord-pyrénéen.— 17è Réunion ds Sciences de la Terre, Brest, *Soc. Géol. France*, p. 185.
- ROEST W. (1987). —Seafloor spreading pattern of the North Atlantic between 10° et 40° N, A reconstruction based on shipborne measurements and satellite altimeter data.— *Geologica Ultraiectina*, v. **48**. *Univ. Utrecht*, 121 p.
- ROEST W. R. et SRIVASTAVA S. P. (1989a). —Sea-floor spreading in the Labrador Sea, A new reconstruction.— *Geology*, v. **17**, p. 1000-1003.
- (1991). —Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present.— *Geology*, v. **19**, p. 613-616.
- ROEST W. R., DAÑOBEITIA J. J., VERHOEF J. et COLLETTE B. J. (1992). —Magnetic anomalies in the Canary basin and the Mesozoic evolution of the Central North Atlantic.— *Marine Geophys. Res.*, v. **14**, p. 1-24.
- ROLLE F. (1985). —Late Cretaceous-Tertiary sediments offshore central West Greenland, lithostratigraphy, sedimentary evolution, and petroleum potential.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **22**, p. 1001-1009.
- RONDEEL H. E. et SIMON O. J. (1974). —Betic Cordilleras.— *in* : SPENCER A. M. (ed.). Mesozoic-Cenozoic Belts, Data for Orogenic Studies. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, London, v. **4**, p. 23-35.
- RØNNEVIK H. et JACOBSEN H. P. (1984). —Structural highs and basins in the western Barents Sea.— *in* : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). Petroleum Geology of the North European Magin. *Ed. Graham & Trotman Ltd.*, London, 19-32.
- ROSENKRANTZ A. et PULVERTAFT T. C. R. (1969). —Cretaceous-Tertiary stratigraphy and tectonics in northern west Greenland.— *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, v. **12**, p. 883-898.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERASATEGUI X., MUÑOZ J. A., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT M., SEGURET M., CAMARA P. et DERAMOND J. (1989). —ECORS deep seismic data and balanced cross sections , geometric constraints on the evolution of the Pyrenees.— *Tectonics*, v. **8**, p. 41-50.

- ROURE F. et CHOUKROUNE P. (1992). —Apports des données sismiques ECORS à la géologie pyrénéenne, Structure crustale et évolution des Pyrénées. Proyecto hispano-francés ECORS-Pirineos. *ITGE*, Madrid, 63-79.
- ROWLEY D. B. et LOTTES A. L. (1988). —Plate-kinematic reconstruction of the North Atlantic and Arctic, Late Jurassic to Present.— *Tectonophysics*, v. **155**, p. 73-120.
- ROYER J.-Y., PATRIAT P., BERGH H. W. et SCOTESE C. R. (1988). —Evolution of the Southwest Indian Ridge from the Late Cretaceous (anomaly 34) to the Middle Eocene (anomaly 20).— *Tectonophysics*, v. **155**, p. 235-260.
- ROYER J.-Y. et CHANG T. (1991). —Evidence for relative motions between the Indian and Australian plates during the last 20 m.y. from plate tectonic reconstructions, implications for the deformation of the Indo-Australian plate.— *J. Geophys. Res.*, v. **96**, p. 11779-11802.
- RUSBY R. I. et SEARLE R. C. (1993). —Intraplate thrusting near the Easter microplate.— *Geology*, v. **21**, p. 311-314.

S

- SAEMUDSSON K. (1986). —Subaerial volcanism in the western North Atlantic.— *in* : VOGT P. R. et TUCHOLKE B. E. (eds.). *The Geology of North America, vol. M : The Western North Atlantic Region. Geological Society of America*, p. 69-86.
- SAGER W. W., HANDSCHUMACHER D. W., HILDE T. W. C. et BRACEY D. R. (1988). —Tectonic evolution of the northern Pacific plate and Pacific-Farallon-Izanagi triple junction in the Late Jurassic and Early Cretaceous (M21-M10).— *Tectonophysics*, v. **155**, p. 345-364.
- SAHABI M. (1993). —Modèle général de l'évolution de l'océan Indien.— Thèse de Doctorat. *Univ. Bretagne Occ., Brest*, 187 p. (vol. 1) et 243 p. (vol. 2).
- SANDWELL D. T. et SMITH W. H. T. (1997). —Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry.— *J. Geophys. Res.*, v. **102**, p. 10039-10054.
- SANZ DE GALDEANO C. (1990). —Geologic evolution of the Betic cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to Present.— *Tectonophysics*, v. **172**, p. 107-119.
- SARTORI R. (1990). —The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of peri-tyrrhenian areas.— *in* : KASTEN K. A. *et al.* (eds.). *Proc. Scientific Results ODP*, v. **107**, p. 715-730.
- SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et FITTON J. G. (1998b). —Magmatic development of the Southeast Greenland Margin and evolution of the Iceland Plume, geochemical constraints from Leg 152.— *in* : SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et WISE S. W., JR. (eds.). *Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **152**, p. 479-501.
- SAVOSTIN L. A. et KARASIK A. M. (1981). —Recent plate tectonics of the Arctic basin and of Northeastern Asia.— *Tectonophysics*, v. **74**, p. 111-145.

