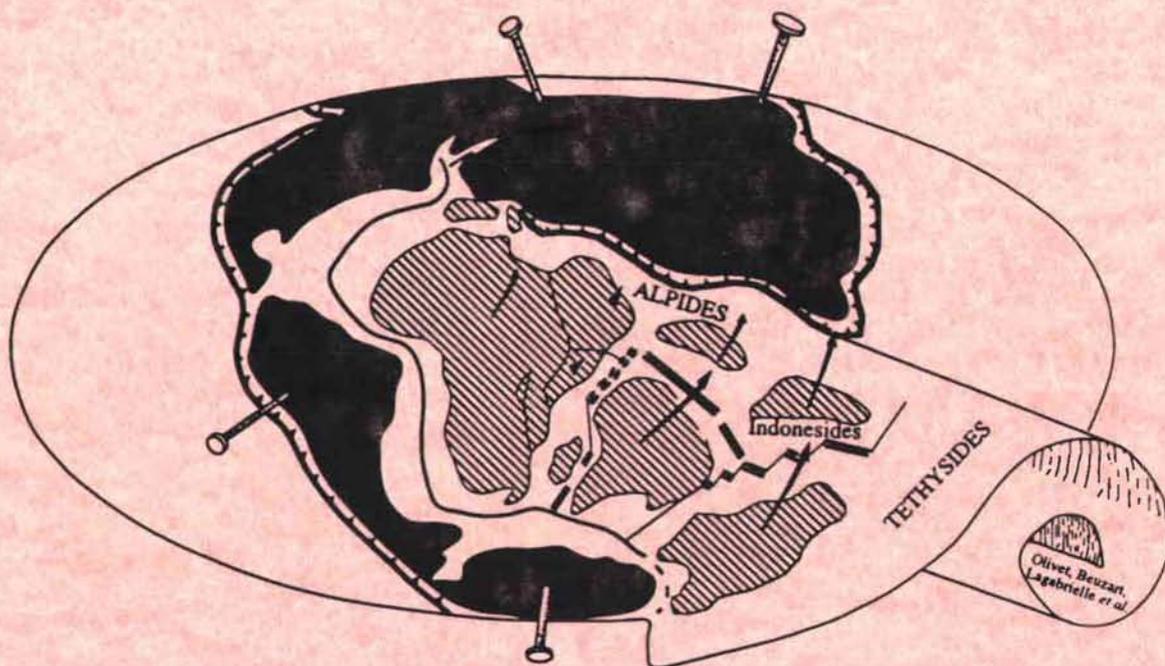




GROUPE DE FORMATION DOCTORALE GEOSCIENCES :  
GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS  
THESE DE DOCTORAT DE  
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

*Daniel ASLANIAN*

**Interactions entre les processus intraplaques  
et les processus d'accrétion océanique:  
l'apport du géoïde altimétrique.**



BREST, 1993

GROUPE DE FORMATION DOCTORALE GEOSCIENCES :  
GEODYNAMIQUE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DES OCEANS

THESE DE DOCTORAT DE  
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

*Daniel ASLANIAN*

**Interactions entre les processus intraplaques  
et les processus d'accrétion océanique:  
l'apport du géoïde altimétrique.**

Thèse soutenue le 13 mai 1993

Jury:

JUTEAU Thierry	<i>Professeur à l'UBO, Brest</i>	Président
DIAMENT Michel	<i>Physicien à l'IPG, Paris</i>	Rapporteur
LOUBET Michel	<i>Physicien à l'Univ. de Toulouse</i>	Rapporteur
GOSLIN Jean	<i>Dir. de Recherche au CNRS, Brest</i>	Examineur
OLIVET Jean-Louis	<i>Chercheur à l'IFREMER, Brest</i>	Examineur
MONTAGNER Jean-Paul	<i>Professeur à l'IPG, Paris</i>	Examineur

## **Interactions entre les processus intraplaques et les processus d'accrétion océanique : l'apport du géoïde altimétrique**

### **POINT CHAUD ET CONVECTION**

Les anomalies topographiques du plancher océanique sont généralement interprétées comme la manifestation de surface de panaches mantelliques originaires du manteau inférieur. La revue des principes de base de la théorie des panaches confrontés aux résultats récents, tant géophysiques que géochimiques, montre combien celle-ci est inapte à expliquer ces nouvelles observations ; des avatars et des modèles radicalement différents ont pris naissance : la formation de tous les bombements océaniques, et ceux de l'océan Atlantique en particulier, ne peut être expliquée par la seule théorie des panaches profonds.

Les modèles de convection se répartissent en deux groupes : unicellulaire ou bicellulaire. Les diverses données géophysiques et géochimiques semblent satisfaire un modèle à deux convections. La transition entre ces deux systèmes convectifs se situe dans le manteau supérieur à une profondeur de 450 km ou 670 km environs, suivant les modèles. Au sommet de l'asthénosphère, une zone lubrifiante, à faible viscosité, semble permettre la création d'une « convection d'écoulement », en cellules de Richter.

Un décalage, une dissymétrie, semble en outre se présenter entre les manifestations de surface (et leurs processus génétiques sous-jacents) et les anomalies thermiques plus profondes.

### **LA RÉGION D'ETUDE : L'ATLANTIQUE**

La cinématique globale depuis 250 Ma (Permien Supérieur) peut être résumée en trois étapes : en premier lieu une période de distension de la Pangée, suivie de la dispersion des plaques lithosphériques durant deux phases principales séparées par une période de réorganisation générale des mouvements, la révolution crétacée.

Dans le détail, cependant, l'ouverture de l'océan Atlantique n'est pas homogène : des zones de frontière de second ordre (ZSFO), limites de plaques de second ordre (PSO) créant des points triples, perturbent la simplicité des mouvements généraux.

Les déplacements des PSO le long de ces zones de faiblesse peuvent créer, à certaines époques, des phases de distension sur l'axe de la dorsale qui fonctionne, dès lors, anormalement. Les manifestations volcaniques qui s'ensuivent créent des anomalies topographiques ; lorsque la ZFSO rejoue en coulissement, le dysfonctionnement de la dorsale s'arrête. L'expansion du plancher océanique scinde alors en deux le bombement et transporte ses parties de part et d'autre de la dorsale, loin de l'axe.

Les reconstitutions cinématiques, à différentes périodes, indiquent que la majorité de ces bombements possède un homologue sur la flanc opposé de l'océan et a été créée à l'axe de la dorsale.

Ces observations soulignent le caractère indubitable de la liaison « genèse du point chaud-zone de frontière de second ordre ».

### **LA METHODE DU G/T**

La mesure altimétrique apporte aux scientifiques quantité de renseignements sur les phénomènes lithosphériques, la bathymétrie, ou les processus mécaniques ou thermiques de compensation.

En particulier, l'étude de l'admittance permet d'approcher la réponse isostatique de la lithosphère à une surcharge topographique et, dans les longueurs d'onde supérieures à 600 km, la profondeur de l'anomalie thermique (ou dynamique).

On peut également estimer cette profondeur par le calcul d'une droite de régression (dont la pente correspond à la valeur limite de l'admittance pour les grandes longueurs d'onde) dans un diagramme représentant le Géoïde en fonction de la Topographie (G(T)). Cependant, cette méthode ne tient pas compte d'un possible amalgame de mécanismes, puisque la localisation des points mesurés n'est pas pris en compte.

Pour pallier ce défaut, nous nous proposons d'étudier trace par trace les courbes G(T) et de sélectionner *de visu* les portions de courbe sur lesquelles on calculera les droites de régression.

## RESULTATS ET INTERPRETATION

La qualité des résultats obtenus dans cette étude varie selon la région : ceux de l'Atlantique Central et Nord, les plus fiables et les plus révélateurs, apportent trois observations essentielles :

- les modèles de refroidissement pur ne peuvent expliquer seuls l'allure des courbes Géoïde f(topographie) ;
- la genèse des points chauds est liée au fonctionnement en extension des zones de frontière de second ordre ;
- la partie supérieure du manteau supérieur semble être divisée en grandes provinces de comportement analogue.

Ces observations, corrélées aux résultats des autres disciplines, indiquent la présence de cellules de convection de longueur d'onde comprise entre 1 000 km et 2 000 km. Cette distribution semble être contrôlée par la répartition des plaques principales et de second ordre et par leurs mouvement relatifs.

## CONCLUSIONS

L'application de la méthode G/T « visuel » dans l'océan Atlantique Nord et Central et la confrontation de ses résultats avec ceux des autres disciplines révèlent quatre points essentiels :

- les flancs opposés de la dorsale médioatlantique n'ont pas un comportement similaire ;
- la subsidence thermique pure ne peut expliquer cette asymétrie ;
- cette dissymétrie, qui persiste loin des points chauds, est inhérente à la répartition de la température dans le manteau supérieur, elle-même liée au mouvement relatif de la dorsale par rapport au manteau profond ;
- les points chauds étudiés, connectés aux zones de frontière de second ordre et aux zones de faiblesse lithosphérique continentale, sont générés par des mouvements en extension des zones de frontière de second ordre qui facilitent la remontée du matériel profond.

L'ordonnance des plaques et leurs mouvements relatifs jouent donc un rôle fondamental dans la division du manteau supérieur en plusieurs provinces tectoniques et dans la création des cellules de la convection supérieure. Le mouvement des plaques dans l'océan Atlantique n'est donc pas dû à l'action « perforante » de panaches sur la lithosphère, mais est probablement inhérente au processus plus global qui guida la fermeture de la Thétys ; la convection qui s'est mise en place par la suite dans le manteau supérieur résulte des mouvements principaux et secondaires entre les plaques principales et de second ordre. La formation des bombements topographiques découle des mouvements en extension. Les points chauds étudiés dans cette étude (et vraisemblablement tous ceux de l'océan Atlantique, liés aux zones de faiblesse lithosphérique) ne sont donc pas créés par des panaches profonds. Il est fort plausible que ces panaches soient en nombre très limité (moins de six), comme semblent l'indiquer des récents modèles numériques ; la majorité des points chauds résulteraient alors de processus plus superficiels, lithosphériques, du type de ceux invoqués dans cette étude. Les réactivations tardives, dans ce modèle, seraient dues à un rejeu en extension des zones de faiblesse, qui autorise à nouveau une remontée accrue de matériel et une augmentation de la température et du taux de fusion partielle.

## REMERCIEMENTS

Je viens du pays de la Tarasque, des santons, des lutins facétieux, des ports aussi gros que les sardines, de la tramontane parfumée, du mistral capricieux et de la gaie sardane ; les démons et les mages de Bretagne m'étaient inconnus. Voici trois ans que je côtoie elfes, korrigans, magiciens et autres fées, femmes-loups et trolls immondes. Laissez moi vous présenter certains d'entre eux dont les pouvoirs et la magie m'ont aidé dans ce travail.

### *Les mages du tribunal*

Grand mage-commandeur de l'apprentissage à la connaissance, Thierry JUTEAU, m'accueillit au sein du groupe de recherche « genèse et évolution des domaines océaniques » en septembre 1989. Grand est pour moi l'honneur de te voir siéger en mon jury : grande est ma reconnaissance. Que les nymphes fleurissent ta maison de lilas et que tes chansons chantent gai ;

Tu fus le mage directeur de mon apprentissage scientifique. Tu m'as guidé, conseillé. Et j'ai pu voler de mes propres ailes ; et j'ai pu me tromper. Tu m'as écouté et réorienté. En outre, tu m'as initié aux joies du langage subtil et fleuri de Bossuet. Grand merci respectueux à toi, Jean GOSLIN ;

Mage mouvant, virevoltant, fils de Pan et de Gé, Jean-Louis OLIVET, je te dois des heures patientes où, nébuleux et précis, tu m'apprenais à lire dans le marc des océans, dans le globe de cristal, les pieds dans la baie de Sainte-Anne, la tête dans les étoiles. Je te dois l'essentiel de la deuxième partie de ce travail (et bien plus encore). Pour ces moments perdus, pour ces cartes que tu m'as confiées, pour ta présence dans mon jury, grand merci ;

Mes deux mages-juges viennent, comme le veut l' ancestrale coutume, d'autres confréries : merci de vous déplacer, de Paris pour Michel DIAMENT, magicien de la dernière et pesante heure, de Toulouse pour Michel LOUBET, magicien-alchimiste ; merci de votre présence ; grand merci par avance pour vos critiques sévères et justes ;

De Paris également, l'ultime magicien de mon jury. Jean-Paul MONTAGNER, mage des ondes, ta voyance globale et interne était indispensable à ce jury. Grand merci d'être présent pour juger mon travail.

*Les sorciers et les magiciens*

Grand sorcier, Maurice RECQ est aussi le grand commandeur de l'ordre des élixirs ; je me suis rapidement coulé dans ses rangs (!) avec délectation. Grand merci pour ces breuvages savoureux auxquels tu m'as initié, pour ces discussions colorées, pour tes conseils scientifiques toujours judicieux.

Ex-grand sorcier du laboratoire de géophysique, perdu désormais dans le froid glacial de la banlieue parisienne (mais pas n'importe laquelle !), Georges PASCAL me guida et me dirigea dans mon initiation au monitorat. Grand merci pour ce tutorat sympathique et pour tes conseils scientifiques ;

Au Brésil, les fées sont bigarrées, les sortilèges, dorés, couleur Lagavulin ; grand merci de ton aide informatique précieuse et de tes conseils, Marcia MAIA :

Il existe un autre grand sorcier qui officie à IFREMER. Paul BEUZART, je te remercie grandement de tes conseils scientifiques, et des coups de baguette informatique pour les reconstitutions cinématiques.

Grand merci à toi aussi, sorcier Jacques BEGOT, de m'avoir (malheureusement ?) initié à la magie noire (et maudite) du système informatique et de la programmation.

*Les korrigans et autres fées*

Korrigans facétieux, Très Hauts Membres de la très digne RLP, il fallait votre patience, votre adresse pour tailler costumes et habits de fêtes aux figures et à la bibliographie. Par les ciseaux et par le tube de colle magiques, grand merci, Laure GILG-CAPAR et Hélène LEAU, pour ce travail fastidieux et pour ces discussions scientifiques, informatiques et autres ;

Grand merci à toi aussi, fée Nancy KARLIKOW, pour ta patience et ta sévérité : si ce texte montre un peu de rigueur linguistique, je te le dois ;

Dès la tombée du jour, vous pourrez rencontrer un korrigan malicieux. Il vient d'Indonésie. Grand merci, Safri BURHANUDDIN, pour ta compagnie pendant ces heures blanches à errer dans les labyrinthes informatiques ;

Vous trouverez, par ci par là, les traces du vilain gnome José LE MOIGNE ; merci de tes facéties et de tous les feux rouges (et autres stops bretons) que tu m'as révélés ;

Son cuir (si peu) chevelu traîne dans les couloirs du premier étage, c'est le tintophile gnome Pascal GENTE ; grand merci de m'avoir invité et initié aux joies des missions embarquées (Seadma, ma première mission, inoubliable : dix fées sur quatorze scientifiques !) ;

Pour m'avoir supporté pendant si longtemps, moi et mes plantes, pour votre gentillesse, pour m'avoir épaulé dans les maléfiques méandres administratifs, merci à vous, ondine Marie-Noëlle DENIEL, ondine Michelle LERHOU, ondine Gisèle QUENTEL ;

A tous les autres personnages de légende, jeunes aventuriers ou mercenaires confirmés, qui ont accepté, tard le soir, une fois les loups partis, de partager, dans ma jungle, un peu d'elixir de longue vie et de bon voisinage, merci encore ;

Mi-troll ignobles mi-hobbits invisibles, parfois pernicious, souvent exaspérants, merci quand même sir macintosh, sir canvas, sir word, sir sun ;

L'iconographie de ce travail te doit tout : Agnès BALTZER, sorcière de Ker Eozen, tu uses du balai comme personne d'autre. Pour ces nuits blanches, pour ta patience, pour ton abnégation incommensurable, pour ta tendresse, pour ces verres bus de concert, grandissime merci.

Enfin, pour ces soirées savourées, dans vos antres, tanières et autres tavernes, à faire et défaire la magie de la Bretagne, à découvrir ses pièges et ses traquenards, merci à vous, Marie et Jean-Louis de « l'Ecoute », Serge de « l'Escale », Cathy et Patou du « P'tit Montmartre », Jean-Michel de « l'Ancre », Bernard de « l'ex-Rohan », Cathy, Jean-Michel et Thierry de la « Pensée Sauvage », Alain et Clodie du « Montparnasse », M. Boulay de « l'Astrolabe », et Picolette, « l'abdominal homme des neiges », le roi du cochon grillé.

**AVANT-PROPOS**

Deux révolutions géologiques marquèrent le vingtième siècle : la première, la plus importante, la révolution wegenerienne, mit plus de cinquante années à s'imposer. Quel fut la nature des atermoiements qui limitèrent l'évolution des Sciences de la Terre ?

Lorsque Wegener propose l'idée d'une dérive des continents depuis l'ère Mésozoïque, aucune preuve ne pouvait assurer son hypothèse ; cependant, nombre de modèles acceptés auparavant et depuis lors n'ont pas été non plus avérés. Wilson, en 1968, reprenant la thèse de Kuhn, indique que l'unique blocage à la progression d'idées nouvelles n'est pas le manque de techniques, de données et d'observations, mais l'acceptation pendant un grand nombre de décennies d'un dogme, d'une doctrine, inutile et souvent scientifiquement fausse. Le refus d'accepter une théorie moderne ou insolite provient bien plus de sa nouveauté, de son opposition au mode de pensée de l'époque qu'à l'inexistence d'un large nombre de preuves l'étayant.

Dès lors la révolution scientifique initiée, un nouveau paradigme se mit en place : l'écorce terrestre est une mosaïque de plaques rigides, en mouvement ; les bassins océaniques croissent et déclinent dans des régions bien localisées.

Dans ce contexte révolutionnaire, la théorie des panaches, second chambardement, introduisant l'idée d'hétérogénéité mantellique, notion fondamentale, n'eut pas de mal à se faire accepter.

Toutes ces idées novatrices permirent un nouvel essor aux Sciences de la Terre et créèrent un nouveau paradigme qui perdure depuis vingt-cinq ans.

Comment aborder dès lors le problème de la genèse des points chauds sans se référer aux dogmes acceptés depuis un quart de siècle ?

Ainsi, qu'on me pardonne la première partie de cette étude qui peut paraître peu constructive (on y passe en revue les inaptitudes — nombreuses et importantes — de la théorie des panaches à expliquer les récentes observations effectuées sur nombre de points chauds) ; ce cheminement est néanmoins nécessaire : on ne peut rejeter une doctrine (du moins le prosélytisme qui en découle — caractérisé, pour le sujet qui nous concerne, par l'application universelle, généralisée et plus ou moins objective de la théorie des panaches) sans prendre la précaution d'expliquer les raisons de cette réfutation, quelle que soit la valeur de l'idée nouvelle que l'on veut proposer.

# **INTRODUCTION**

## INTRODUCTION

Les larges bombements topographiques observés sur le plancher océanique, ou points chauds, sont généralement interprétés comme les manifestations de surface de panaches mantelliques profonds. Ils sont séparés en deux types : les points chauds à l'intérieur des plaques, comme le point chaud d'Hawaï, et ceux situés sur une dorsale océanique, à l'endroit où deux plaques divergent, tels le point chaud de l'Islande ou celui des Açores. S'il paraît évident que ces derniers contribuent à l'expansion de la croûte océanique le long de la dorsale Atlantique, on ne connaît pas pour autant l'interaction existant entre le mécanisme de genèse de ces points chauds et la convection du manteau supérieur, liée aux mouvements des plaques. Les points chauds de l'Atlantique Nord et Central sont-ils effectivement les initiateurs de l'accrétion océanique et des mouvements convectifs qui en découlent ?

Afin de répondre à cette question, on se propose d'étudier la répartition des températures dans le manteau supérieur.

On peut « regarder » sous la lithosphère de différentes façons : les géochimistes observent les variations temporelles et spatiales des laves émises sur les dorsales et sur les points chauds afin de différencier les réservoirs chimiques en profondeur, ou, du moins, afin de comprendre l'origine de ces variations ; la bathymétrie à l'axe de la dorsale esquisse une image, brouillée par les effets superficiels, des répartitions des masses volumiques et de la température ; la tomographie sismique cartographie, avec encore une certaine myopie, les domaines où les ondes sismiques possèdent des anomalies de vitesse que l'on peut relier aux variations de température, de composition et de structure ; enfin, l'étude du niveau moyen des mers ou géoïde, équipotentielle de pesanteur, relié aux anomalies de masses volumiques en profondeur, permet d'approcher l'ordonnance des températures du manteau supérieur. C'est cette dernière méthode que nous allons appliquer pour tenter de comprendre les phénomènes de genèse des points chauds et leurs interactions avec la dorsale.

Ce travail se présente en quatre sections. Le premier chapitre fait un tour du propriétaire : point chaud, convection, panache, géochimie, tomographie, *etc.*, y sont traités, et on y insiste sur les divers problèmes rencontrés dans les différentes disciplines. La deuxième partie retrace l'histoire cinématique de l'océan Atlantique ; les notions de zones de frontière de second ordre et de plaques de second ordre y sont développées. Une méthodologie nouvelle, le rapport G/T « visuel », est exposée dans le troisième chapitre. Enfin, les résultats, leur interprétation et la discussion constituent la dernière partie.

# **CHAPITRE PREMIER**

*POINT CHAUD*

*ET*

*CONVECTION*

**Résumé**

Les anomalies topographiques du plancher océanique sont généralement interprétées comme la manifestation de surface de panaches mantelliques originaires du manteau inférieur. La revue des principes de base de la théorie des panaches confrontés aux résultats récents, tant géophysiques que géochimiques, montre combien celle-ci est inapte à expliquer ces nouvelles observations ; des avatars et des modèles radicalement différents ont pris naissance : la formation de tous les bombements océaniques, et ceux de l'océan Atlantique en particulier, ne peut être expliquée par la seule théorie des panaches profonds.

Les modèles de convection se répartissent en deux groupes : unicellulaire ou bicellulaire. Les diverses données géophysiques et géochimiques semblent satisfaire un modèle à deux convections. La transition entre ces deux systèmes convectifs se situe dans le manteau supérieur à une profondeur de 450 km ou 670 km environs, suivant les modèles. Au sommet de l'asthénosphère, une zone lubrifiante, à faible viscosité, semble permettre la création d'une « convection d'écoulement », en cellules de Richter.

Un décalage, une dissymétrie, semble en outre se présenter entre les manifestations de surface (et leurs processus génétiques sous-jacents) et les anomalies thermiques plus profondes.

## CHAPITRE I : POINT CHAUD ET CONVECTION

### Introduction

Si notre connaissance des fonds océaniques demeure succincte, elle s'est néanmoins considérablement étoffée depuis une quarantaine d'années<sup>1</sup>. Leur morphologie générale, quel que soit l'océan, demeure simple (fig. I-1) : une longue chaîne de montagne<sup>2</sup>, zébrée de zones de failles transformantes qui la décalent, serpente au fond des océans, en leur milieu ou décentrée, rompant ainsi la monotonie des plaines abyssales ; les dorsales qui la composent secrètent la lithosphère océanique qui se refroidit et s'épaissit au fur et à mesure qu'elle s'en éloigne ; l'approfondissement des bassins est relié à l'âge  $t$  du plancher océanique — pour une croûte jeune — [selon Sclater & Francheteau, 1970 ; Davis & Lister, 1974 ; puis Parsons & Sclater, 1977] par la relation simple ( $t$  est en millions d'années,  $d(t)$  en mètres) :

$$d(t) = 2\,500 + 350 t^{1/2} \quad (\text{I-1})$$

Si cette relation rend bien compte de l'allure globale des fonds océaniques jeunes, un certain nombre de domaines révèle une topographie anormale, discordante. Ce sont ces derniers qui vont nous préoccuper tout le long de ce chapitre et nous permettre d'introduire les notions fondamentales qui ont jalonné l'étude de la géodynamique depuis une vingtaine d'années.

En premier lieu, la vieille croûte océanique (d'âge supérieur à 70 Ma) n'obéit pas à la loi donnée par la relation (I-1) de Parsons et Sclater [1977]<sup>3</sup>. Cette diminution de l'approfondissement révèle soit l'existence d'une convection de petite échelle à l'aplomb d'une autre plus importante [Richter, 1973 ; Richter & Parsons, 1975 ; McKenzie & Weiss, 1975 ; Parsons & Sclater, 1977 ; Parsons & McKenzie, 1978] ou l'influence de points chauds [Heestand & Crough, 1981], et indique la présence d'une zone à faible viscosité dans la partie supérieure du manteau supérieur [Craig & McKenzie, 1986]. Ces notions de convection, profonde ou superficielle, à une ou plusieurs couches, et de zones à faible vitesse et à faible viscosité seront discutées au sous-chapitre I-2.

Parsemées sur la totalité de la surface du plancher océanique<sup>4</sup> (fig. I-1), de larges surfaces, arrondies ou allongées (bombements, rides aséismiques), s'écartent, elles

---

<sup>1</sup> En fait, depuis les études systématiques qui permirent à Heezen et Tharp d'exécuter la cartographie topographique des océans (fig. I-1).

<sup>2</sup> C'est la plus importante de notre planète (environ 75 000 km de long).

<sup>3</sup> L'approfondissement peut être alors décrit par :  $d(t) = 6\,400 - 3\,200 e^{(-t/62,8)}$  [Parsons & Sclater, 1977].

<sup>4</sup> Mais, nous le verrons, rassemblées préférentiellement autour de certaines régions (chp. I-1.C).



**FIGURE I-1.**

Carte de la topographie du plancher océanique dans l'océan Atlantique [Nicolas, 1990, d'après les dessins originaux de Heezen & Tharp].  
L'échelle verticale est fortement exagérée afin de faire ressortir la dorsale axiale, les failles transformantes qui la décalent, les bombements et les rides aiséismiques.

aussi, de la loi de subsidence thermique. Ces anomalies positives de topographie, traces présumées de panaches mantelliques [Wilson, 1963], introduisent la deuxième idée forte qui bouleversa les Sciences de la Terre et qui sera développée au sous-chapitre I-1.

Nous concentrerons, dans ce chapitre, notre attention sur les problèmes engendrés par les interprétations classiques (panaches) de ces anomalies topographiques, en particulier dans l'océan Atlantique ; le but n'est pas de dresser une liste exhaustive (en supposant que cela soit possible) de tous les modèles et travaux liés à ces deux types d'anomalie<sup>5</sup>, et on se contentera, ici, d'en présenter les grandes lignes et les résultats les plus récents, en soulignant leurs discordances avec les modèles de panache. Ces observations, qui contredisent l'hypothèse classique de Wilson-Morgan pour certains points chauds, seront utilisées pour contraindre ensuite le modèle de genèse présenté au chapitre IV.

### **I-1. Les points chauds**

L'appellation « points chauds » (contrôlée ?) fut introduite par Carey en 1953 pour dénommer l'irrégularité thermique à l'origine des rides de Walvis et de Rio Grande (Atlantique Sud), et fut développée par Wilson deux lustres après ; elle décrit une anomalie thermique, ou plutôt un volcanisme localisé, associée à un soulèvement caractéristique (bombement) au sein des plaques<sup>6</sup>. La dérive de ces dernières au-dessus d'une zone du manteau supérieur de température singulièrement élevée engendre les alignements volcaniques chronoprogessifs observés dans les océans.

Trois modèles principaux permettent d'expliquer la genèse des bombements :

1) l'amincissement mécanique par délamination [Bird, 1979 ; Sleep, 1984], qui ne nécessite pas de panache, assertion peu acceptée ;

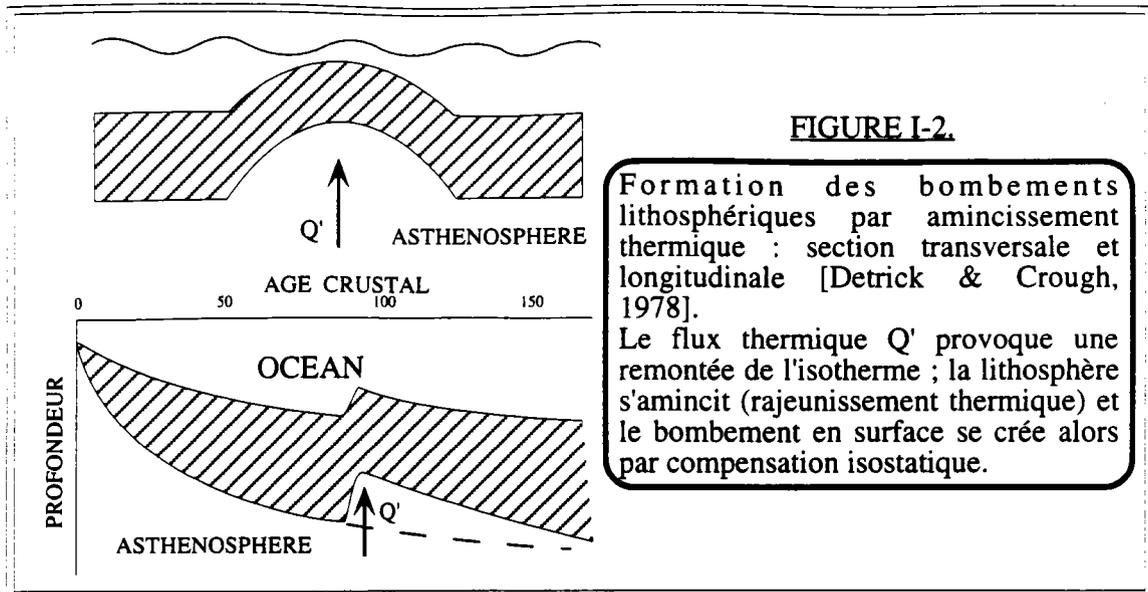
2) l'amincissement thermique de la lithosphère [Detrick & Crough, 1978] : sous l'effet d'un réchauffement (panache thermique, par exemple), l'isotherme entre la lithosphère et l'asthénosphère (proche du solidus) remonte ; la lithosphère, ainsi rajeunie (par rapport à la loi de subsidence thermique (I-1)), se soulève par compensation isostatique (fig. I-2). Ainsi, pour Hawaï, la lithosphère sismique (d'âge 90 Ma-100 Ma) passe de 90 km d'épaisseur hors bombement [Liu & Chase, 1989] à 40 km au sein du bombement [Detrick *et al.*, 1981] ;

3) le support dynamique [Parsons & Daly, 1983] : Courtney et Recq [1986], à partir des mesures de flux thermique et du calcul de l'admittance, suggèrent que le plateau de Crozet soit supporté de façon dynamique par un panache thermique.

---

<sup>5</sup> On pourra se référer aux travaux de synthèse [Silver *et al.*, 1988 ; Gordon, 1991 ; Gable & O'Connell, 1991 ; Goslin & Maia, sous presse] ou à certains chapitres de thèses [Maia, 1990 ; Diraison, 1991].

<sup>6</sup> Le terme « point chaud » désigne une singularité de la surface et ne doit en aucun cas être étendu aux processus profonds qui lui sont liés [Burke *et al.*, 1973 ; Anderson, 1989].



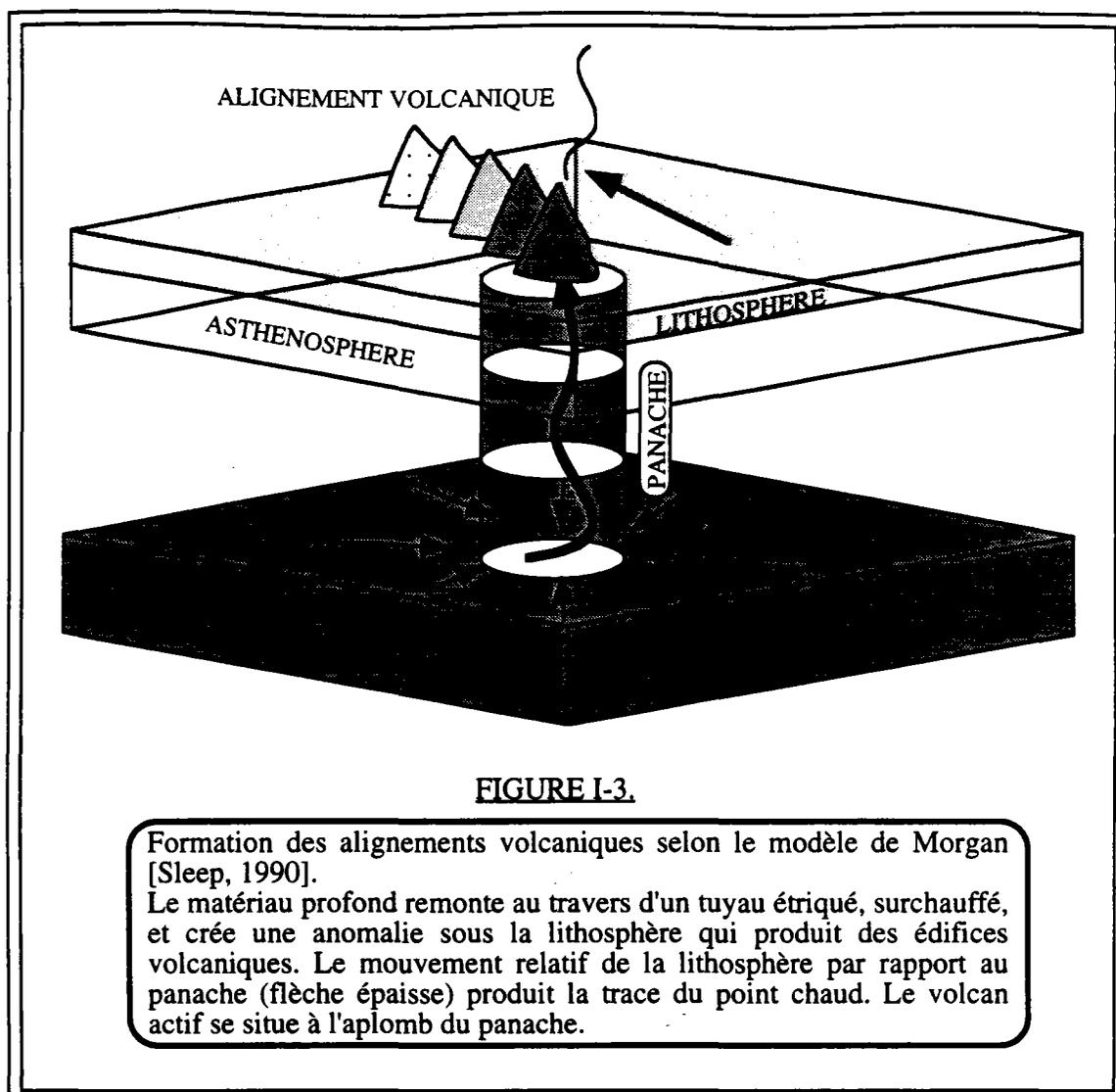
En fait, les bombements, et par extension les points chauds, ne semblent pas tous provenir du même processus de genèse et avoir la même signification. Goslin et Maia [sous presse] remarquent par exemple que l'épaisseur de la croûte sismique sous les bombements varie de 15 km à 30 km [par exemple : Goslin *et al.*, 1981 ; Recq & Charvis, 1986 ; Recq *et al.*, 1990] alors que l'épaisseur de la lithosphère sismique sous l'atoll de Midway, donnée par l'interprétation des temps d'arrivée des ondes de surface [Woods *et al.*, 1991], corroborée par l'étude tomographique de Zhang et Tanimoto [1989] et les études thermiques de Stein et Abbott [1991], avoisine 100 km : le modèle thermique ne peut satisfaire un tel résultat.