- SAVOSTIN L. A., ZONENSHAIN L. P. et BARANOV B. (1983). —Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk.— *in* : HILDE T. W. C. et UYEDA S. (eds.). *Geodynamics of the western Pacific-Indonesian Region*. Geodynamics Series. *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, v. **11**, p. 189-221.
- SAVOSTIN L. A., SIBUET J. C., ZONENSHAIN L. P., LE PICHON X. et ROULET M. J. (1986). —Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic.— *Tectonophysics*, v. **123**, p. 1-35.
- SCHANDELMEIER H., HUTH A., HARMS U., FRANZ G. et BERNAU R. (1987). —The East Saharan craton in southern Egypt and northern Sudan.— *Berliner Geowiss. Abh.*, v. **A75**, p. 25-48.
- SCHMIDT W. J. (1992). —Structure of the Mid-Norway Heidrun Field and its regional implications.— *in* : LARSEN R. M., BREKKE H., LARSEN B. T. et TALLERAAS E. (eds.). *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **1**, p. 381-395.
- SCHOUTEN H., SRIVASTAVA S. P. et KLITGORD K. (1984). —Iberian plate kinematics, jumping plate boundaries, an alternative to ball-bearing tectonics.— *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, v. **65**, p. p. 190.
- SCHWAB K. (1987). —Compression and right-lateral strike-slip movement at the Southern Hunsrück Borderzone (Southwest Germany).— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 115-126.
- SCOTCHMAN I. C. et THOMAS J. R. W. (1995). —Maturity and hydrocarbon generation in the Slyne Trough, northwest Ireland.— *in* : CROKER P. F. et SHANNON P. M. (eds.). *The Petroleum Geology of Ireland's Offshore Basins*. *Special Publication Geological Society*, London, v. **93**, p. 385-411.
- SCRUTTON R. A. et BENTLEY P. A. D. (1988). —Major Cretaceous volcanic province in southern Rockall Trough.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **91**, p. 198-204.
- SEARLE M. P., JAMES N. P., CALON T. J. et SMEWING J. D. (1983). —Sedimentological and structural evolution of the Arabian continental margin in the Musandam Mountains and Dibba zone, United Arab Emirates.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. **94**, p. 1381-1400.
- 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.*, v. **53**, p. 259-287.
- SEARLE R. C. (1979). —Sidescan studies of the North Atlantic fracture zones.— *J. Geol. Soc. London*, v. **136**, p. 283-292.
- (1980). —Tectonic pattern of the Azores spreading centre and triple junction.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **51**, p. 415-434.
- SHARMAN G. F. et RISCH D. L. (1988). —Northwest Pacific tectonic evolution in the Middle Mesozoic.— *Tectonophysics*, v. **155**, p. 331-344.
- SHAW P. R. et CANDE S. C. (1990). —High-resolution inversion for the South Atlantic plate kinematics using joint altimeter and magnetic data.— *J. Geophys. Res.*, v. **95**, p. 2625-2644.
- SHIVED U. (1991). —A pre-Quaternary, post-Palaeozoic erosional channel deformed by strike-slip faulting, Scania, southern Sweden.— *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, v. **113**, p. 139-143.

- SIBUET J.-C. et COLLETTE B. J. (1991). —Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic , new constraints on the kinematic evolution.— *Geology*, v. **19**, p. 522-525.
- SIBUET J. C., MATHIS B., PASTOURET L., AUZENDE J. M., FOUCHER J. P., HUNTER P. M., GUENOC P., DE GRACIANSKY P. C., MONTADERT L. et MASSON D. G. (1985). —Morphology and basement structures of the Goban Spur continental margin (northeastern Atlantic) and the role of the Pyrenean orogeny.— *in* : DE GRACIANSKY P. C. et POAG C. W. *et al.* (eds.). *Init. Rep. of DSDP, 80. Initials Reports of the Deep Sea Drilling Project. US. Government Printing Office, Washington*, v. **80**, p. 1153-1165.
- SIBUET J. C., MONTI S., REHAULT 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*, v. **317**, p. 1207-1214.
- SIBUET J. C., MATHIS, B., HUNTER, P. (1984). —La ride Pastouret (plaine abyssale de Porcupine) , une structure éocène.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **299 (II)**, p. 1391-1396.
- SINTON C. et DUNCAN R. (1998). —40Ar-39Ar ages of lavas from the Southeast Greenland Margin, ODP Leg152, and the Rockall Plateau, DSDP Leg 81.— *in* : SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et WISE S. W., JR. (eds.). *Proc. ODP. Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **152**, p. 387-402.
- SINTON C. W., HITCHEN K. et DUNCAN R. A. (1998). —40Ar-39Ar geochronology of silicic and basic volcanic rocks on the margins of the North Atlantic.— *Geol. Mag.*, v. **135**, p. 161-170.
- SIONI S. (1996). —Mer Ionienne et Apulie depuis l'ouverture de l'Océan Alpin.— Thèse de Doctorat. *Univ. Bretagne Occidentale*.
- SISSINGH W. (2001). —Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland, correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes.— *Tectonophysics*, v. **333**, p. 361-400.
- SKOGSEID J. et ELDHOLM O. (1987). —Early Cenozoic crust at the Norwegian continental margin and the conjugate Jan Mayen Ridge.— *J. Geophys. Res.*, v. **92**, p. 11471-11491.
- (1989). —Vøring Plateau continental margin : seismic interpretation stratigraphy and vertical movements.— *in* : ELDHOLM O., THIEDE J. et TAYLOR E. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Programme, Scientific Results. College Station, Texas*, v. **104**, p. 993-1030.
- SKOGSEID J., PEDERSEN T. et LARSEN V. B. (1992b). —Vøring Basin : subsidence and tectonic evolution.— *in* : LARSEN R. M., BREKKE H., LARSEN B. T. et TALLERAAS E. (eds.). *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology. Ed. Elsevier, Amsterdam*, v. **1**, p. 55-82.
- SKOGSEID J., PLANKE S., FALEIDE J. I., PEDERSEN T., ELDHOLM O. et NEVERDAL F. (2000). —NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation.— *in* : NØTTVEDT A. *et al.* (eds.). *Dynamics of the Norwegian Margin. Geological Society London, Special Publication*, v. **167**, p. 295-326.

- SLOAN H. et PATRIAT P. (1992). —Kinematics of the North American-African plate boundary between 28 and 29N during the last 10 Ma, evolution of the axial geometry and spreading rate and direction.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **113**, p. 323-341.
- SMITH A. (1971). —.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. **82**, p. 2039-2070.
- SMYTHE D. K. (1983). —Faeroe-Shetland escarpment and continental margin north of the Faeroes.— in : BOTT M. H. P., SAXON S., TALWANI M. et THIEDE J. (eds.). Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge. New methods and concepts. *Ed. Plenum Press*, New York, p. 109-120.
- (1989). —Rockall Trough—Cretaceous or Late Palaeozoic?— *Scott. J. Geol.*, v. **25**, p. 5-43.
- SOPER N. J., HIGGINS A. C., DOWNIE C., MATTHEWS D. W. et BROWN P. E. (1975). —Late Cretaceous-early Tertiary stratigraphy of the Kangerlugssuaq area, East Greenland, and the age of the opening of the northeast Atlantic.— *J. Geol. Soc. London*, v. **132**, p. 85-104.
- SOPER N. L., DOWNIE C., HIGGINS A. C. et COSTA L. I. (1976a). —Biostratigraphic ages of Tertiary basalts on the East Greenland continental margin and their relationship to plate separation in the Northeast Atlantic.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **32**, p. 149-157.
- SOPER N. L., HIGGINS A. C., DOWNIE C., MATTHEWS D. W. et BROWN P. E. (1976b). —Late Cretaceous-early Tertiary stratigraphy of the Kangerdlussuaq area, East Greenland, and the age of opening of the north-east Atlantic.— *J. Geol. Soc. London*, v. **132**, p. 85-104.
- SÖRNES A. et NARVESTAD T. (1976). —Seismic Survey of Jan Mayen.— *Norsk Polarinst. Årbok 1975*, p. 37-52.
- SOUQUET P. et DERAMOND J. (1989). —Séquence de chevauchements et séquences de dépôt dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétacé du versant sud des Pyrénées (Espagne).— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **309**, p. 137-144.
- SOUQUET P. et PEYBERNES B. (1991). —Stratigraphie séquentielle du cycle Albien dans les Pyrénées franco-espagnoles;— *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. **15**, p. 195-213.
- SPENCE G. D., WHITE R. S., WESTBROOK G. K. et FOWLER S. R. (1989). —The Hatton Bank continental margin — I. Shallow structure from two-ship expanding spread seismic profiles.— *Geophysical Journal*, v. **96**, p. 273-294.
- SPENCER A. M., HOME P. C. et BERGLUND L. T. (1984). —Tertiary structural development of the western Barents Shelf, Troms to Svalbard.— in : SPENCER A. M. *et al.* (eds.). Petroleum Geology of the North European Margin. *Ed. Graham & Trotman*, London, p. 199-209.
- SRIVASTAVA S. P. (1978). —Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic.— *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. **52**, p. 313-357.
- (1985a). —Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of the Greenland along Nares Strait.— *Tectonophysics*, v. **114**, p. 29-53.
- (1985b). —Magnetic anomaly map of the Labrador Sea.— *Geol. Surv. Can. Pap.*, v. **814 (E)**, p. 29-53.

- SRIVASTAVA S. P. et TAPSCOTT C. R. (1986). —Plate kinematics of the North Atlantic.— *in* : VOGT P. R. et TUCHOLKE B. E. (eds.). *The Geology of North America, vol. M : The Western North Atlantic Region. Geol. Soc. Am., Boulder (Colorado), p. 379-404.*
- SRIVASTAVA S. P., VERHOEF J. et MACNAB R. (1988a). —Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin : Part 1 , spreading anomalies and relationship between magnetic anomalies and the ocean-continent boundary.— *Mar. Pet. Geol.*, v. 5, p. 306-323.
- (1988b). —Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin : Part 2 , Early opening of the North Atlantic between the British Isles and Newfoundland.— *Mar. Pet. Geol.*, v. 5, p. 324-337.
- SRIVASTAVA S. P., POWELL C. G., NUNNS A. G., KOVACS L. C., ROBERTS D. G., JONES M. T., URISKI C. I. et VOPPEL D. (1988c). —Magnetic Anomalies.— *in* : SRIVASTAVA S. P., VOPPEL D. et TUCHOLKE B. (eds.). *Geophysical Atlas of the North Atlantic between 50° to 72°N and 0° to 65°W. Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, p. 3-4.*
- SRIVASTAVA S. P. et ROEST W. R. (1989). —Seafloor spreading history II-VI.— *in* : BELL J. S. (ed.). *East Coast Basin Atlas Series, Labrador Sea. Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, Map Sheets, L17-2—L17-6.*
- SRIVASTAVA S. P., SCHOUTEN H., ROEST W. R., KLITGORD K. D., KOVACS L. C., VERHOEF J. et MACNAB R. (1990a). —Iberian plate kinematics , A jumping plate boundary between Eurasia and Africa.— *Nature*, v. 344, p. 756-759.
- SRIVASTAVA S. P., ROEST W. R., KOVACS L. C., OAKEY G., LEVESQUE S., VERHOEF J. et MACNAB R. (1990b). —Motion of the Iberia since the Late Jurassic , results from the detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin.— *Tectonophysics*, v. 184, p. 229-260.
- SRIVASTAVA S. P. et ROEST W. R. (1992). —King's Trough, reactivated pseudo-fault of a propagating rift.— *Geophys. J. Int.*, v. 108, p. 143-150.
- SRIVASTAVA S. P. et VERHOEF J. (1992). —Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic, a preliminary plate kinematic solution.— *in* : PARNELL J. (ed.). *Basins on the Atlantic Seaboard, Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution. Geological Society Special Publication*, v. 62, p. 397-420.
- SRIVASTAVA S. P. et KEEN C. E. (1995). —A deep seismic reflection profile across the extinct Mid-Labrador Sea spreading center.— *Tectonics*, v. 14, p. 372-389.
- SRIVASTAVA S. P. et ROEST W. R. (1996). —Comment on "Porcupine Plate Hypothesis by M.F.Gerstell and J.M. Stock (Marine Geophysical Researches 16, pp. 315-323, 1994).— *Mar. Geophys. Res.*, v. 18, p. 589-593.
- SRIVASTAVA S. P., SIBUET J.-C., CANDE S., ROEST W. R. et REID I. D. (2000). —Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 182, p. 61-76.
- STEMMERIK L., CHRISTIANSEN F. G., PIASECKI S., JORDT B., MARCUSSEN C. et NØHR-HANSEN H. (1992a). —Depositional history and petroleum geology of the Carboniferous to Cretaceous sediments in the northern part of East Greenland.— *in* : VORREN T. O., BERGSAGER E., DAHL-

- STAMNES Ø. A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE E. et LUND T. B. (eds.). Arctic Geology and Petroleum Potential. *Ed. Elsevier*, Amsterdam, v. **2**, p. 67-87.
- STEPHENSON R. A., RICKETTS B. D., CLOETINGH S. A. et BEEKMAN F. (1990). —Lithosphere folds in the Eureka orogen, Arctic Canada?— *Geology*, v. **18**, p. 603-606.
- STOKER M. S., MORTON A. C., EVANS D., HUGHES M. J., HARLAND R. et GRAHAM D. K. (1988). —Early Tertiary basalts and tuffaceous sandstones from the Hebrides Shelf and Wyville-Thomson Ridge, NE Atlantic.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geological Society of London Special Publication*, v. **39**, p. 271-282.
- STOKER M. S., HITCHEN K. et GRAHAM C. C. (1993). —United Kingdom offshore regional report, The geology of Hebrides and West Shetland shelves, and adjacent deep-water areas, *HMSO for the British Geological Survey, London*.
- STOKER M. S. (1997). —Mid- to late Cenozoic sedimentation on the continental margin off NW Britain.— *J. Geol. Soc. London*, v. **154**, p. 509-515.
- SUNDEVOR E. et AUSTEGARD A. (1990). —The evolution of the Svalbard margins, synthesis and new results.— *in* : BLEIL U. et THIEDE J. (eds.). Geological History of the Polar Oceans. *Kluwer Academic Publishers*, p. 77-94.
- SURLYK F. (1978a). —Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland).— *Grønlands Geol. Unders. Bull.*, v. **128**, p. 108 p.
- (1978b). —Jurassic basin evolution of East Greenland.— *Nature*, v. **274**, p. 130-133.
- SURLYK F., CLEMMENSEN L. B. et LARSEN H. C. (1981). —Post-Paleozoic evolution of the East Greenland continental margin.— *in* : KERR J. W. et FERGUSON A. J. (eds.). Geology of the North Greenland Atlantic Borderlands. *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, v. **7**, p. 611-645.
- SURLYK F., HURST J. M., PIASECKI S., ROLLE F., SCHOLLE P. A., STEMMERK L. et THOMSEN E. (1986a). —The Permian of the Western Margin of the Greenland Sea - A Future Exploration Target.— *in* : HALBOUTY M. T. (ed.). Future Petroleum Provinces of the World. *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, v. **40**, p. 629-659.
- SWEENEY J. F., WEBER J. R. et BLASCO S. M. (1982). —Continental ridges in the Arctic Ocean, LOREX constraints.— *Tectonophysics*, v. **89**, p. 217-238.
- SWEENEY J. F. (1985). —Comments about the age of the Canada Basin.— *Tectonophysics*, v. **114**, p. 1-10.