Même si l'amincissement thermique est le modèle le plus communément accepté, la formation des bombements demeure mal comprise et il est probable qu'elle ne soit pas unimodale.

Ce fut ensuite Morgan [1971 ; 1972] qui imagina la théorie des panaches, idée novatrice s'il en fut : un matériau primaire de l'interface noyau-manteau remonte, à la vitesse de 2 m/an, en panache, au travers d'un tuyau étroit, surchauffé<sup>7</sup>, permanent et fixe (de 150 km de diamètre environs), crée une anomalie thermique, soulève la lithosphère (fig. I-3) et engendre par la même occasion les cassures de la lithosphère et les mouvements des plaques.

Cette idée, qui indique l'existence de phénomènes convectifs très actifs et la présence d'hétérogénéités dans le manteau terrestre, fut une révolution : sa simplicité, sa capacité à expliquer les différents phénomènes observés alors par l'ensemble des disciplines des Sciences de la Terre, ses caractéristiques propres, la firent adopter très rapidement.

<sup>7</sup> La différence de température entre la partie interne de ces tuyaux et leur environnement doit être suffisamment importante pour que les panaches puissent être générés [Yuen & Schubert, 1976].



Ce fut alors une folle enchère : le nombre de panaches grimpa de 19 [Morgan, 1972] à 66 [Wilson, 1973] puis à 115 [Burke & Wilson, 1976] et à 117 [Vogt, 1981], pour, ensuite, se stabiliser relativement autour de 40-50 [Crough & Jurdy, 1980 : 42 ; Richards *et al.*, 1988 : 47]<sup>8</sup> (fig I-4). Toute observation d'irrégularité, thermique, géochimique, altimétrique, topographique, devait s'accommoder du modèle du panache. Pourtant, cependant que l'on travaillait à modéliser, de façon analogique ou numérique, l'anatomie élémentaire de ces panaches [Griffiths & Campbell, 1990 ; 1991, par exemple], certains résultats, réfractaires<sup>9</sup>, ne semblèrent pas vouloir se soumettre à un schéma aussi simple : on s'efforça alors d'effectuer des aménagements (fig. I-5), et on imagina une série de perturbations [Vogt, 1971 ; Schilling, 1973 ; Goslin & Sibuet, 1975 ; Morgan, 1978 ; 1983 ; Epp 1984 ; Okal & Cazenave, 1985 ; Tucholke & Smoot,

<sup>8</sup> Les critères de sélection sont mal définis, et les études les plus récentes (par exemple l'étude statistique de Weinstein et Olson [1989]) n'excluent aucune de ces listes.

<sup>9</sup> Obtenus notamment sur les points chauds « écoles » d'Islande [Schilling, 1973 ; Schilling *et al.*, 1982, par exemple] et d'Hawaï [Epp, 1984].

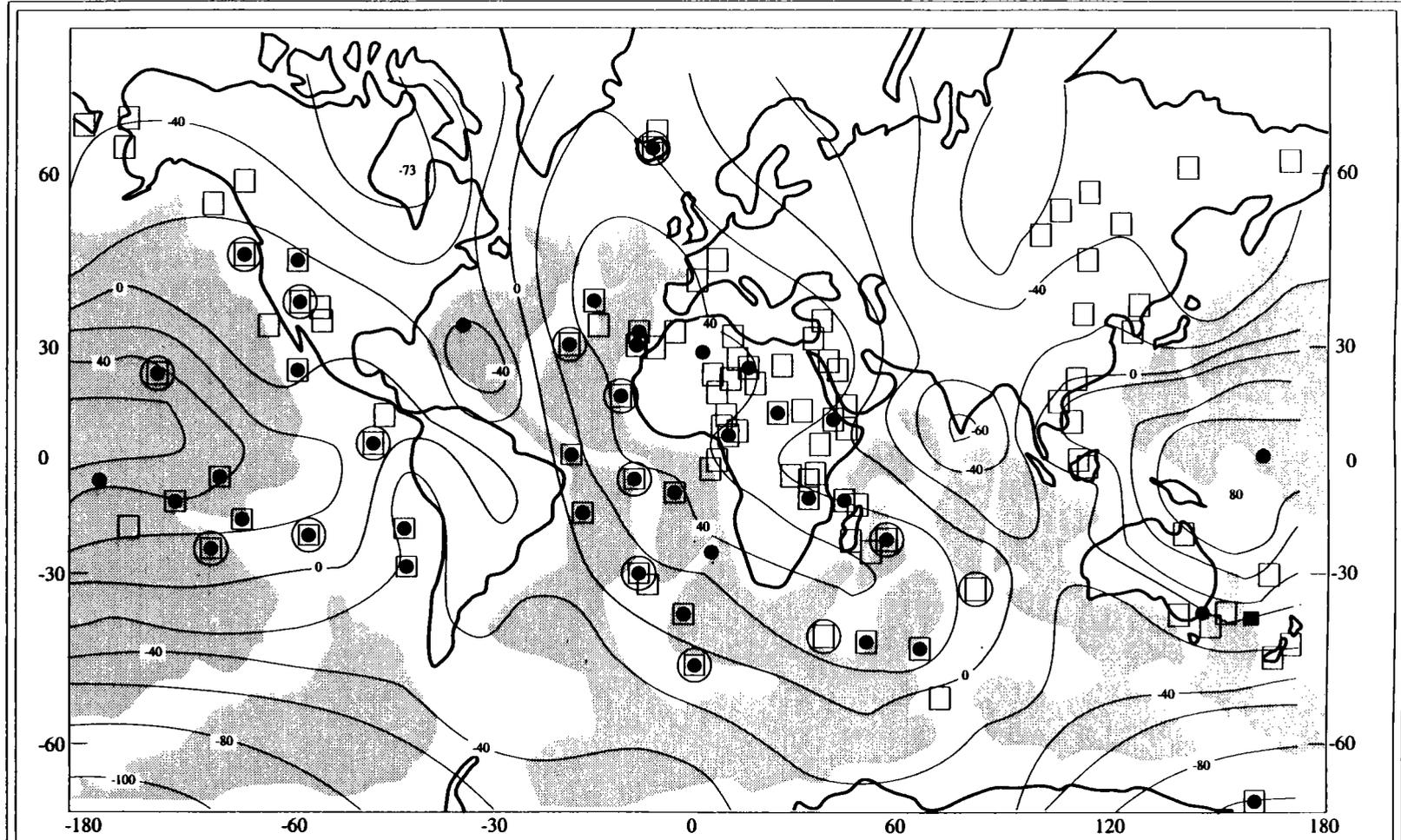


FIGURE I-4.

Localisation des points chauds selon trois listes différentes [Morgan, 1971 ; Crough & Jurdy, 1980 ; Burke & Wilson, 1976] et représentation des anomalies du géoïde résiduel (effet des zones de subduction soustrait) [Crough & Jurdy, 1980]. Les courbes isanomales sont en mètres.

- Points chauds selon Burke & Wilson [1976]
- Points chauds selon Crough & Jurdy [1980]
- Points chauds selon Morgan [1971]
- Bathymétrie > 3 000 m

1990 ; Binard *et al.*, 1991 ; Zhang & Tanimoto, 1992 ; Yamaji, 1992] qui troubla la simplicité du modèle initial, pourtant essentielle pourvoyeuse de sa force persuasive.

Cet engouement exceptionnel est inhérent à quatre caractéristiques propres à la définition originelle des panaches :

1) Leur fixité, par rapport à l'axe du globe, permet de les utiliser comme repère absolu : on peut alors espérer mesurer les déplacements absolus des plaques sur la surface de la Terre, et interpréter, par exemple, le coude de la chaîne Empereur-Hawaï comme un bouleversement majeur de la cinématique des plaques à 43 Ma [McDougall & Duncan, 1980]. L'accroissement jusqu'alors observé des âges des monts sous-marins le long d'un alignement se concilie fort bien avec cette immobilité.

2) L'hypothèse des panaches rassemble les qualités indispensables pour « briser » les continents, et fournit à la tectonique des plaques un moteur convenable.

3) Leur attache profonde justifie leur répartition : celle-ci, en effet, semble être liée aux deux zones d'anomalie positive du géoïde interprétées comme la marque de la présence d'irrégularités de masse volumique dans la partie inférieure du manteau inférieur [Chase, 1979 ; Crough & Jurdy, 1980].

4) Enfin, leur origine profonde traduit, de façon simple, les différences géochimiques observées entre les laves des points chauds et celles des dorsales, et leur température élevée explique les larges soulèvements du plancher océanique (amincissement thermique et/ou dynamique).

Quelle est, en regard des résultats récents, la validité de ces allégations ?

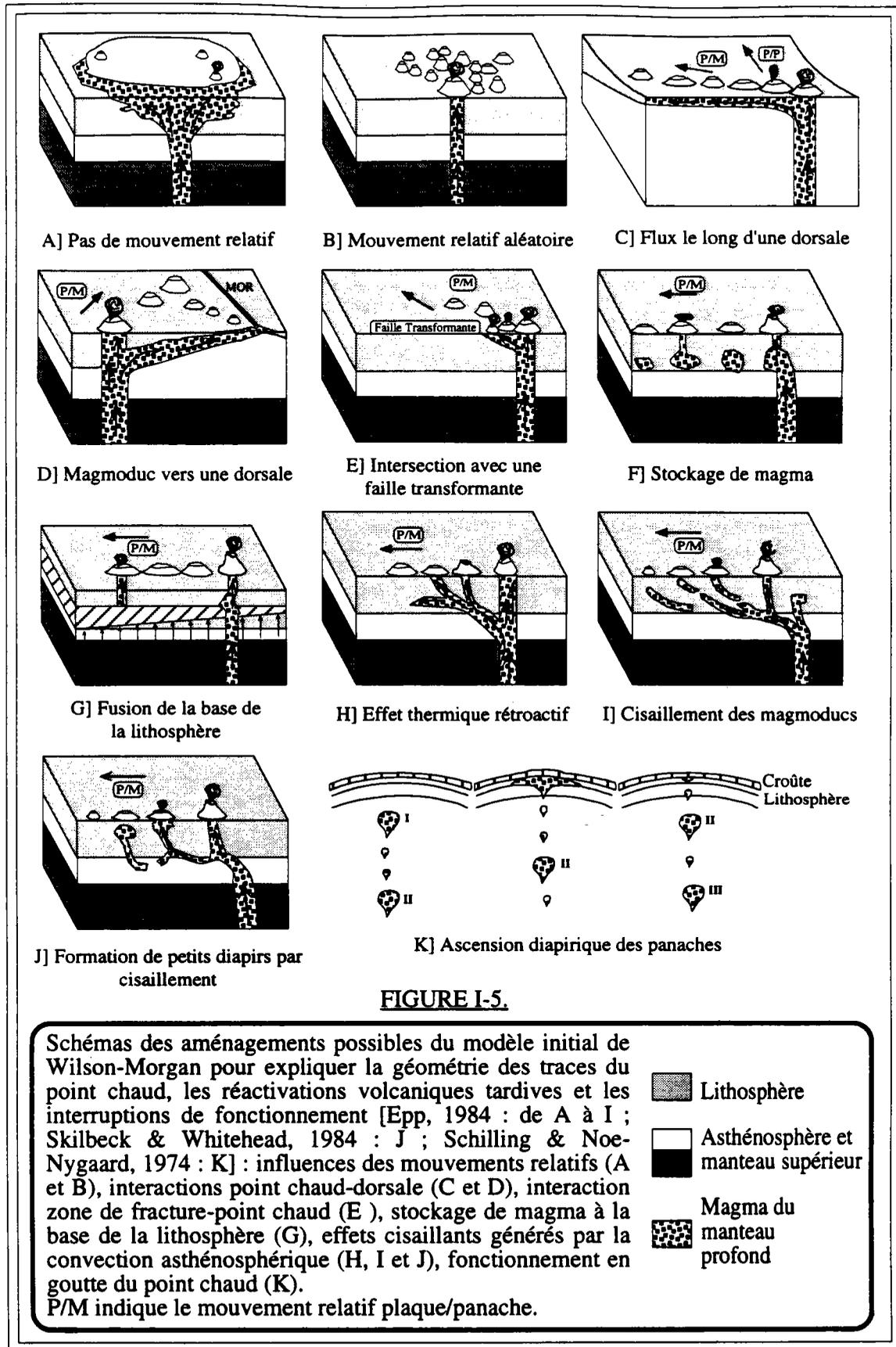
### I-1.A. Fixité des panaches

Le principe de fixité des panaches présente de multiples avantages, en particulier pour les études cinématiques : le repère absolu qu'ils représentent, dès lors cette hypothèse acceptée, permet de calculer les divers mouvements absolus des plaques<sup>10</sup>.

Pendant cette fixité est toute relative, et demeure encore aujourd'hui très controversée [Molnar & Atwater, 1973 ; Burke *et al.*, 1973 ; Minster & Jordan, 1978 ; Morgan, 1983 ; Jurdy, 1990 ; par exemple] ; certains auteurs considèrent même les points chauds comme très mobiles<sup>11</sup>, individuellement ou regroupés par zones d'extension horizontale limitée [Burke *et al.*, 1973 ; Molnar & Atwater, 1973 ; Molnar & Stock, 1987]. Récemment, Jurdy [1990], comparant les trois méthodes de reconstitution (paléomagnétique, points chauds, zones de fracture), a opté pour un déplacement de plus de 10° des points chauds du Pacifique par rapport à ceux de l'Atlantique durant le Cénozoïque. De même, dans l'océan Atlantique, Molnar et Stock

<sup>10</sup> Cette méthode de calcul des mouvements absolus, qui représente une des démarches pour aboutir à des reconstitutions, parut longtemps aux yeux de la majorité des scientifiques — et demeure parfois encore hélas, ! — la plus fiable, reléguant les tentatives de reconstitution à partir d'observations magnétiques, géologiques et structurales (*cf.* chp. II), et celles des paléomagnéticiens au second plan.

<sup>11</sup> Leur vitesse relative peut atteindre jusqu'à 5 cm/an [Burke *et al.*, 1973].



[1987] démontrent que les points chauds de l'Islande et de Tristan da Cunha — mais aussi ceux de la Réunion, de Saint-Paul et de Kerguelen dans l'océan Indien — ont dérivé depuis 68 Ma par rapport au référentiel Hawaï à des vitesses moyennes minimales comprises entre 1 cm/an et 3 cm/an.

Si l'on concède tout de même une certaine fixité aux panaches, certaines observations (progression des âges, forme allongées des chaînes...) devraient être incontournables.

En effet, l'observation d'une gradation des âges des édifices volcaniques d'un alignement est une hypothèse de base du modèle de Wilson-Morgan ; les alignements devraient tous se soumettre à cette loi. Pourtant, de récentes datations créent quelques dissonances.

Dans la chaîne Cook-Australes, certaines îles très jeunes (le volcan Rarotonga, par exemple) se situent à 2 000 km de la position actuelle du point chaud MacDonald [Diraison, 1991], et l'on note des phases de réactivation tardive (1 Ma à 2 Ma après la phase principale<sup>12</sup>) au sein d'une même île dans les archipels de la Société et des Marquises [Diraison, 1991 ; Diraison *et al.*, 1991].

Dans l'Atlantique Nord, l'intervalle entre les phases d'activité qui formèrent les monts sous-marins de Corner Rise atteint 20 Ma [Tucholke & Smoot, 1990].