T

- TAILLEUR I. L. et BROSSE W. P. (1970). —Tectonic history of northern Alaska.— *in* : ADKISON W. L. et BROSSE W. P. (eds.). Proceedings of the geological seminar on the North Slope of Alaska. *American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section*, p. E1-E19.

- TALWANI M. et ELDHOLM O. (1972). —The continental margin of Norway, a geophysical study.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. **83**, p. 3575-3606.
- TALWANI M., UDINTSEV G. *et al.* (1976). —Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 38, v. **38**. *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C., 1256 p.
- TALWANI M. et UDINTSEV G. (1976b). —Tectonic synthesis.— *in* : TALWANI M. et UDINTSEV G. (eds.). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 38. *U.S. Government Printing Office*, Washington, D.C., v. **38**, p. 1213-1242.
- TALWANI M. et ELDHOLM O. (1977). —Evolution of the Norwegian-Greenland Sea.— *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. **88**, p. 969-999.
- TALWANI M., MUTTER J. E. et ELDHOLM O. (1981). —The initiation of opening of the Norwegian Sea.— *Oceanologica Acta*, v. **4**, p. 23-30.
- TAPPONNIER P. (1977). —Evolution tectonique du système Alpin en Méditerranée, poinçonnement rigide-plastique.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **19**, p. 437-460.
- TARACHOVSKII A. N., SKOLA I. V., SPEKTOR V. M. et DITMAR A. V. (1980). —To the question of the stratigraphy on the sedimentary-volcanogenic succession of Franz Josef Land, Stratigraphy and paleogeography of the North Atlantic in the Cretaceous Period.— *Collection of scientific papers. Leningrad, Navchno-Issledovatel'skiy Institut Geologii Arktiki*, p. 130-134 (en russe).
- TARLING D. H., HAILWOOD E. A. et LØVLIE R. (1988). —A palaeomagnetic study of lower Tertiary lavas in E Greenland and comparison with other lower Tertiary observations in the northern Atlantic.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geological Society, Special Publications*, London, v. **39**, p. 215-224.
- TATE M., WHITE N. et CONROY J. J. (1993). —Lithospheric Extension and Magmatism in the Porcupine Basin West of Ireland.— *J. Geophys. Res.*, v. **98**, p. 13905-13923.
- TATE M. P. et DOBSON M. R. (1988). —Syn- and post-rift igneous activity in the Porcupine Seabight basin and adjacent continental margin west of Ireland.— *in* : MORTON A. C. et PARSON L. M. (eds.). Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, v. **39**, p. 309-334.
- TAYLOR P. N. et MORTON A. C. (1989). —Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of the upper and lower volcanic series at Site 642.— *in* : ELDHOLM O., THIEDE J. et TAYLOR E. *et al.* (eds.). Proc. ODP, Sci. Results, 104. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **104**, p. 429-435.
- TAYLOR P. T., KOVACS L. C., VOGT P. R. et JOHNSON G. L. (1981). —Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin, 2.— *Journal of Geophysical Research*, v. **86**, p. 6323-6333.
- TAYLOR P. T. (1983). —Nature of the Canada Basin. Implications from satellite-derived magnetic anomaly field data.— *J. of the Alaska Geological Society*, v. **2**, p. 1-8.
- TEGNER C. et DUNCAN R. A. (1999). —⁴⁰Ar-³⁹Ar chronology for the volcanic history of the Southeast Greenland Rifted Margin.— *in* : LARSEN H. C., DUNCAN R. A., ALLAN J. F. et BROOKS K. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **163**, p. 53-62.

- TEIXELL A. (1988). —Desarrollo de un anticlinorio por transpresión, aislando una cuenca sedimentaria marginal (borde oriental de la Cuenca del Ebro, Tarragona).— *Rev. Soc. Geol. España*, v. **1**, p. 229-238.
- (1996). —The Ansó transect of the southern Pyrénées, basement and cover thrust geometries.— *J. Geol. Soc. London*, v. **153**, p. 301-310.
- TER VOORDE M., FÆRSETH R. B., GABRIELSEN R. H. et CLOETINGH S. A. P. L. (2000). —Repeated lithosphere extension in the northern Viking Graben, a coupled or a decoupled rheology?— in : NØTTVEDT A. *et al.* (eds.). Dynamics of the Norwegian Margin. *Geological Society, Special Publication*, London, v. **167**, p. 59-81.
- THIEDE J. A. S. S. P. (1988). —Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3.— *Ber. Polarforschung*, v. **43**, p. 237p.
- THINON I. (1999). —Structure profonde de la marge Nord-gascogne et du bassin Armoricaïn (golfe de Gascogne).— Thèse de Doctorat. *Univ. Bretagne Occidentale*, 327 p.
- THINON I., FIDALGO GONZALEZ L., REHAULT J.-P. et OLIVET J.-L. (2001). —Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne.— *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. **332**, p. 561-568.
- THINON I., REHAULT J.-P. et FIDALGO GONZALEZ L. (sous-*presse*). —La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricaïn (golfe de Gascogne) à partir de nouvelles données de sismique réflexion.— *Bull. Soc. géol. France*.
- THOMAS G. et DELFAULD J. (1990). —Mise en évidence de décrochements dextres NW-SE contemporains de la sédimentation oligo-miocène dans le bassin de Jaca-Pampelune (Pyrénées sud-occidentales, Espagne).— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **310**, p. 801-806.
- THOMAS S. A. et DEEKS N. R. (1994). —Seismic evidence for inversion tectonics in the strike-slip regime of the Tornquist zone, Southern Baltic Sea.— *Z. geol. Wiss.*, v. **22**, p. 33-45.
- THOMPSON P. (1986). —Dating the British Tertiary Igneous Province by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar stepwise degassing method.— Thèse. *Univ. Liverpool*.
- THOMPSON P., MUSSETT A. E. et DAGLEY P. (1987). —Revised ⁴⁰Ar/³⁹Ar age for granites of the Mourne Mountains, Ireland.— *Scott. J. Geol.*, v. **23**, p. 215-220.
- THORPE R. S., TINDLE A. G. et GLEDHILL A. (1990). —The petrology and origin of the Tertiary Lundy Granite.— *J. Petrology*, v. **31**, p. 1379-1406.
- TOLLMANN A. (1980). —Grosstektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik.— *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, v. **71/72**, p. 32-44.
- TRETTIN H. P. (1973). —Early Paleozoic evolution of northern parts of Canadian Arctic Archipelago.— *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, v. **19**, p. 57-75.
- (1989). —The Arctic Islands.— in : BALLY A. W. et PALMER A. R. (eds.). The Geology of North America, vol. **A** : The Geology of North America - An Overview. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, p. 349-370.