D'autre part, la fixité et l'origine profonde des panaches sous-entendent une certaine pérennité de ceux-ci qui devrait entraîner la formation de longues chaînes volcaniques comme la chaîne Empereur-Hawaï. Ce n'est pas le cas des alignements de la Polynésie française où l'on observe par ailleurs de fréquentes périodes d'interruption d'activité volcanique — que l'on note également dans le fonctionnement du point chaud de l'Islande [Schilling & Noe-Nygaard, 1974] — pendant lesquelles le panache serait trop faible pour percer la lithosphère<sup>13</sup> [McNutt *et al.*, 1989].

Ces réactivations, « ces coups de fatigue », ce don d'ubiquité sont difficiles à intégrer dans l'hypothèse d'un panache unique et fixe (ou peu mobile) ; on peut néanmoins les expliquer par l'adjonction de panaches supplémentaires [Diraison, 1991] ou par le jeu de fractures, de linéations, de réactivation de zones de faiblesse selon des directions anciennes [Epp, 1984], d'interactions avec la convection superficielle (*cf.* chp. I-2 et fig. I-4) [Skilbeck & Whitehead, 1978 ; Diraison, 1991] ou de dérèglement du fonctionnement du panache par les zones de transition de phases dans le manteau supérieur (*cf.* chp. I-2) qui « pinceraient » la tête du panache et formeraient des diapirs épisodiques [Liu *et al.*, 1991].

Enfin, certaines laves, les carbonatites et les kimberlites, que l'on retrouve ponctuellement sur quelques points chauds, sur leurs traces ou sur les aires continentales stables qui leur sont associées [Anderson, 1989], et qui sont attribuées au fonctionnement précoce d'un panache, sont présentes sous forme d'intrusion, durant

---

<sup>12</sup> A ce propos, notons que les datations se réalisent sur des roches provenant de la partie superficielle des volcans qui représentent la phase tardive du volcanisme.

<sup>13</sup> Schilling et Noe-Nygaard [1974] interprètent ces interruptions du volcanisme comme une alimentation en « goutte » du panache sous-jacent (fig. I-5.K).

plusieurs centaines de millions d'années !, dans des domaines stables [Anderson, 1989]. Comment un panache fixe pourrait-il engendrer un épanchement pendant un laps de temps si long en un lieu unique d'une plaque mobile ? Cette simple observation conduit à penser que ce type de volcanisme a ses origines dans la lithosphère elle-même ou dans le manteau sous-jacent [Anderson, 1989 ; Olivet, comm. pers.].

Devant de tels résultats, l'hypothèse d'une fixité de la totalité des panaches semble irrecevable (fig. I-4). Molnar et Stock [1987] estiment en conséquence que les points chauds ne sauraient en aucun cas servir de référentiel fixe, et que les reconstitutions calculées à partir de l'hypothèse de fixité des panaches donnent des erreurs bien plus grandes que celles déplorées à partir des mouvements relatifs entre les plaques.

### I-1.B. Panache = moteur des mouvements des plaques

Initialement, Morgan [1971] allouait aux panaches l'aptitude à affaiblir et à briser la lithosphère, et à contrôler la tectonique des plaques ; la proximité des points chauds, des dorsales et des points triples, la présence de hauts topographiques et gravimétriques autour des points chauds, l'absence de moteur plausible à la tectonique des plaques — ni les dorsales ni les fosses de subduction n'étaient alors pressenties capables de procurer l'énergie nécessaire aux mouvements des plaques — alimentaient sa conviction.

Aujourd'hui, les qualités que recèlent les zones de subduction et leurs lithosphères océaniques qui plongent au-delà de la limite manteau supérieur-manteau inférieur [Creager & Jordan, 1986 ; Forte & Peltier, 1989], alliées aux variations latérales de masse volumique dans le manteau inférieur, sont considérées suffisantes pour générer la convection mantellique et les mouvements des plaques (*cf.* chp. I-2 ; [Silver *et al.*, 1988 ; Davies, 1990 ; Bowin, 1991 ; Forte & Peltier, 1991]).

Quoi qu'il en soit le problème reste âprement discuté : Tanimoto et Zhang [1992] reprennent le flambeau et interprètent la coïncidence entre l'anomalie tomographique de faible vitesse (vers 150 km de profondeur) et la cassure initiale de l'Atlantique Central et Equatorial comme la preuve du rôle fondamental des panaches (connectés entre eux par des régions chaudes à faible vitesse sismique, ou « magmoducs », où ils dégorgent) dans l'ouverture de cet océan ; Anderson *et al.*<sup>14</sup> [1992] conçoivent, au contraire, cette anomalie comme l'empreinte de la cassure de la lithosphère, induite de la traction des croûtes océaniques subductées, et traduisent les points chauds comme une réponse à cette ouverture. Hill [1991] pense d'ailleurs que les panaches peuvent au mieux affaiblir la lithosphère mais n'initialisent pas la rupture continentale. Pour lui, le panache de l'Islande a rencontré la dorsale préexistante de la mer du Labrador mais ne l'a pas engendrée. Même les points chauds actuellement éloignés de plus de 1 000 km de la dorsale se déchargent, ou continuent de s'épancher, dans celle-ci qui « joue alors le rôle d'un évier » [Schilling, 1991].

---

<sup>14</sup> Les coauteurs sont Tanimoto et Zhang ; les données sont les mêmes !

L'aptitude de l'ensemble des panaches à briser la lithosphère n'est donc pas démontrée — elle est même contestée par certains auteurs. La coïncidence points chauds-ouverture peut alors s'expliquer de deux façons : soit les remontées en panaches de matériau primaire influencent sensiblement la convection dans le manteau supérieur et donc indirectement le mouvement des plaques, soit l'ouverture initiale de l'océan génère lui-même des anomalies thermiques qui créent les bombements.

### I-1.C. Profondeur et répartition des panaches

La composante à l'ordre 2 du géoïde dessine une balle de tennis [Chase, 1979 ; Crough & Jurdy, 1980 ; Le Pichon & Huchon, 1984]. Un modèle de topographie, maintenue de façon dynamique, à la limite noyau-manteau (CMB : Core Mantle Boundary) semble prévoir correctement cette composante [Hager *et al.*, 1985]. Des modèles analogiques ayant montré que des instabilités en forme de panaches s'individualisent à l'interface de deux fluides de masse volumique et de viscosité différentes [Whitehead & Luther, 1975] et la répartition au premier ordre des points chauds (fig. I-4) étant liée à ces anomalies gravimétriques<sup>15</sup> [Chase, 1979 ; Crough & Jurdy, 1980], la relation panaches-CMB semble justifiée et raisonnable, même si Gudmundsson *et al.* [1986] signalent qu'aucune preuve de ces variations topographiques à l'aplomb des points chauds n'a pu être avancée<sup>16</sup>.

Dans cette proposition, le panache provient de la couche D", juste au-dessus de la limite noyau-manteau, et entraîne des composants du manteau inférieur [Olson & Nam, 1986 ; Griffiths & Campbell, 1990 ; Neavel & Johnson, 1991] qui expliqueraient les variations isotopiques observées [Hart *et al.*, 1992]. Larson et Olson [1991] imaginent même au travers de ce schéma la cause des inversions magnétiques : la remontée de magma au travers du panache amincit la couche D" ; le refroidissement induit augmente la convection dans le noyau liquide pour combler ce déficit de chaleur ; quand l'activité convective dépasse un certain seuil, elle crée une inversion magnétique.

Toutefois, aucune preuve de cette origine profonde n'a été apportée : les variations géochimiques peuvent s'expliquer par d'autres modèles (*cf.* chp. I-1.D), et la résolution de la tomographie (1 000 km latéralement et 100 km verticalement [Tanimoto & Zhang, 1992]) est trop faible pour détecter les structures recherchées.

Récemment, certains auteurs [Liu & Chase, 1989 ; Griffiths & Campbell, 1990] soulignent que le lieu de naissance des panaches peut se situer à des profondeurs bien moindres, variées, et que ces derniers peuvent avoir des sources et des histoires diverses. Griffiths et Campbell [1990] désignent plus particulièrement la limite manteau supérieur-manteau inférieur, reprenant l'hypothèse de McKenzie et Weiss [1975] et celle d'Anderson [1979].

---

<sup>15</sup> Elle semble aussi coïncider avec la position de la Pangée, à la fin du Paléozoïque [Anderson, 1982], remarque qui alimenta l'idée d'une cassure engendrée par la présence des panaches ou par une accumulation de chaleur.

<sup>16</sup> Les anomalies structurales de l'interface noyau-manteau à l'aplomb d'Hawaï [Kanasewich *et al.*, 1973] se sont révélées être des artefacts [Gudmundsson *et al.*, 1986].

Confirmant cette idée de sources multiples, la décomposition du champ de gravité pour les degrés 2-10 [Bowin, 1991] et les études statistiques de la répartition des points chauds [Richards *et al.*, 1988 ; Weinstein & Olson, 1989 ; Yamaji, 1992] prouvent l'existence d'une répartition supplémentaire, d'ordre supérieur. Yamaji [1992] prétend même qu'il existe une périodicité de longueurs d'onde égale à 2 000 km dans la distribution des points chauds, incompatible avec une origine profonde, et Maia et Diament [1991] remarquent que les points chauds du Pacifique Central sont reliés aux ondulations de moyenne longueur d'onde du géoïde, interprétées classiquement comme l'image altimétrique de rouleaux convectifs dans la partie sommitale du manteau supérieur (*cf.* chp. I-2 et fig. I-12).

L'image du panache profond s'amenuise et se ternit donc à la lumière de ces résultats<sup>17</sup>, et l'on peut imaginer que les critères de sélection des points chauds, en tant que manifestations des panaches en surface, sont erronés ou mal définis. Autrement dit, les points chauds observés sur le plancher océanique ne peuvent et ne doivent pas tous être assimilés à des manifestations de surface d'un panache mantellique profond.

La formation de points chauds semble grandement influencée par le contexte dynamique. Elle est en effet desservie par le voisinage des zones de subduction mais favorisée par la proximité d'une zone d'accrétion [Weinstein & Olson, 1989] — sans modifier de façon importante leurs caractéristiques [Karsten & Delaney, 1989]. Il apparaît ainsi que tous les points chauds de l'océan Atlantique éloignés de la dorsale se sont formés sur ou à proximité de celle-ci, et ont dérivé depuis [Bulot *et al.*, 1984 ; Zhang et Tanimoto, 1992 ; Anderson *et al.*, 1992]. Sur les alignements de Walvis et de Rio Grande, créés par le point chaud Tristan da Cunha, le volcanisme ainsi, au cours du temps, d'une émission sur la dorsale même à une émission plus intraplaque [Humphris *et al.*, 1985 ; O'Connor & le Roex, 1992]. L'étude de l'épaisseur élastique de la lithosphère confirme du reste cette constatation et montre que la mise en place de la surcharge s'est effectuée sur une lithosphère océanique jeune (chaude), près de l'axe d'accrétion dans le cas de Walvis [Bulot *et al.*, 1984] (comme pour le plateau de Crozet [Goslin & Diament, 1987] ou le plateau de Madagascar [Goslin *et al.*, 1985], par exemple).

Les points chauds de l'océan Atlantique auraient été donc localisés préférentiellement sous la ligne de brisure des plaques lors de l'ouverture [Zhang & Tanimoto, 1992, par exemple]. Si l'on ne peut rendre totalement responsables les points chauds de la séparation des plaques (*cf.* chp. I-1.B), comment justifier cette coïncidence ?

La répartition de ces points chauds sur la dorsale, à leur création, n'est pas aléatoire et correspond à des événements particuliers dans l'histoire de l'océan (point triple, dysfonctionnement de la dorsale) [Morgan, 1971 ; Le Douaran & Francheteau, 1981 ; Langmuir & Bender, 1984 ; Olivet *et al.*, 1984 ; Bougault *et al.*, 1988 ; Olivet, comm. pers.]. L'influence des zones transformantes et des points triples apparaît bien plus importante dans leur genèse que celle supposée auparavant. Ainsi, Bougault *et al.* [1988] révèlent qu'aucun modèle simple (mélange de fusions à différents degrés dans

---

<sup>17</sup> Les mouvements relativement plus lents des points chauds par rapport à ceux des dorsales suggèrent toutefois des origines de profondeur différente [Anderson, 1989].

un panache [Elliott *et al.*, 1991], effets de surface...) ne satisfait les variations des Terres Rares aux alentours du point chaud de 14 °N dans l'océan Atlantique : seul un modèle intégrant des réajustements tectoniques entre les plaques nord et sud-américaines qui créeraient un point triple et faciliteraient la remontée d'un « embryon de panache » pourrait convenir.

En outre, les données bathymétriques lissées le long de l'axe, corrélées aux données gravimétriques, aux éléments traces et aux données de géochimie isotopique (traceurs supposés de la présence des points chauds), indiquent l'existence d'une segmentation de longueur d'onde égale à environ 400 km dans l'Atlantique Nord et Central [Le Douaran & Francheteau, 1981], équivalente à celle observée sur les anomalies du géoïde de moyenne longueur d'onde [Gilg-Capar *et al.*, en préparation]. La persistance temporelle de ces anomalies résiduelles topographiques et altimétriques prouve qu'elles ne sont pas issues d'un phénomène jeune mais sont caractéristiques de l'ouverture de l'océan. Des épanchements magmatiques continentaux, liés à des zones de frontière de second ordre (ZFSO ; *cf.* chp. II), précèdent d'ailleurs les phases d'océanisation de l'océan Atlantique et la formation des points chauds (par exemple, dans le bassin de Paraña (Brésil) et celui de l'Enendeka (Namibie) pour l'Atlantique Sud, et dans les provinces volcaniques tertiaires de la Grande-Bretagne et du Skærgaard (Groenland) pour l'Atlantique Nord) [Molnar & Stock, 1987 ; Hill, 1991].

Dans l'océan Atlantique, un lien étroit semble donc relier la présence de zones de faiblesse, océaniques (points triples) et continentales (zones de frontières de second ordre associées à des épanchements magmatiques) à la création des points chauds [Olivet *et al.*, 1984 ; Olivet, comm. pers.].

L'appartenance des points chauds de l'océan Atlantique, mis en place sur une croûte océanique jeune, au groupe de ceux occasionnés par des panaches semble surfaite et abusive ; des épisodes particuliers dans le fonctionnement de la dorsale (ouverture oblique, point triple), inhérents à l'ouverture même de l'océan et aux caractéristiques propres de la lithosphère continentale, peuvent favoriser une remontée thermique et induire la création de bombements au voisinage de l'axe. Ces bombements seraient ensuite emportés loin de la dorsale (c'est en fait la dorsale qui migre [Houseman, 1983]), et ainsi se trouveraient actuellement en domaine intraplaque .

#### I-1.D. Différences géochimiques, origine profonde et flux thermique

La formation des bombements par un panache profond et de température élevée doit engendrer des anomalies sensibles dans les mesures de flux effectuées sur de tels sites (*cf.* note 7). Detrick *et al.* [1981], Von Herzen *et al.* [1982], Detrick *et al.* [1986], Courtney et White [1986], ont effectivement relevé une anomalie positive, plus ou moins élevée, au-dessus des bombements d'Hawaï, des Bermudes et du Cap-Vert<sup>18</sup>, par rapport au flux thermique qui devrait être observé sur une lithosphère d'âge comparable (loi de Parsons et Sclater). La distribution de ces anomalies thermiques semblait approximativement suivre la répartition prévue par le modèle du panache : décroissance

---

<sup>18</sup> Les anomalies mesurées pour ces deux derniers points chauds sont toutefois bien moindres que celles obtenues sur Hawaï.

vers l'extérieur du bombement, maximum un peu décalé le long de la chaîne océanique (réponse thermique de la lithosphère).

Cependant, de récentes études infirment ce schéma simple.

Mesurant le flux thermique perpendiculairement à l'axe d'allongement du bombement d'Hawaï et hors bombement, sur un plancher océanique normal proche, Von Herzen *et al.* [1989] montrent que la distribution du flux autour de l'axe du bombement n'est pas gaussienne (aucune anomalie notable n'est mise en évidence au travers de la chaîne d'Hawaï), et que les mesures hors bombement sont semblables à celles obtenues sur le bombement — ces valeurs sont d'ailleurs supérieures à la valeur donnée par la loi de Parsons et Sclater [1977] pour une lithosphère d'âge similaire<sup>19</sup>.

D'autre part, une étude récente des géothermes sur le point chaud des Açores, fondée sur la coexistence entre clinopyroxène et orthopyroxène, démontre qu'il existe dans le manteau supérieur sous-jacent un fort taux de fusion partielle, mais que la température d'équilibre des péridotites y est inférieure sinon égale à celle trouvée sur les autres parties de la dorsale [Bonatti, 1990]. Cet abaissement de température doit être relié à la forte concentration de volatiles (H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>) dans les basaltes des Açores (deux à trois fois plus que dans les autres régions) qui « mouille » le manteau supérieur (métasomatose) : la température du solidus est ainsi abaissée de plusieurs centaines de degrés ce qui permet des taux de fusion partielle élevés sans apport thermique supplémentaire. Les points chauds ne sont donc pas nécessairement situés sur des zones de température très élevée, et la métasomatose du manteau, reliée à des événements passés ou actuels (contamination), joue un rôle primordial dans la formation des bombements et l'augmentation du taux de fusion partielle [Bonatti, 1990].