- TRUEBLOOD S. et MORTON N. (1991). —Comparative sequence stratigraphy and structural styles of the Slyne Trough and Hebrides Basin.— *J. Geol. Soc. London*, v. **148**, p. 197-201.
- TRÜMPY R. (1973). —L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales , interprétation des données stratigraphiques et tectoniques.— *Eclogae geol. Helv.*, v. **66**, p. 1-10.
- (1980). —Geology of Switzerland-a guide book. Part A. Outline of the geology of Switzerland.— *Wepf. Basel.*, p. 102 pp.
- TUCHOLKE B. et VOGT P. *et al.* (1979b). —Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. **43**. *U.S. Government Printing Office*, Washington, 1115 p.
- TUCHOLKE B., HOUTZ R. E. et LUDWIG W. J. (1982). —Sediment thickness and depth of basement in western North Atlantic ocean basin.— *AAPG Bull.*, v. **66**, p. 1384-1395.
- TUCHOLKE B. et LUDWIG W. J. (1982). —Structure and origin of the J Anomaly Ridge, western North Atlantic.— *J. Geophys. Res.*, v. **87**, p. 9389-9407.
- TUCHOLKE B. E. et FRY V. A. (1985). —Basement Structure and Sediment and Sediment Distribution in Northwest Atlantic Ocean.— *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. **69**, p. 2077-2097.
- TUCKER R. M. et ARTER G. (1987). —The tectonic evolution of the North Celtic Sea and Cardigan Bay basins with special reference to basin inversion.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 291-307.

U

- UMPLEBY D. C. (1979). —Geology of the Labrador Shelf, *Geological Survey of Canada*, **Paper 79-13**, 34 p.
- UNTERNEHR P. (1982). —Étude structurale et cinématique de la mer de Norvège et du Groenland. Évolution du microcontinent de Jan Mayen.— Thèse de 3e cycle. *Univ. Bretagne Occidentale*, Brest, 228 p.
- UNTERNEHR P., CURIE D., OLIVET J. L., GOSLIN J. et BEUZART P. (1988). —South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America.— *Tectonophysics*, v. **155**, p. 169-179.
- UPTON B. G. J., EMELEUS C. H., REX D. C. et THIRWALL M. F. (1995). —Early Tertiary magmatism in NE Greenland.— *J. Geol. Soc. London*, v. **152**, p. 959-964.

V

- VAN BEMMELEN R. W. (1969). —Origin of the western Mediterranean sea.— *Geol. en Mijnb.*, v. **XXVI**, p. 13-52.
- VAN DER LINDEN W. J. M. (1975). —Crustal attenuation and sea-floor spreading in the Labrador Sea.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **27**, p. 409-423.

- VAN DER MEER F. et CLOETINGH S. (1993). —Intraplate stresses and the subsidence history of the Sirte Basin (Libya).— *Tectonophysics*, v. **226**, p. 37-58.
- VAN HOORN B. (1987a). —Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 239-284.
- (1987b). —The South Celtic Sea/Bristol Channel Basin: origin, deformation and inversion history.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 309-334.
- VAN VLIET A. (1982). —Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipuzcoa (Northern Spain).— Thèse. *Univ. Utrecht*, 45 p.
- VAN WIJHE D. H. (1987). —Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 171-219.
- VEJBÆK O. V. et ANDERSEN C. (1987). —Cretaceous-Early Tertiary inversion tectonism in the Danish Central Trough.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 221-238.
- VERGES J. et MUÑOZ A. (1990). —Thrust sequences in the southern central Pyrenees.— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **8**, p. 265-271.
- VERGES J., MUÑOZ J. A. et MARTINEZ A. (1992). —South Pyrenean fold-and-thrust belt, role of foreland evaporitic levels in thrust geometry.— *in* : MCCLAY K. (ed.). *Thrust Tectonics*. Ed. Chapman & Hall, London, 255-264.
- VERGES J. (1993). —Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D.— Thèse de Doctorat. *Univ. Barcelona*, 203p.
- (1994). —Estudio geológico de la vertiente sur del Pirineo oriental y central. Evolución cinemática en 3D.— *Acta Geológica Hispánica*, v. **29**, p. 195-199.
- VERGES J., MILLAN H., ROCA E., MUÑOZ J. A., MARZO M., CIRES J., DEN BEZEMER T., ZOETEMEIJER R. et CLOETHING S. (1995). —Eastern Pyrenees and related foreland basins, pre-, syn- and post-collisional crust-scale cross-sections.— *Mar. Petrol. Geol.*, v. **12**, p. 893-915.
- VIALARD P. (1973). —Recherches sur le cycle alpin dans la chaîne Ibérique sud-occidentale.— Thèse *Sci. Univ. Toulouse*, 445p.
- (1976). —La compression majeure dans la Chaîne Ibérique méridionale (Ouest de Valencia, Espagne) est anté-vindibonienne.— *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, v. **2**, p. 42-44.
- (1977). —Plissements superposés homoaxiaux dans la chaîne Ibérique méridionale, à l'Ouest de Valencia (Espagne).— *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, v. **2**, p. 92-94.
- (1979). —La chaîne ibérique , zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectonogénèse alpine.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. **289**, p. 65-68.
- (1989). —Décollement de couverture et décollement médio-crustal dans une chaîne intra-plaque , variations verticales du style tectonique des Ibérides (Espagne).— *Bull. Soc. Géol. France*, v. **(8) t. V**, p. 913-918.