La relation anomalie thermique-point chaud-taux de fusion partielle élevé est donc plus complexe que ce qui était présumé, et peut être perturbée par des événements dans le manteau supérieur.

Les basaltes océaniques composent schématiquement deux grands ensembles déterminés en fonction de leur situation géodynamique de mise en place et de leur composition en éléments majeurs : les MORB (Mid Ocean Ridge Basalts), de composition tholéïtite, épanchés sur les dorsales, et les OIB (Ocean Island Basalts), de composition alcaline (au sommet des édifices), épanchés en domaine intraplaque sur les monts sous-marins et des îles océaniques principalement [Bienvenue, 1989 ; Caroff, comm. pers.]. La majorité des MORB sont dits « appauvris » (appauvrissement<sup>20</sup> en Terres Rares légères par rapport aux Terres Rares lourdes, en éléments alcalins et alcalino-terreux, et valeurs faibles pour les rapports Rb/Sr, Nd/Sm, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr et <sup>206</sup>Pd/<sup>204</sup>Pb, et taux élevés pour le rapport <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd), et les OIB, « enrichis » [Anderson, 1985 ; Hart, 1988 ; Bienvenu, 1989]. Leurs dissemblances chimiques et

<sup>19</sup> Davis [1989] obtient le même résultat dans le nord-ouest de l'océan Atlantique et de l'océan Pacifique.

<sup>20</sup> Il existe néanmoins des basaltes enrichis, de type E-MORB, à l'axe de la dorsale [Schilling, 1973 ; 1975 ; par exemple], qui présentent des rapports Nd/Sm équivalents à ceux des OIB ; ce sont des intermédiaires entre les MORB et les basaltes, de composition tholéïtite, de la base des édifices intraplaques [Anderson, 1989 ; Caroff, comm. pers.].

géochimiques rendent compte des compositions diverses de leurs sources mantelliques<sup>21</sup>.

La variété géochimique des magmas basaltiques requiert au moins deux réservoirs mantelliques distincts [Anderson, 1975 ; 1985 ; 1989] ; il est communément admis que les basaltes appauvris sont généralement connectés à une source mantellique peu profonde et relativement uniforme, alors que les basaltes enrichis<sup>22</sup> proviennent d'une source mantellique (panache) profonde et hétérogène [Schilling, 1973 ; 1991 ; Gerlach, 1990 ; Hart *et al.*, 1992 ; par exemple], même si la présence d'<sup>3</sup>He, le fort rapport <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He dans les MORB et les études des isotopes du Plomb tendent à prouver que ces basaltes ont tout de même subi un processus de contamination avant leur éruption [Anderson, 1975 ; 1985 ; 1989]. Les larges variations géochimiques observées découlent soit d'un mélange entre ces deux types de magmas [Schilling, 1973] ou d'un mélange entre une source appauvrie et le produit d'une fusion partielle de degré variable d'un réservoir enrichi [Anderson, 1982 ; 1985]. Leurs analyses devraient apporter des renseignements sur la genèse de ces basaltes.

Or, la répartition des éléments traces [White & Schilling, 1978 ; Bougault & Treuil, 1980a ; 1980b ; Bougault *et al.*, 1988 ; Loubet *et al.*, 1988], des isotopes [Zindler *et al.*, 1979 ; Schilling *et al.*, 1985 ; Mertz *et al.*, 1991], des éléments majeurs [Langmuir & Bender, 1984] et des éléments volatiles [Kurz *et al.*, 1982 ; Poreda *et al.*, 1986 ; Graham *et al.*, 1992a ; 1992b] le long de la dorsale médioatlantique n'est pas aléatoire (fig. I-6 & fig. I-7).

Les variations géochimiques (fig. I-6) indiquent une influence des points chauds (Islande et Açores) vers le sud. Elle est usuellement interprétée comme un déversement des panaches chimiques [Anderson, 1975] au travers d'un « magmoduc », sous les dorsales, qui se mélangent au magma asthénosphérique appauvri [White & Schilling, 1978 ; Schilling, 1973 ; Sun *et al.*, 1975 ; Zindler *et al.*, 1979], quoique ce modèle ne permet pas à lui seul d'expliquer la répartition des températures de cristallisation des micro-phénocristaux d'olivine sur la ride médioatlantique [Schilling & Sigmundsson, 1979]. Ce schéma correspond fort bien à la dorsale de Reykjanes où les linéations obliques par rapport à l'accrétion reflètent, d'après Vogt *et al.* [1980], le flux du magma du point chaud de l'Islande vers le sud. Cette influence semble s'effectuer jusqu'à la zone de fracture Charlie-Gibbs pour l'Islande, et à la zone de fracture Hayes<sup>23</sup> pour les Açores. Au nord de l'Islande, sur la dorsale de Kolbeinsey, les isotopes du Strontium,

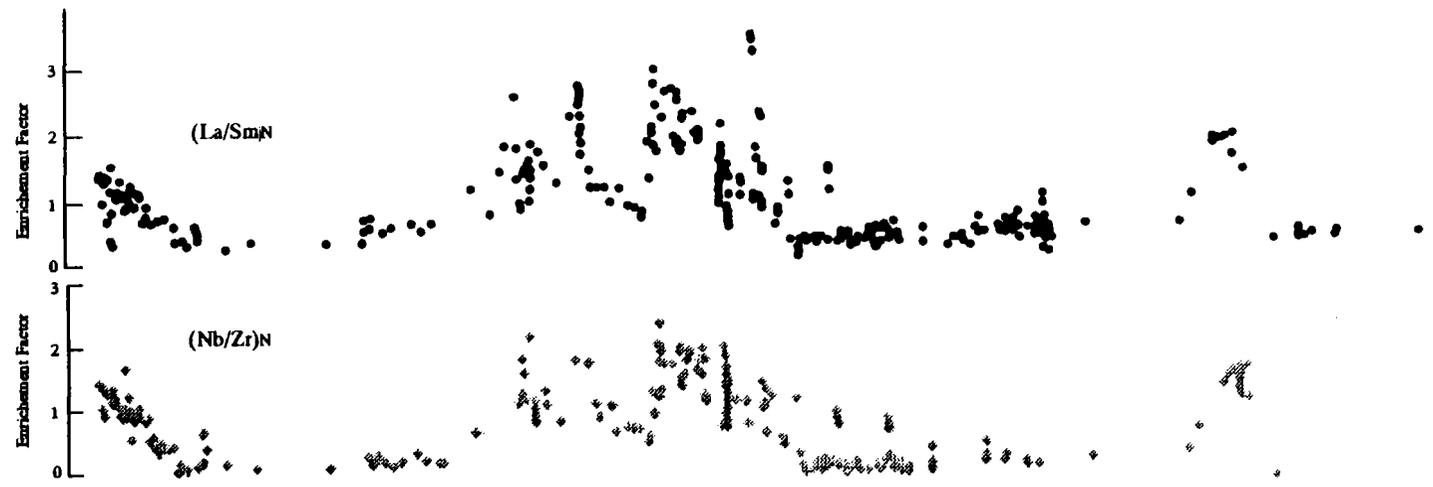
---

<sup>21</sup> Les variations chimiques des basaltes avaient déjà été relevées par von Drigaski [1912] sur les îles de Saint-Paul, de la Nouvelle-Amsterdam, de Kerguelen et de la Possession.

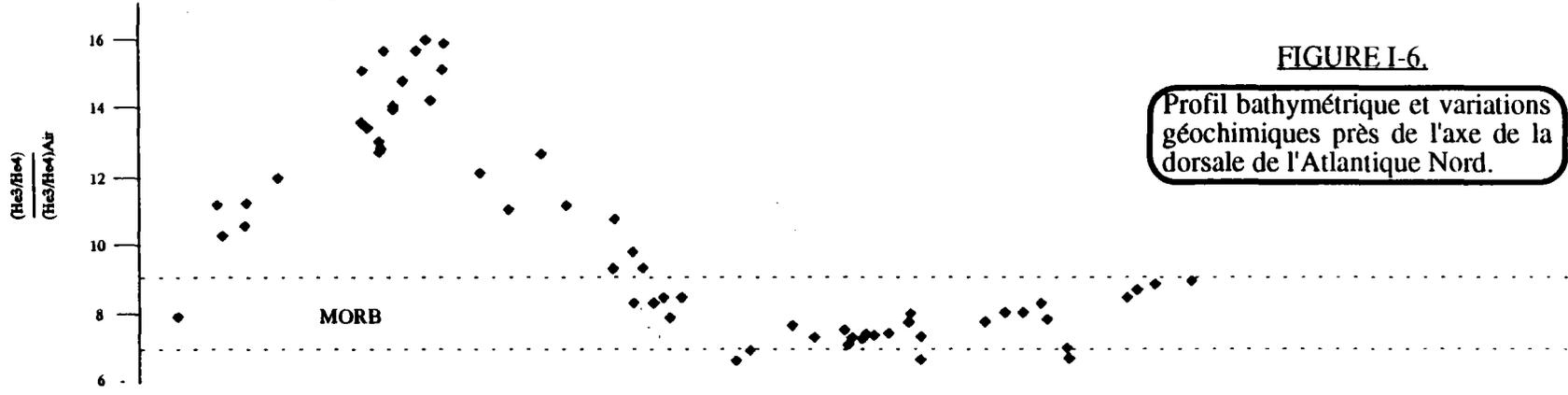
<sup>22</sup> Les basaltes les plus enrichis sont les lamproïtes, les kimberlites et les basaltes de Kerguelen, Sainte-Hélène, Tristan da Cunha.

<sup>23</sup> La zone de faille transformante Hayes apparaît comme la limite de deux provinces : au nord, une zone à spectre en terres rares plat à peu enrichi, au sud ; une zone à spectre appauvri [Bougault & Treuil, 1980a].

Bougault & al., 1988

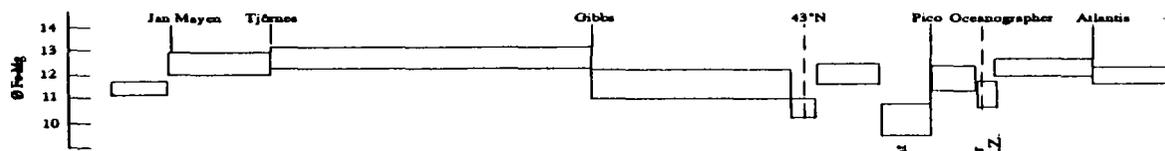


Poreda & al., 1986

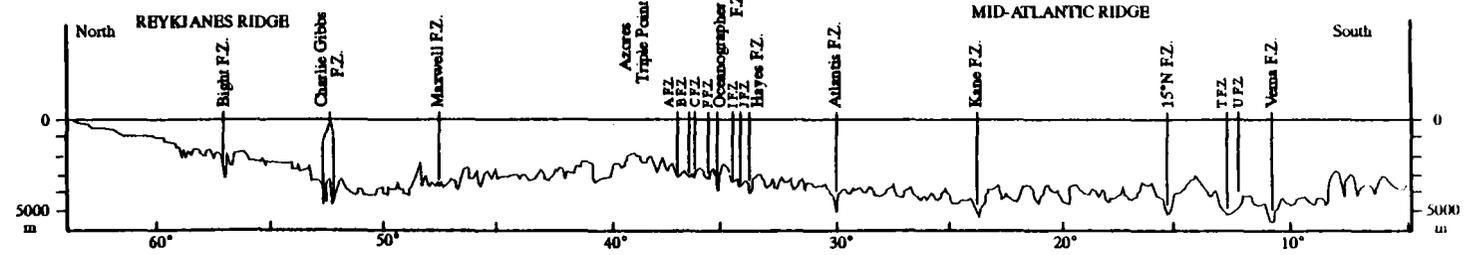


**FIGURE I-6.**  
 Profil bathymétrique et variations géochimiques près de l'axe de la dorsale de l'Atlantique Nord.

Langmuir & Bender, 1984



Gente, 1987



du Néodyme et du Plomb indiquent, par contre, une absence totale de mélange de magmas [Mertz *et al.*, 1991] ; le flux du panache de l'Islande est présumé limité au nord par la faille de Tjörnes. Au nord des Açores, l'influence du point chaud sur les données géochimiques semble également peu effective (fig. I-6).

Dans l'Atlantique Sud, l'influence des points chauds est beaucoup moins marquée, son extension, semble-t-il, plus limitée (fig. I-7). Les variations géochimiques autour de Tristan da Cunha évoquent toutefois un flux sublithosphérique préférentiel du point chaud vers la dorsale, ou du moins un mélange entre des laves de type N-MORB et un composant enrichi [Humphris *et al.*, 1985]. Le rapport des isotopes de l'Hélium présente, lui, une segmentation de l'ordre de 500 km-1 000 km.

L'existence de ces provinces géochimiques sont le plus couramment interprétées comme la marque de l'influence des panaches<sup>24</sup> [Schilling *et al.*, 1983 ; Chen & Frey, 1983 ; O'Connor & Duncan, 1990 ; Graham *et al.*, 1992a ; par exemple]. Cependant, l'extension vers le sud des variations du rapport  $^3\text{He}/^4\text{He}$  jusqu'à 52°N, bien au-delà des autres traceurs (la zone de fracture Charlie-Gibbs ne constitue pas une limite pour ce rapport), et la situation de la valeur maximale de ce rapport, fort éloignée de l'Islande, indiquent certaines discordances entre ce traceur géochimique et les autres [Poreda *et al.*, 1986]. Langmuir et Bender [1984] remarquent également que la variation des éléments majeurs de part et d'autre de la zone de fracture Charlie-Gibbs (fig. I-6) est l'inverse de celle attendue dans un modèle de flux de panache ; ils concluent que les grandes zones de failles transformantes limitent des provinces mantelliques (pour les éléments majeurs) qui ne sont donc pas uniquement dues à la présence d'un point chaud. D'autres part, la répartition des isotopes de l'Hélium semble cohérente avec les résultats obtenus sur divers paramètres géophysiques, dans l'Atlantique Sud, que Kane et Hayes [1992] interprètent comme des variations latérales, perdurantes, de température dans l'asthénosphère.

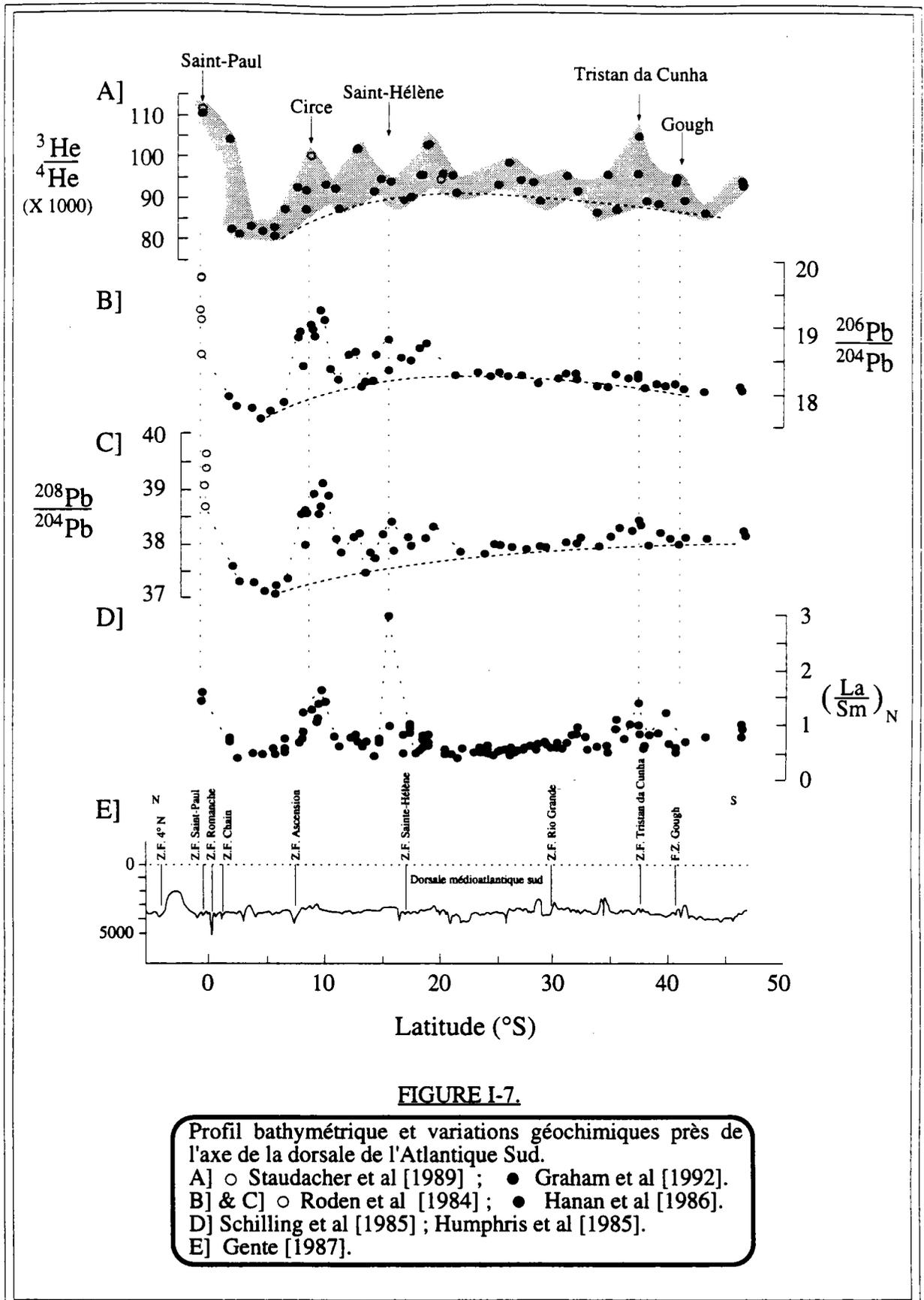
Du point de vue géochimique, le nombre de réservoirs nécessaires pour expliquer ces variations est accru par deux pôles mantelliques additifs<sup>25</sup> [Hart, 1988 ; Gerlach, 1990 ; Graham *et al.*, 1992a] ; leurs compositions dérivent soit d'une lithosphère océanique ou subcontinentale recyclée ou métasomatisée, soit de sédiments recyclés.