- VIGLIOTTI L. et LANGENHEIM V. E. (1995). —When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results.— *Terra Research*, v. 7, p. 424-435.
- VILLEMEN T., ALVAREZ F. et ANGELIER J. (1986). —The Rhine-graben, Extension, subsidence and shoulders uplift.— *Tectonophysics*, v. 128, p. 47-59.
- VILLIEN A. (1988). —Alpine geodynamics of the northern pyrenean zone between Comminges and Labourd areas (France).— Symp. Geol. Pyrenees and Betics, Barcelone, p. 69.
- VINE F. J. et MATTHEWS D. H. (1963). —Magnetic anomalies over oceanic ridges.— *Nature*, v. 199, p. 947-949.
- VINE F. J. (1966). —Spreading of the ocean floor , new evidence.— *Science*, v. 154, p. 1405-1415.
- VINK G. E. (1982). —Continental rifting and the implications for the plate tectonic reconstruction.— *J. Geophys. Res.*, v. 87, p. 10677-10688.
- VOGT P. R. et AVERY O. (1974). —Detailed magnetic surveys in the northeast Atlantic and Labrador Sea.— *J. Geophys. Res.*, v. 79, p. 363-390.
- VOGT P. R. et TUCHOLKE B. E. (1979). —The New England Seamounts, testing origins.— in : TUCHOLKE B. E. et VOGT P. R. *et al.* (eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *United States Government Printing Office*, Washington, v. 43, p. 847-856.
- VOGT P. R., KOVACS L. C., JOHNSON G. L. et FEDEN R. H. (1979a). —The evolution of the Arctic Ocean with emphasis on the Eurasia Basin.— Norwegian Sea Symposium, Oslo, *Norwegian Petroleum Society*, p. 1-29.
- VOGT P. R., TAYLOR P. T., KOVACS L. et JOHNSON G. L. (1979b). —Detailed aeromagnetic investigations of the Arctic Basin.— *J. Geophys. Res.*, v. 84, p. 1071-1089.
- VOGT P. R., JOHNSON G. L. et KRISTJANSSON L. (1980). —Morphology and magnetic anomalies north of Iceland.— *Geophysical Journal*, v. 47, p. 61-66.
- VOGT P. R., BERNERO C., KOVACS L. C. et TAYLOR P. T. (1981). —Structure and plate tectonic evolution of the marine Arctic as revealed by aeromagnetism.— 28th International Congress on Geology of Oceans Symposium, Paris, July 7-17, 1980, *Oceanologica Acta*, n° spécial, p. 25-40.
- VOGT P. R. (1986). —Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics.— in : HURDLE B. G. (ed.). The Nord Seas. *Ed. Springer*, New York, p. 413-662.
- VORREN T. O., RICHARDSEN G., KNUITSEN S. M. et HENRIKSEN E. (1990a). —The Western Barents Sea during the Cenozoic.— in : BLEIL U. et THIEDE J. (eds.). Geological History of the Polar Oceans, Arctic Versus Antarctic. *Ed. Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, p. 95-118.
- (1990b). —Cenozoic erosion and sedimentation in the western Barents Sea.— *Mar. Pet. Geol.*, v. 8, p. 317-340.

W

- WAGER L. R. et DEER W. A. (1938). —A dyke swarm and coastal flexure in East Greenland.— *Geological Magazine*, v. **75**, p. 39-46.
- WATT W. S. (1969). —The coastal-parallel dike swarm of the southwest Greenland in relation to the opening of the Labrador Sea.— *Can. J. Earth Sci.*, v. **6**, p. 1320-1321.
- WATTS A. B., PLATT J. P. et BUHL P. (1993). —Tectonic evolution of the Alboran Sea basin.— *Basin Research*, v. **5**, p. 153-177.
- WEBER J. R. et SWEENEY J. F. (1985). —Reinterpretation of morphology and crustal structure in the Central Arctic Ocean Basin.— *J. Geophys. Res.*, v. **90**, p. 63-677.
- (1990). —Ridges and basins in the central Arctic Ocean.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON G. L. et SWEENEY J. F. (eds.). *The Geology of North America*, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, p. 305-336.
- WELBON A. I. et MAHER H. D. J. (1992). —Tertiary tectonism and basin inversion of the St. Jonsfjorden region, Svalbard.— *J. Struct. Geol.*, v. **14**, p. 41-55.
- WENDT I., KREUZER H., MÜLLER P., VON RAD U. et RASCHKA H. (1976). —K-A ages of basalts from Great Meteor and Josephine Seamounts (Eastern North Atlantic).— *Deep Sea Res.*, v. **23**, p. 849-862.
- WENNBERG O. P., ANDRESEN A., HANSEN A. et BERGH S. (1994). —Structural evolution of a frontal ramp section of the West Spitsbergen, Tertiary fold and thrust belt, north of Isfjorden, Spitsbergen.— *Geol. Mag.*, v. **131**, p. 67-80.
- WERNER R., VAN DEN BOGAARD P., LACASSE C. et SCHMINCKE H.-U. (1998). —Chemical composition, age, and sources of volcanoclastic sediments from sites 917 and 918.— *in* : SAUNDERS A. D., LARSEN H. C. et WISE S. W., JR. (eds.). *Proc. ODP. Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, v. **152**, p. 93-113.
- WERNICKE B. et TILKE P. G. (1989). —Extensional Tectonic Framework of the U.S. Central Atlantic Passive Margin.— *in* : TANKARD A. J. et BALKWILL H. R. (eds.). *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir*, v. **46**, p. 7-21.
- WESSEL P. et SMITH W. H. F. (1995). —New version of the Generic Mapping Tools released.— *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, v. **76**, p. p. 329.
- WESSELY G. (1987). —Mesozoic and Tertiary evolution of the alpine-Carpathian foreland in eastern Austria.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 45-59.
- WETMILLER R. J., LANGSETH M. G., MARSHALL B. V. et LACHENBRUCH A. H. (1990). —Plate 2. Seismicity and heat flow of the Arctic.— *in* : GRANTZ A., JOHNSON L. et SWEENEY J. F. (eds.). *The Geology of North America*, vol. **L** : The Arctic Ocean region. *Geological Society of America*, Boulder, Colorado.

- WHITE R. et MCKENZIE D. (1989). —Magmatism at rift zones, The generation of volcanic continental margins and flood basalts.— *J. Geophys. Res.*, v. **94**, p. 7685-7729.
- WHITE R. S., SPENCE G. D., FOWLER S. R., MCKENZIE D. P., WESTBROOK G. K. et BOWEN A. N. (1987). —Magmatism at rifted continental margins.— *Nature*, v. **330**, p. 439-444.
- WHITMARSH R. B., PINHEIRO L. M., MILES P. R., RECQ M. et SIBUET J. C. (1993). —Thin crust at the western Iberia ocean-continent transition and ophiolites.— *Tectonics*, v. **12**, p. 1230-1239.
- WHITTAKER R. C., HAMANN N. E. et PULVERTAFT T. C. R. (1997). —A new frontier Province offshore Northwest Greenland, structure, basin development, and petroleum potential of the Melville Bay Area.— *AAPG Bulletin*, v. **81**, p. 978-998.
- WILLIAMS G. D. et FISCHER M. W. (1984). —A balanced section across the Pyrenean orogenic belt.— *Tectonics*, v. **3**, p. 773-780.
- WILLIAMS G. D. (1985). —Thrust tectonics in the south central Pyrenees.— *J. Struct. Geol.*, v. **7**, p. 11-17.
- WILSON R. C. L., HISCOTT R. N., WILLIS M. G. et GRADSTEIN F. M. (1989). —The Lusitanian Basin of West-Central Portugal, Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History.— *in* : TANKARD A. J. et BALKWILL H. R. (eds.). *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic margins*. *AAPG Memoir*, Tulsa, Oklahoma, v. **46**, p. 341-361.
- WOODS M. T. et DAVIES G. F. (1982). —Late Cretaceous genesis of the Kula plate.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. **58**, p. 161-166.

Z

- ZECK H. P., ALBAT F., HANSEN B. T., TORRES ROLDAN R. L., GARCIA CASCO A. et MARTIN ALGARRA A. (1989). —A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain.— *Tectonophysics*, v. **169**, p. 215-220.
- ZECK H. P., MONIE P., VILLA I. M. et HANSEN B. T. (1992). —Very high cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain.— *Geology*, v. **20**, p. 79-82.
- ZIEGLER P. A. (1969). —The Development of Sedimentary Basins in Western and Arctic Canada.— *Alberta Soc. Pet. Geol. (Atlas)*.
- (1982). —Geological Atlas of the western and central Europe. *Ed. Elsevier*, The Hague, 130 p.
- (1987a). —Celtic Sea-Western Approaches area, an overview.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 285-289.
- (1987c). —Evolution of the Western Approaches Trough.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 341-346.
- (1987d). —Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland—a geodynamic model.— *Tectonophysics*, v. **137**, p. 389-342.

- (1988). —Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, v. **43**, 198 p.
- (1993). —Plate-moving mechanisms, their relative importance.— *J. Geol. Soc. London*, v. **150**, p. 927-940.
- ZIEGLER P. A., CLOETINGH S. et VAN WEES J.-D. (1995). —Dynamics of intra-plate compressional deformations, the Alpine foreland and other exemples.— *Tectonophysics*, v. **252**, p. 7-59.
- ZIEGLER P. A., CLOETHING S., GUIRAUD R. et STAMPFLI G. M. (sous-**presse**). —PeriTethyan Platforms, Constraints on Dynamics of Rifting and Basin Inversion.— *in* : ZIEGLER P. A., CAVAZZA W. et ROBERTSON A. H. F. (eds.). PeryTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *PeriTethys Project Memoir N° 6. Mémoires du Muséum Nationale d'Histoire Naturelle*, Paris.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. et FABBRI A. (1986). —Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian Sea.— *J. Geol.*, v. **48**, p. 25-40.
- ZOBACK M. L. (1992). —First- and second-order patterns of stress in the lithosphere, The World Stress Map Project.— *J. Geophys. Res.*, v. **97**, p. 11703-11728.

TABLE DES MATIERES

Table des matières

Résumé	1
Remerciements	3
Chapitre I — Introduction, données, démarche et méthode	15
Avant-propos, à la manière d’une introduction	15
A — Quelques concepts de base	16
1 — Plaque tectonique et frontière de plaque	16
2 — La frontière de “second ordre” et les “sous-plaques”	17
3 — Rigidité des plaques versus déformation intraplaque	18
4 — Le principe d’une reconstitution cinématique	19
B — La notion de modèle cinématique et les problèmes inhérents à celui-ci	22
1 — L’hypothèse de la rigidité des plaques	22
2 — D’autres problèmes liés aux reconstitutions cinématiques	25
C — La notion de phase cinématique	28
1 — Les phases cinématiques telles qu’on les voit dans l’océan	28
2 — Changements de vitesse déduits des modèles cinématiques	32
3 — Le reflet des phases tectoniques dans l’océan et la durée de ces phases	33
D — Le problème chronologique et l’échelle de temps employée	34
E — Les données utilisées	36
1 — Les données magnétiques	36
2 — Les données bathymétriques	41
3 — Les données altimétriques	42
4 — L’apport de la sismique réflexion	43
5 — Les données géologiques issues de la bibliographie	44
F — La démarche suivie	44
1 — Le choix du cadre et des échelles de travail	45
2 — L’intégration des différents types des données	46
3 — Les critères de cohérence et coïncidence	52
G — La méthode cinématique utilisée	54
La méthode d’Olivet [1978] et Bonnin [1978]	57
L’arrivée de PLACA [Matias et al., en préparation]	59
Chapitre II — Petit “abc” du problème à traiter	61
A — Sur la manière de discuter les modèles publiés	61
B — Les principaux modèles cinématiques proposés	61
1 — Le modèle de Srivastava et Tapscott [1986] et les retouches postérieures [Srivastava et al., 1988b ; Srivastava et Roest, 1989 ; Roest et Srivastava, 1989a ; Lawver et al., 1990 ; Srivastava et al., 1990a ; 1990b ; Roest et Srivastava, 1991 ; Srivastava et Verhoef, 1992 ; Srivastava et Roest, 1996]	63