Les larges variations observées peuvent donc résulter de divers processus : métasomatose, réservoirs distincts entre manteau inférieur et manteau supérieur qui évoluent différemment, mélange de magmas (une source plus ou moins fractionnée ou deux sources différentes), hétérogénéités primitives du manteau supérieur, lithosphère continentale ou océanique recyclée [Bougault & Treuil, 1980a ; Kurz *et al.*, 1982 ; Schilling *et al.*, 1982 ; Chen & Frey, 1983 ; Loubet *et al.*, 1988 ; Elliot *et al.*, 1991 ; Kane & Hayes, 1992].

---

<sup>24</sup> Schilling *et al.* [1982] indiquent toutefois que les points chauds peuvent avoir des signatures différentes, soit reliées à la lithosphère et à la croûte recyclée soit d'origine plus primaire.

<sup>25</sup> Les quatre pôles sont : DMM (depleted MORB mantle), HIMU (high U/Pb), EMI et EMII (Enriched Mantle I et II).



Le modèle du panache chimique remontant du manteau inférieur se complique donc d'adjonctions de phénomènes multiples, étrangers au fonctionnement proposé dans l'assertion de Wilson-Morgan (métasomatose, contamination).

Anderson [1985], reprenant le modèle de Parmentier *et al.* [1975], propose une solution de rechange qui n'oblige pas à invoquer une métasomatose du manteau supérieur : il suggère que les magmas émis par les points chauds résultent d'un taux de fusion partielle important du manteau supérieur hétérogène, provoquée par une anomalie thermique sous-jacente.

En fait, Anderson imagine tous les basaltes générés par la même source appauvrie à la base du manteau supérieur (les basaltes des îles, des épanchements continentaux et des dorsales ont une chimie analogue en éléments majeurs [Anderson, 1989]) ; si la progression vers la surface s'effectue sans entrave au travers d'une lithosphère fine, le magma est peu fractionné et peu contaminé par la fusion partielle du matériau environnant, et donne des laves de type MORB. Par contre, si le magma traverse une lithosphère épaisse qui freine sa progression, il se refroidit et cristallise, et simultanément réchauffe et réagit avec le manteau environnant : la composition du magma hybride change au cours du temps et avec l'étendue du fractionnement<sup>26</sup>. Le manteau supérieur, peu profond, réservoir de la composante enrichie, réalimenté par la subduction de sédiments et de la lithosphère océanique ou continentale et par des magmas piégés, ne peut être réhomogénéisé rapidement et présente alors des variations importantes<sup>27</sup>. Dans ce contexte, l'anomalie DUPAL serait créée par de larges variations dans le manteau supérieur, ce qui expliquerait que cette anomalie soit observée à la fois sur les MORB et sur les OIB. Au reste, la tomographie paraît confirmer cette grande hétérogénéité du manteau supérieur [Anderson *et al.*, 1992] et les récents modèles numériques en 3D indiquent que le manteau supérieur doit être très hétérogène [Tackley *et al.*, 1993].

La source de l'anomalie thermique et celle des anomalies géochimiques ne sont donc pas identiques dans le modèle d'Anderson : la deuxième est plus superficielle. Les laves les plus enrichies, les carbonatites et les kimberlites, semblent d'ailleurs originaires d'une profondeur avoisinant 200 km [Anderson, 1989 ; Anderson *et al.*, 1992], et les basaltes d'arrière-arc et d'arc insulaire, d'origine peu profonde, possèdent la plupart des caractéristiques géochimiques des points chauds [Anderson, 1989].

Gerlach [1990] indique que les taux d'épanchement et les variations isotopiques observés ne peuvent être expliqués que par des degrés variables de fusion à l'intérieur d'un panache hétérogène ou par des degrés variables de fusion du manteau supérieur, hétérogène à petite échelle. Les deux modèles sont donc identiquement acceptables pour cet auteur. Ils sont toutefois contradictoires : soit les variations géochimiques observées sont générées par une source profonde hétérogène et des processus

---

<sup>26</sup> Ce processus peut générer des basaltes alcalins avec des signatures enrichies et fractionnées en éléments incompatibles [Anderson, 1985].

<sup>27</sup> L'hétérogénéité du manteau peut se constater à l'échelle de la dizaine de mètres (sur les péridotites d'Horoman [Takazawa *et al.*, 1992]) comme à l'échelle d'un hémisphère (anomalie DUPAL [Dupré & Allègre, 1983 ; Hart, 1984], probablement générée par la subduction ancienne [Anderson, 1982 ; Hart, 1984 ; Staudigel *et al.*, 1991]).

lithosphériques (contamination, métasomatose) et intramantelliques (métasomatose), soit elles correspondent à des variations de taux de fusion partielle du manteau supérieur hétérogène.

La théorie originelle des panaches ne peut donc intégrer de façon simple les résultats récoltés ces dernières années ; sa simplicité est détruite par les aménagements indispensables effectués pour expliquer certaines observations ; ses fondements paraissent un tant soit peu vacillants et d'autres modèles se présentent. Il semble, en définitive, illusoire de vouloir expliquer la formation de l'ensemble des points chauds par le seul processus du panache.

Au reste, trois observations ressortent de ce chapitre :

une répartition des points chauds liée à des phénomènes peu profonds (2 000 km environs de longueur d'onde) ;

la coïncidence entre points triples, épanchements magmatiques continentaux et points chauds ;

et la possibilité d'expliquer les variations géochimiques par une métasomatose (« mouillage » et/ou contamination) du manteau supérieur ou inférieur, ou par des taux variables de fusion partielle du manteau supérieur hétérogène.

## **I-2. La convection**

Depuis fort longtemps, les amples mouvements dans le manteau terrestre sont pressentis par bon nombre de géophysiciens. Deux modèles, à une ou deux couches, sont généralement invoqués pour décrire ce phénomène. La différence essentielle entre eux réside dans le rôle que joue la limite manteau supérieur-manteau inférieur, discontinuité plausible de caractère chimique ou physique (chp. I-2.A).

Contrairement au manteau inférieur, le manteau supérieur est le lieu d'importantes variations (chimiques et/ou physiques) qui le stratifient. Cette stratification doit jouer un rôle important au sein du manteau supérieur et dans les relations entre celui-ci et la lithosphère ou le manteau inférieur. La description des diverses structures du manteau supérieur est indispensable si l'on veut comprendre et modéliser la distribution des masses volumiques, la formation des bombements et le fonctionnement du processus d'accrétion (chp. I-2.B).

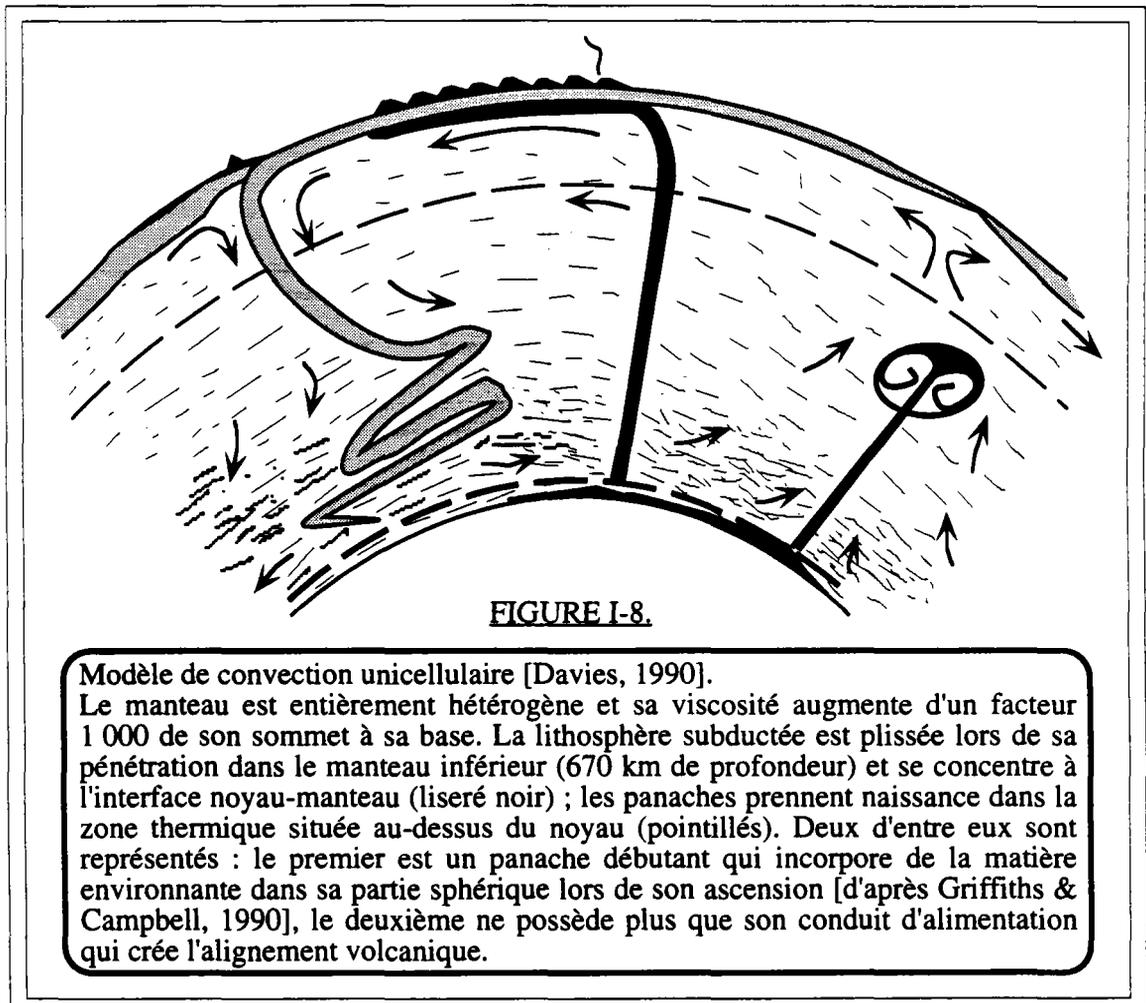
### **I-2.A. Modèles de convection**

La propagation de la chaleur s'effectue selon deux modes : la conduction, où la transmission se réalise par contact et diffusion, et la convection, dans laquelle la chaleur est transportée par les mouvements des matériaux.

Notre planète Terre est une machine thermique. La quantité de chaleur emmagasinée lors de sa création nécessiterait 100 milliards d'années pour s'évacuer par conduction [McKenzie & Weiss, 1975 ; Nicolas, comm. pers.] ; un système convectif est donc indispensable pour parvenir de l'état originel à l'état actuel. Au reste, le mouvement des plaques (accrétion et subduction) en surface impose l'existence d'un contre-courant sous-jacent [McKenzie *et al.*, 1974 ; Richter & Parsons, 1975 ; McKenzie & Richter, 1980].

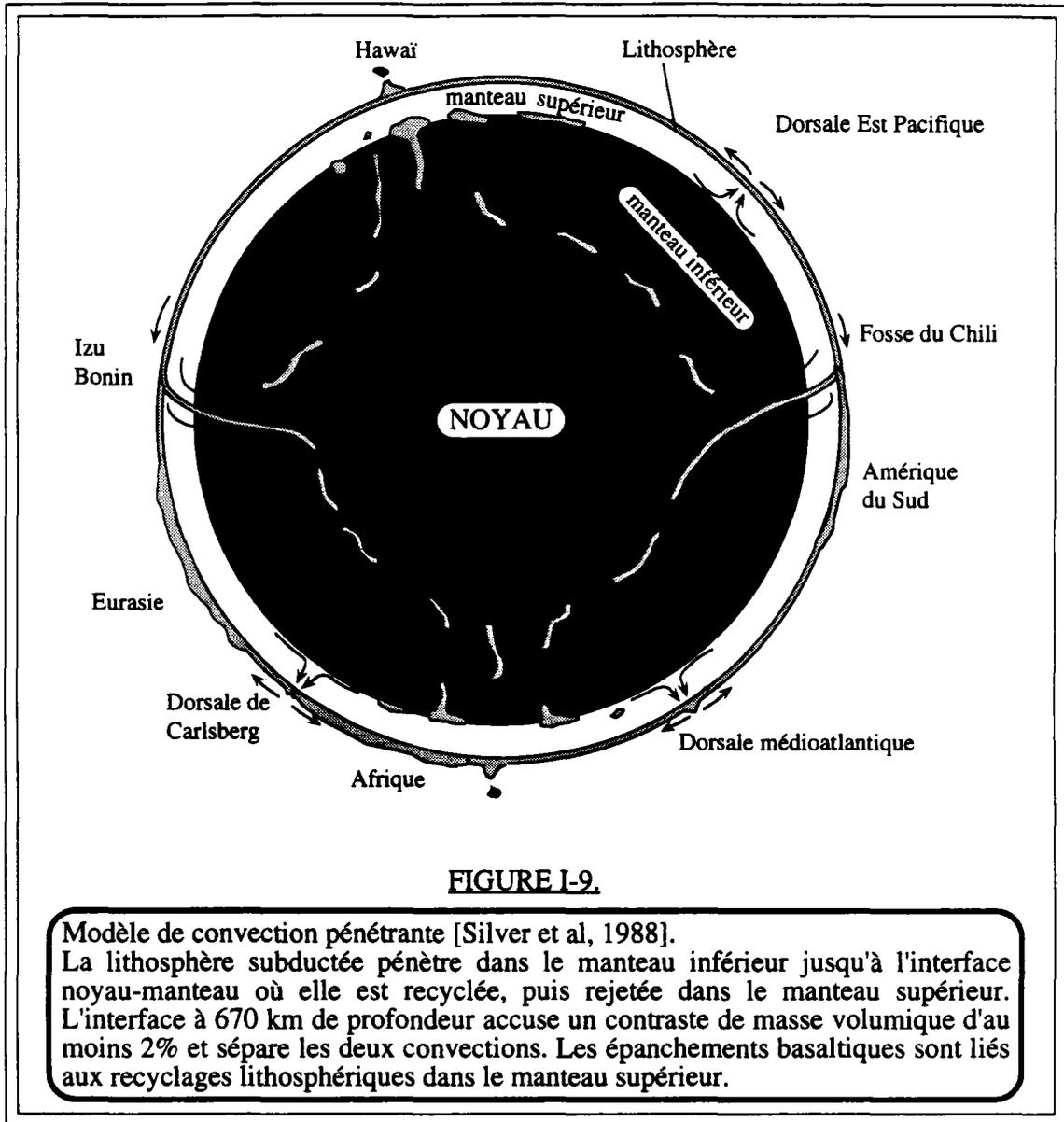
Notre maigre connaissance des paramètres physiques fondamentaux (viscosité, densité, température, pression) et des caractéristiques chimiques du manteau impose cependant peu de contraintes quant à la détermination de la géométrie et du nombre de couches de ce système — convection unicellulaire [Davies, 1990] ou bicellulaire [Anderson, 1979]. Néanmoins, le nombre croissant de pôles-sources mantelliques requis par les observations géochimiques (*cf.* chp. I-1.D) obligent l'intégration d'une forte hétérogénéité mantellique dans les schémas proposés.

Deux modèles principaux répondent à ces exigences et se partagent les faveurs des scientifiques.



Dans le premier (fig. I-8, [Davies, 1990]), les hétérogénéités sont distribuées dans l'ensemble du manteau, dont la viscosité est stratifiée, par la subduction durant des milliards d'années ; elles sont toutefois préférentiellement rassemblées dans le manteau profond, et conservées au cours du temps par de fortes viscosités<sup>28</sup>.

La limite manteau supérieur-manteau inférieur n'est ni une interface chimique ni une barrière à la convection. Une convection intégrale de grande échelle, intimement couplée à la tectonique des plaques (à l'accrétion comme à la subduction), brasse l'ensemble du manteau. La genèse des OIB est liée aux plaques subductées, recyclées, par des panaches chimiques qui remontent de la couche D".



<sup>28</sup> La viscosité est ici supposée augmenter d'un facteur 1 000 du sommet à la base du manteau ; les plaques subductées sont déformées par plissement.

La deuxième éventualité (fig. I-9, [Silver *et al.*, 1988]), appelée convection pénétrante, suppose l'existence de deux convections séparées par la limite manteau supérieur-manteau inférieur, à 670 km de profondeur (Montagner et Tanimoto [1991] proposent la discontinuité située à 370 km-450 km), ce qui suppose un changement de masse volumique d'au moins 2% au travers de cette discontinuité<sup>29</sup>. La lithosphère subductée pénètre dans le manteau inférieur, est réchauffée puis expulsée dans le manteau supérieur. La subduction et les courants ascendants en panache représentent les traits essentiels de la convection de grande échelle ; les zones d'accrétion, passives, ne reflètent que la convection superficielle du manteau supérieur. Les épanchements basaltiques sont liés aux éléments lithosphériques recyclés dans le manteau supérieur par la convection superficielle.

Ces deux modèles sont conformes aux observations géochimiques et sismologiques, et des modèles hybrides peuvent même être imaginés [Machetel & Weber, 1991 ; Van der Hilst *et al.*, 1991].

Il semble nonobstant que la pénétration des plaques dans le manteau, qui semble diriger la convection et déformer la topographie de la CMB [Bowin, 1991 ; Forte & Peltier, 1991 ; Richards & Enggebreston, 1992], soit un caractère constant des modèles<sup>30</sup>. Remarquons encore que le nombre de panaches dans ces deux modèles ne saurait être trop élevé, et les distances les séparant, trop faibles, comme le montrent également les études tomographiques [Montagner & Tanimoto, 1991] et les modèles numériques sphériques de convection [Bercovici *et al.*, 1989].

L'étude des tremblements de terre indique qu'aucun d'entre eux ne possède un foyer dont la profondeur excède les 700 km. En outre, le changement de phase : spinelle => pérovskite + MgO, supposé exister à 670 km de profondeur [Wilson, 1989 ; Machetel & Weber, 1991], implique des variations des propriétés rhéologiques (viscosité, en particulier) [McKenzie & Richter, 1980]. Ces deux arguments plaident en faveur d'une convection bicellulaire. Cependant, Van der Hilst *et al.* [1991] indiquent que si certaines lithosphères océaniques ne semblent pas pénétrer dans le manteau inférieur et sont déviées au niveau de la zone 410 km-670 km (sud des Kouriles, Japon ou arc des Bonins), d'autres plongent au-delà de cette limite (sous les fosses de Kouriles-Kamchatka ou des Mariannes, par exemple) ; ces observations sont incompatibles avec un modèle à deux convections strictement indépendantes. Par ailleurs, si le flux de retour, induit par une lithosphère plongeante de 50 km d'épaisseur, ne s'effectue que dans les 500 premiers kilomètres du manteau supérieur, la vitesse relative des points chauds ne serait égale qu'à 1% de celle des plaques lithosphériques ; les vitesses relatives observées semblent indiquer que ce flux de retour agit également dans le manteau inférieur [Anderson, 1989].

Le modèle bicellulaire proposé par Silver *et al.* [1988] paraît le plus cohérent ; il intègre à la fois la pénétration de la lithosphère océanique subductée dans le manteau

---

<sup>29</sup> Les valeurs des masses volumiques calculées à partir des vitesses des ondes P et S et d'une équation empirique (fig. I-10) montreraient une variation de près de 5% au niveau de cette limite [Dziewonski & Anderson, 1981].

<sup>30</sup> Une récente étude numérique suggère que la pénétration des plaques lithosphériques s'effectue sous forme d'avalanche, après accumulation de celles-ci au niveau du changement de phase à 670 km-700 km [Tackley *et al.*, 1993].

inférieur, la limite physique et chimique à 700 km de profondeur et les résultats tomographiques [Montagner & Tanimoto, 1991 ; Anderson *et al.*, 1992 ; par exemple]

### I-2.B. Le manteau supérieur

La structure grossière du manteau<sup>31</sup> correspond à des transformations de phases isochimiques (reliées aux discontinuités sismiques) dans un manteau de composition péridotitique relativement uniforme [Wilson, 1989]. Dans le manteau inférieur, deux principales limites sont dénombrées : la séparation noyau-manteau (CMB), proche de 2900 km de profondeur (avec la couche D" juste au-dessus), et la frontière, à environ 670 km de profondeur, qui délimite le manteau supérieur du manteau inférieur, lieu d'un important changement de phase<sup>32</sup>.

Dans le manteau supérieur, les variations de vitesse de l'onde S indiquent trois frontières importantes (fig. I-10) : la discontinuité de Mohorovicic, qui sépare la croûte (d'épaisseur comprise entre 5 km et 50 km) du manteau et qui n'intéresse pas cette étude, celle qui départage la lithosphère (partie rigide d'épaisseur fluctuant entre 50 km et 200 km) de l'asthénosphère<sup>33</sup>, et la séparation qui scinde le manteau supérieur en deux compartiments, l'asthénosphère et la mésosphère, mise en exergue par la transformation olivine => spinelle, située à une profondeur voisine de 400 km [Wilson, 1989 ; Bina, 1991]<sup>34</sup>. Ces deux limites (400 km et 670 km de profondeur), qui représentent les plus grandes discontinuités de masses volumiques, ne semblent pas posséder de topographie supérieure à 20 km-40 km [Bina, 1991]

L'asthénosphère (fig. I-10), qui nous intéresse plus particulièrement car située juste en dessous des plaques lithosphériques, représente une couche à faible vitesse (LVZ : Low Velocity Zone) ; son épaisseur est encore âprement discutée : Dziewonski et Anderson [1981] situaient sa base à une profondeur de 220 km, et Zhang et Tanimoto [1992] dissocient le cas des points chauds (base à 200 km de profondeur environs) de celui des dorsales (100 km). Cependant, Su *et al.* [1991, 1992] contestent ces résultats et préfèrent un modèle où l'anomalie de vitesse s'étend jusqu'à 300 km-400 km, certaines signatures pouvant excéder 600 km (sous les dorsales Pacifique-Antarctique et sud-ouest Indienne). Une récente compilation, sur cinq années, des données de longue période des ondes S et P ne met pas en évidence cette discontinuité [Shearer, 1990] qui doit être uniquement locale [Revenaugh & Jordan, 1989].

---

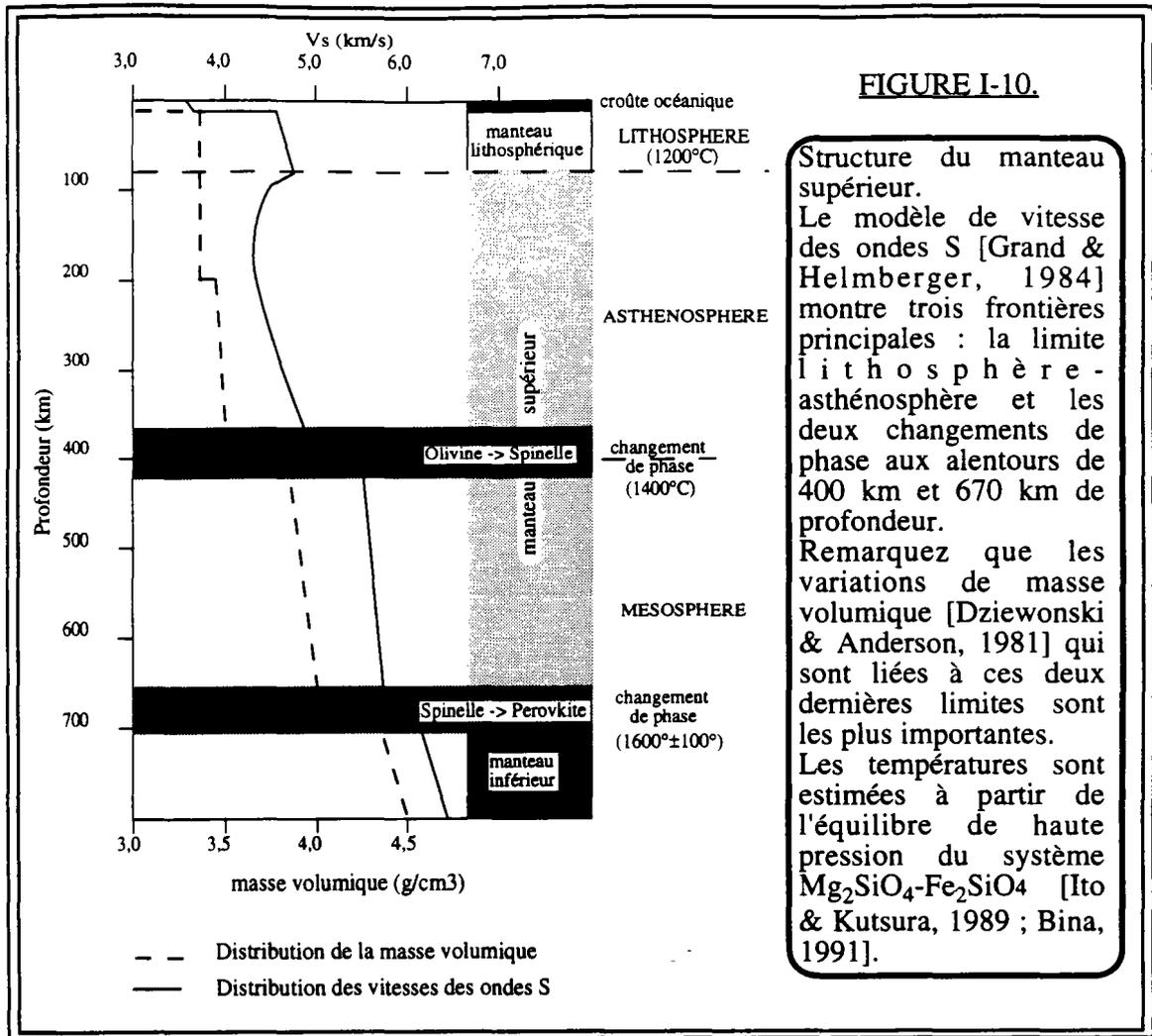
<sup>31</sup> Cette structure grossière est en tous points comparable à ce qui s'observe dans un bon Irish Coffee : une couche épaisse, dense, de whiskey (manteau inférieur), au-dessous d'une couche fine de café (manteau supérieur) et une couche, solide, de crème fouettée (lithosphère) [Le Moigne, inédit] — une couche supplémentaire plus visqueuse, du café sucré, serait incorporée à la base de la couche de café — ; les limites entre ces diverses couches représentent les discontinuités majeures de ce mélange alcoolisé. Notons toutefois que dans le modèle « Irish Coffee », le café est en général plus chaud que le whiskey, ce qui explique qu'il reste au-dessus de la composante alcoolisée [Goslin, comm. pers.].

<sup>32</sup> Les régions où s'opèrent ces changements de phase ont en réalité une épaisseur de quelques dizaines de kilomètres [Bina, 1991].

<sup>33</sup> L'isotherme 1 200 °C est considéré correspondre à la base de cette démarcation.

<sup>34</sup> Deux autres limites, de moindre importance, sont situées à 520 km et 710 km de profondeur [Revenaugh & Jordan, 1991].

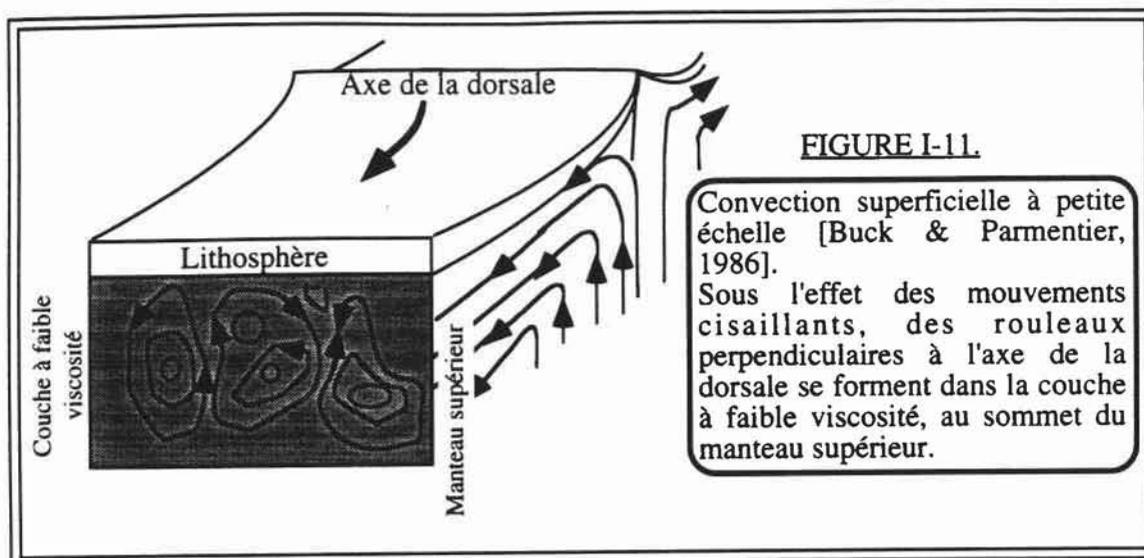
période des ondes S et P ne met pas en évidence cette discontinuité [Shearer, 1990] qui doit être uniquement locale [Revenaugh & Jordan, 1989].



La base de l'asthénosphère ne semble donc pas bien définie [Revenaugh & Jordan, 1987 ; 1989]. Au reste, Grand et Helmberger [1984], dans une étude spécifique à l'Atlantique Nord, indiquent que son épaisseur semble dépendre de la région et/ou de l'âge des structures<sup>35</sup>. Dans la partie ouest de l'Atlantique Nord, la vitesse diminue rapidement jusqu'à une profondeur de 200 km pour croître ensuite progressivement jusqu'à 400 km [Grand & Helmberger, 1984]. C'est ce modèle qui est représenté sur la figure I-10 et que nous adopterons pour notre étude de l'océan Atlantique. Montagner et Tanimoto [1991] suggèrent d'ailleurs la présence de deux convections séparées par une zone de transition : la première comprise entre 60 km et 270 km de profondeur environs, directement reliée à la tectonique des plaques et à la distribution des continents, la deuxième, situé en dessous de la limite à 450 km de profondeur, dominée par deux flux ascendants et deux flux descendants.

<sup>35</sup> Ces auteurs remarquent, par ailleurs, que les océans jeunes et rapides présentent des vitesses très faibles dans la partie sommitale de l'asthénosphère.

La limite supérieure de l'asthénosphère est soumise à de très forts frottements générés par la présence des plaques lithosphériques rigides ; ces frottements peuvent être considérablement réduits par une zone à faible viscosité<sup>36</sup> qui découplerait le mouvement des plaques de celui du courant mantellique sous-jacent, et expliquerait l'amortissement des ondes sismiques [McKenzie & Richter, 1980b ; Craig & McKenzie, 1986].



L'épaisseur et la viscosité de cette zone varient grandement suivant les auteurs<sup>37</sup>, respectivement entre 50 km et 200 km et entre  $10^{16}$  Pa.s et  $10^{20}$  Pa.s [Goslin & Maia, sous presse]<sup>38</sup>. L'existence même de cette couche est le sujet de vigoureux débats ; son existence permet en effet d'expliquer l'anomalie de subsidence thermique observée pour une lithosphère océanique âgée : une convection superficielle en rouleaux alignés dans le sens du cisaillement peut s'y développer (fig. I-11) et fournir l'apport de chaleur nécessaire au rehaussement du plancher océanique [Sclater & Francheteau, 1970 ; Parsons & McKenzie, 1978]. Des études de laboratoire ont indiqué en effet l'existence d'une telle convection créée par les mouvements cisailants [Richter, 1973 ; Parsons & McKenzie, 1978]. Buck et Parmentier [1986] montrent qu'une convection à petite échelle peut se développer dès les 5-10 premiers Ma dans une zone à faible viscosité, si l'on considère un milieu fluide dont la viscosité dépend étroitement des conditions de pression et de température. Elle permet, entre autres, d'expliquer la diminution de l'approfondissement du plancher océanique d'âge supérieur à 70 Ma. Certains auteurs préfèrent cependant interpréter l'anomalie de subsidence thermique du plancher océanique comme la conséquence des points chauds [Heestand & Crough, 1981, par

<sup>36</sup> L'assimilation de cette couche à faible viscosité à une zone de fusion partielle [McKenzie & Richter, 1980, par exemple] est courante mais non obligatoire [Bina, 1991].

<sup>37</sup> Skilbeck et Whitehead [1978] estiment cette épaisseur à 80 km ; Craig et McKenzie [1986], à près de 150 km ; Ceuleneer *et al.* [1988] évaluent la profondeur de sa base à 200 km.