2 — Les modèles de Unternehr [1982], Archambault [1984], Olivet et al. [1984], Kress [1990] et Olivet [1996]	68
3 — Le modèle de Rowley et Lottes [1988]	71
C — Les problèmes cinématiques posés par l'Atlantique Nord et sa prolongation dans le bassin Eurasien (Arctique)	73
1 — L'ajustement des anomalies antérieures à l'anomalie C6	74
2 — La superposition trop importante entre l'archipel de Svalbard et le Groenland : le modèle de propagation de rift [Vink, 1982] versus une microplaque Svalbard ?	75
3 — Le système au sud de la ride Faeroe-Islande-Groenland	77
4 — Implications des reconstructions dans des régions où l'on ne regarde pas tous les jours : le détroit de Nares et l'Arctique jusqu'à la Sibérie d'Extrême-Orient	79
Chapitre III — Les contraintes géologiques prises en compte	81
A — Introduction	81
B — Le volcanisme	81
1 — La province magmatique de l'Atlantique Nord ou province thuléenne	82
2 — Le volcanisme alcalin péri-alpin	90
3 — D'autres phénomènes volcaniques tertiaires	91
C — La déformation tectonique	93
1 — La déformation dans la mer du Labrador et la baie de Baffin	93
2 — La déformation dans l'Arctique	98
3 — La déformation dans le segment atlantique entre l'Europe et le Groenland	106
4 — La déformation sur le linéament Tornquist-Teisseyre	123
5 — La déformation intraplaque dans l'avant-pays alpin	125
6 — La frontière de plaques entre l'Ibérie et l'Europe	133
7 — La déformation à l'intérieur de la plaque ibérique	144
8 — La frontière de plaques entre l'Ibérie et l'Afrique	147
Chapitre IV — Analyse cinématique	151
A — Introduction	151
1 — L'anomalie négative entre les anomalies C33o et C34 : un sosie de Janus qui, comme Janvier, va être le début chronologique de cette analyse	151
2 — Pourquoi présenter une analyse cinématique en temps inverse	152
B — Les types de <i>misfit</i> et les discontinuités majeures	153
C — Les reconstitutions repères	155
D — Une revue de la manière dont les modèles cinématiques précédents ont traité l'Atlantique Nord : l'exemple de l'anomalie C21	156
1 — Le modèle de Rowley et Lottes [1988]	156
2 — Le modèle de Kress [1990]	156
3 — Le modèle de Srivastava	157
E — Quelques indications sur la manière de lire les figures cinématiques qui vont être présentées	158
1 — La signification des traits employés sur les figures cinématiques	158

2 — Le problème de l'intégration dans le modèle cinématique des phénomènes compressifs dans la marge de Norvège et la marge ouest de Barents	164
3 — Le bloc Jan Mayen	165
4 — La signification des zones de fracture Cartwright et Julianhaab (mer du Labrador) entre C31 (~68 Ma, Maastrichtien) et C25 (~56 Ma, fin du Paléocène)	166
5 — Le calage cinématique de l'Ibérie	166
6 — Concernant la position relative de l'Afrique	170
7 — Une remarque sur l'Apulie	170
F — Analyse cinématique	171
1 — L'anomalie C5 (Miocène sup., ~10 Ma)	171
2 — L'anomalie C6 (Miocène inférieur, ~20 Ma)	172
3 — L'anomalie C13 (~33 Ma, base de l'Oligocène)	174
4 — L'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien)	178
5 — L'anomalie C21 (~47 Ma, Lutétien, Éocène moyen)	178
6 — Les anomalies C22 (~49.5 Ma, Yprésien) et C23 (~51 Ma, Yprésien)	184
7 — Le problème de l'anomalie C24 (~53 Ma, base de l'Éocène)	185
8 — L'anomalie C25 (~56 Ma, fin du Paléocène)	186
9 — L'anomalie C31 (~68 Ma, Maastrichtien)	187
10 — L'anomalie C33o (~78 Ma, Campanien)	187
11 — L'anomalie C34 (~84 Ma, Santonien)	188
G — Récapitulatif : les grandes lignes du modèle présenté	188
Annexe au chapitre IV : Tableau des paramètres de rotation utilisés	191
Chapitre V — Implications du modèle cinématique	195
A — Implications du modèle cinématique sur la nature, l'origine et la chronologie de certains objets géologiques	195
1 — L'Arctique : les bassins Eurasiens, Makarov et Amériasiens, et les rides Alpha et Mendeleïev	195
2. L'orogène Eureka et le détroit de Nares	200
3. Les plateaux Morris Jesup et Yermak	203
4. L'archipel de Svalbard et le West Svalbard Fold Belt (WSFB)	205
5. Les bassins sédimentaires de la mer du Labrador et de la Baie de Baffin	208
6. La marge nord-est du Groenland	209
7. La nature et l'évolution du bloc Jan Mayen	211
8. Les bassins sédimentaires Vøring et Møre et leurs homologues du côté groenlandais	216
9. Origine et nature du plateau de Rockall : les bancs Hatton et Edoras, le bassin Hatton-Rockall, le banc Rockall et le fossé de Rockall	217
10. King's Trough	222
B — Implications du modèle cinématique concernant les phases cinématiques et tectoniques	224
1. Le mouvement entre l'Afrique et l'Europe	224
2. Le mouvement entre l'Ibérie et l'Europe	228
3. Le mouvement entre l'Ibérie et l'Afrique	233
4. Le stade cinématique entre les anomalies C25 (~56 Ma) et C24 (~53 Ma) dans la mer du Labrador et la baie de Baffin	237

5. Y-a-t-il une phase générale de réorganisation cinématique dans l'Atlantique Nord entre l'anomalie C13 (~33 Ma) et l'anomalie C6 (~20 Ma) ? _____	238
6. Que se passe-t-il entre les anomalies C20 (~43 Ma) et C13 (~33 Ma) ? _____	240
7. Le rapport entre les phases de réorganisation cinématique décrites dans la littérature et les phases tectoniques. Ce qui se passe dans l'océan peut-il être la cause des événements tectoniques observés sur le continent ? _____	241

Chapitre VI : La manière d'affronter le problème cinématique de la déformation intraplaque en détail : l'exemple de la région entre la zone de fracture Charlie Gibbs et la zone de fracture Pico—Gloria _____ **249**

Le travail sur les données magnétiques _____ **249**

Le travail cinématique réalisé avec les données magnétiques _____ **251**

Le problème d'ajustement au nord du point triple Amérique du Nord—Europe—Ibérie _____	251
Le problème d'ajustement au voisinage du point triple Amérique du Nord—Ibérie—Afrique ____	252
Comment traiter les misfits de troisième ordre : l'ajustement entre l'Ibérie et l'Amérique du Nord à l'anomalie C31 _____	252
L'importance de la morphologie des segments magnétiques homologues _____	254

L'apport de la sismique réflexion à l'identification de la déformation intraplaque dans l'océan _____ **255**

Conclusions, incertitudes et perspectives _____ **257**

Conclusions de ce travail _____ **258**

Incertitudes et perspectives _____ **259**

Bibliographie _____ ***i***

A _____	i
B _____	ii
C _____	vii
D _____	x
E _____	xii
F _____	xiv
G _____	xv
H _____	xviii
I _____	xx
J _____	xxi
K _____	xxii
L _____	xxiv
M _____	xxvii

N	xxxii
O	xxxiii
P	xxxiv
R	xxxvii
S	xl
T	xlv
U	xlviii
V	xlviii
W	li
Z	lii

<i>Table des matières</i>	293
----------------------------------	------------