<sup>38</sup> La viscosité moyenne du manteau supérieur est estimée à  $10^{21}$  Pa.s.

exemple] ou d'un phénomène dynamique dû au flux asthénosphérique [Phipps Morgan & Smith, 1992].

Les anomalies linéaires de moyennes longueurs d'onde (200 km-1 000 km) du géoïde (qui précèdent l'extrémité active des alignements des volcans) observées dans les océans Indien, Pacifique et Atlantique [Haxby & Weissel, 1986 ; Gibert & Courtillot, 1987 ; 1988 ; Cazenave *et al.*, 1992 ; Maia, 1990 ; Maia & Diament, 1991 ; Baudry & Kroenke, 1991 ; Gilg-Capar *et al.*, en préparation] semblent confirmer l'hypothèse d'une convection superficielle (fig. I-12). Ces anomalies, allongées dans la direction des mouvements des plaques, pourraient au reste expliquer les alignements volcaniques très rapprochés [Maia & Diament, 1991] et les réactivations volcaniques [Diraison, 1991]<sup>39</sup>.

La convection dans le manteau terrestre paraît être donc composée :

1) d'une convection de longueur d'onde supérieure à 6 000 km [Su & Dziewonski, 1991], de dimension comparable à celle des plaques lithosphériques [McKenzie & Weiss, 1975 ; McKenzie & Richter, 1980] ;

2) d'une convection dans le manteau supérieur, de longueur d'onde moindre<sup>40</sup>, comprise entre 1 000 km et 2 000 km ;

3) d'une convection de petite échelle en cellules de Richter, que nous appellerons « convection d'écoulement », dans la partie sommitale, à faible viscosité, du manteau supérieur, allongée dans le sens du mouvement des plaques et qui jouerait le rôle de lubrifiant entre la lithosphère et le manteau sous-jacent.

La limite entre les deux convections se situerait soit à la limite manteau inférieur-manteau supérieur [Silver *et al.*, 1988] soit dans une couche de transition comprise entre les profondeurs de 270 km et de 400 km [Montagner & Tanimoto, 1991].

Les rapports entre ces différentes convections possibles sont complexes et demeurent incompris. La corrélation entre les vastes domaines d'anomalies et les manifestations superficielles de l'accrétion semble se dégrader avec la profondeur [Anderson *et al.*, 1992] et l'anomalie de vitesse des ondes S est décalée par rapport à la dorsale vers l'est dans l'Atlantique Sud, en dessous d'une profondeur de 100 km à 200 km [Zhang & Tanimoto, 1992]<sup>41</sup>.

---

<sup>39</sup> Le contraste de viscosité entre cette zone et le manteau sous-jacent, et l'épaisseur de la couche à faible viscosité peuvent jouer, par ailleurs, un rôle prépondérant dans la profondeur de compensation des bombements [Robinson *et al.*, 1987].

<sup>40</sup> Les expériences de laboratoire présentent des cellules aussi larges qu'épaisses. Cependant, cette géométrie semble provenir des matériaux utilisés (nombres de Rayleigh et de Reynolds inadéquats) pour modéliser la rhéologie du manteau [McKenzie & Richter, 1980].

<sup>41</sup> La subsidence thermique du plancher océanique de la plaque Amérique du Sud est d'ailleurs bien plus forte que celle de son homologue de la plaque Afrique [Phipps Morgan & Smith, 1992].

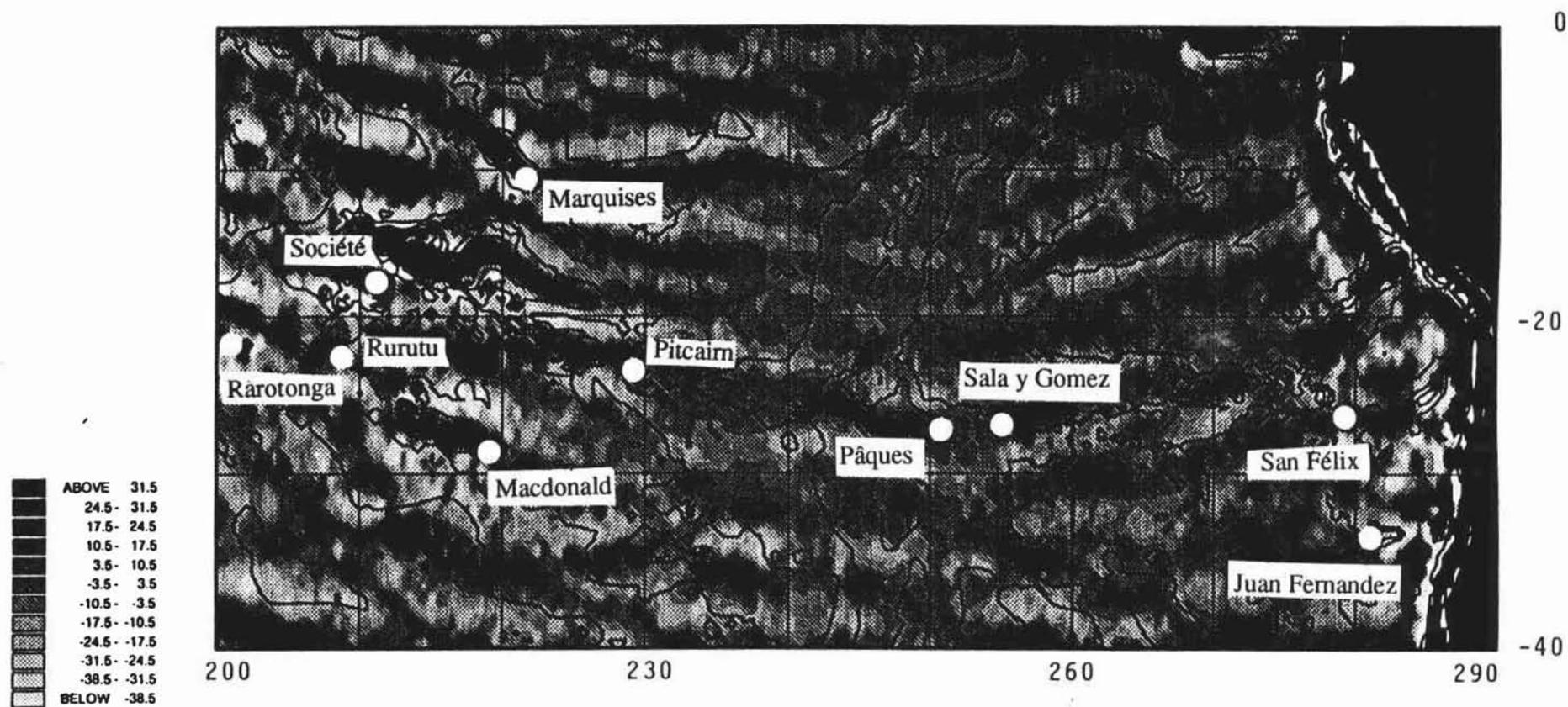


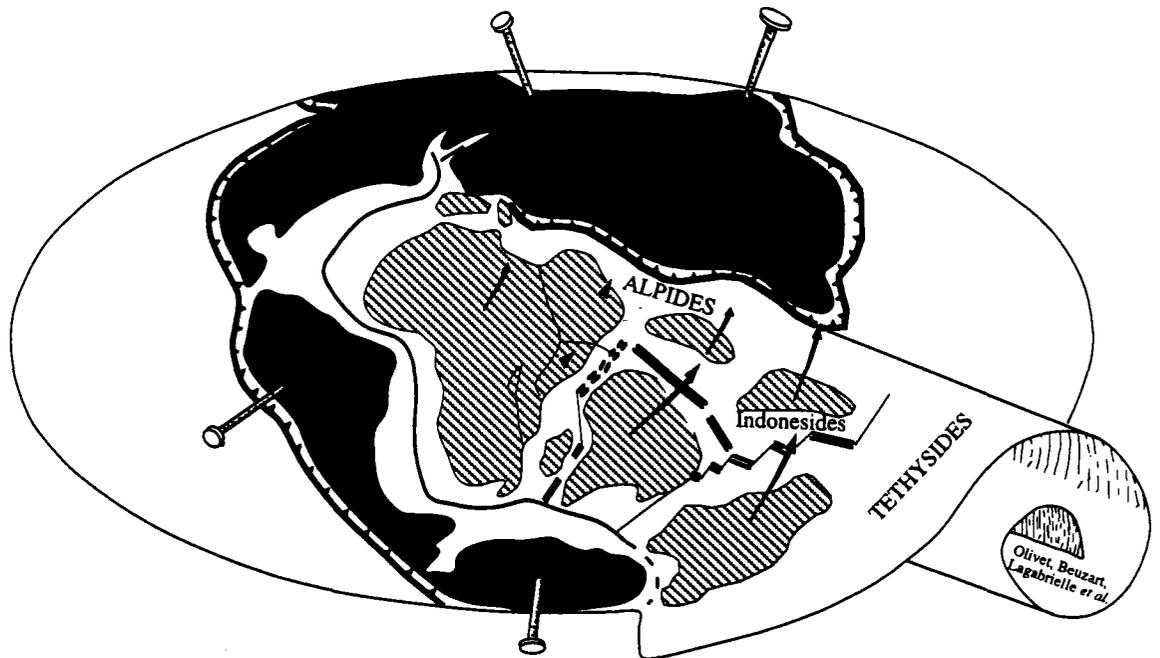
FIGURE I-12.

Anomalies du géoïde (longueur d'onde 280 km-800 km) et bathymétrie DBDB5 du Pacifique Central [Maia & Diament, 1990].  
 Les points blancs indiquent la position des points chauds connus [Bonatti et al, 1977 ; Turner et Jarrard, 1982 ; Duncan & Clague, 1985].

Ces observations indiquent l'existence d'un décalage entre les processus liés à l'accrétion même et ceux plus amples, plus profonds, idée qui reprend l'image d'une dorsale migrante [Houseman, 1983]. La zone de transition entre les deux convections signalée par Montagner et Tanimoto [1991] doit jouer un rôle important dans ce décalage et dans la répartition des anomalies de masses volumiques.

## CHAPITRE II

### *LA REGION D'ETUDE : L'ATLANTIQUE*



**Résumé**

La cinématique globale depuis 250 Ma (Permien Supérieur) peut être résumée en trois étapes : en premier lieu une période de distension de la Pangée, suivie de la dispersion des plaques lithosphériques durant deux phases principales séparées par une période de réorganisation générale des mouvements, la révolution crétacée.

Dans le détail, cependant, l'ouverture de l'océan Atlantique n'est pas homogène : des zones de frontière de second ordre (ZSFO), limites de plaques de second ordre (PSO) créant des points triples, perturbent la simplicité des mouvements généraux.

Les déplacements des PSO le long de ces zones de faiblesse peuvent créer, à certaines époques, des phases de distension sur l'axe de la dorsale qui fonctionne, dès lors, anormalement. Les manifestations volcaniques qui s'ensuivent créent des anomalies topographiques ; lorsque la ZSFO rejoue en coulissement, le dysfonctionnement de la dorsale s'arrête. L'expansion du plancher océanique scinde alors en deux le bombement et transporte ses parties de part et d'autre de la dorsale, loin de l'axe.

Les reconstitutions cinématiques, à différentes périodes, indiquent que la majorité de ces bombements possède un homologue sur la flanc opposé de l'océan et a été créée à l'axe de la dorsale.

Ces observations soulignent le caractère indubitable de la liaison « genèse du point chaud-zone de frontière de second ordre ».

## CHAPITRE II : CINEMATIQUE DE L' ATLANTIQUE

### Introduction

Des trois océans majeurs qui recouvrent le globe, l'océan Atlantique est le plus approprié à l'application de la méthode du rapport géoïde/topographie, le G/T « visuel », et à l'étude des relations point chaud-accrétion : sa morphologie, sa position, ainsi que celles de sa dorsale et de ses bombements, lui confèrent en effet les caractères requis pour l'utilisation de notre méthode (chp. II-1).

Seul océan uniquement bordé de marges passives<sup>1</sup> (fig. I-1), il garde, de plus, la mémoire de la distension originelle, prémices de l'océanisation, dans ces cicatrices. Son histoire entière, à l'encontre de celle de l'océan Pacifique, est gravée dans sa croûte, et sa « lecture » permet de reconstruire son évolution cinématique, aujourd'hui convenablement détaillée (chp. II-2).

Les bombements de l'océan Atlantique pourront ainsi être ressitués dans un contexte géodynamique (chp. II-3), où l'on retrouvera, et détaillera, les coïncidences déjà énoncées au chapitre précédent (point chaud-point triple, point chaud-épanchement continental).

### II-1. Choix de la région

Les critères qui nous ont conduit à choisir, comme zone d'étude, l'océan Atlantique, et plus particulièrement ses parties nord et centrale, sont au nombre de quatre.

La position des points chauds de l'Islande et des Açores, mais aussi de ceux d'Ascension, de Saint-Hélène et de Tristan da Cunha, à cheval ou proches de la dorsale, désigne tout particulièrement l'océan Atlantique comme une région de choix pour l'étude des interactions point chaud-accrétion.

Le taux d'accrétion peu élevé de l'océan Atlantique (de 1 cm/an à 4 cm/an) lui prodigue une physionomie bien marquée ; sa morphologie est accidentée par des reliefs importants, bien individualisés, et l'âge de son plancher océanique croît rapidement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'axe, parallèlement à la direction d'accrétion. Les manifestations topographiques parasites (marge passive, zone de fracture...) pourront donc être écartées aisément, *de visu*, des courbes du géoïde en fonction de la topographie (G(T)), et l'on choisira ainsi les portions de courbes qui reflètent uniquement les phénomènes que l'on désire étudier (chp. III-2). Les longueurs de profils

---

<sup>1</sup> Mis à part la zone des Antilles et celle des Sandwich.

interprétés pourront également être réduites (entre 500 km et 1500 km), sans pour cela limiter le domaine d'investigation à des phénomènes n'intéressant que l'axe ; cette réduction de longueur nous permettra, en outre, de nous affranchir des décalages générés par les erreurs d'orbite lors de la sommation des profils d'une même trace (chp. III-1).

La position géographique de l'océan Atlantique, entre les blocs Eurasie-Afrique et Amériques, c'est-à-dire entre les grandes nations qui étudient l'océanographie, le rend fréquemment visité ; une kyrielle de données — bathymétriques, paléomagnétiques, gravimétriques, sismiques, géochimiques ...— fut ainsi récoltée dès la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. La qualité des données bathymétriques près de la dorsale (couverture et précision suffisantes pour notre étude), en particulier dans l'Atlantique Nord et Central, nous permettra d'obtenir des courbes  $G(T)$  précises et fiables. La multitude et la diversité des résultats récoltés sur cette région nous aideront, d'autre part, à mieux contraindre, de façon « œcuménique », les modèles de genèse des bombements en reliant entre eux les résultats des diverses disciplines.

Enfin, la direction générale de la dorsale au sud des points chauds de l'Islande et des Açores est subperpendiculaire à l'orientation des traces du satellite : les résultats obtenus sur chaque profil de ces régions n'intègrent donc pas ou peu de perturbations, liées, par exemple, aux variations latérales d'épaisseur de la croûte océanique au sud de l'Islande, dont l'accroissement a dès lors un effet négligeable sur les courbes  $G(T)$ .

C'est donc sur la dorsale de Reykjanes que nous avons testé la méthode du  $G/T$  « visuel », pour l'appliquer ensuite à une région centrée sur la ride médio-atlantique, au sud des Açores.

Malgré le caractère sinueux de la ride médio-atlantique qui induit des variations importantes de l'obliquité entre les profils et la direction générale de la dorsale, causes d'une dégradation de la qualité des résultats (chp. III-2), l'étude fut étendue à l'ensemble de l'océan Atlantique.

Enfin, quelques profils furent étudiés aux alentours du point triple de Bouvet, sur la branche sud-ouest de l'océan Indien, où la dorsale présente une bonne orientation par rapport aux traces du satellite, afin de tester la méthode sur une portion d'océan autre que l'Atlantique.

## **II-2. Cinématique de l'Atlantique**

Les formes symétriques de part et d'autre de la ride médio-atlantique, véritables pièces de puzzle, intriguèrent les scientifiques bien avant ce siècle : dès 1620, Francis Bacon remarqua ces similitudes de contour, et, en 1858, les ressemblances troublantes entre les flores fossiles européenne et américaine du Carbonifère amenèrent Antonio Snider-Pellegrini, à l'instar de P. Placet en 1668, à proposer un modèle où la dislocation d'un bloc originel continental et la dérive de ses morceaux étaient interprétées comme des résultantes du déluge.



répartitions géobiologiques. Fondée au départ sur des concepts géophysiquement peu plausibles — balayés par Sir Harold Jeffreys<sup>2</sup> — cette théorie fut ensuite modifiée par Du Toit & Holmes qui, en 1930, attribuèrent les forces d'entraînement de la dérive des continents à des courants de convection dans le manteau supérieur.

Pourtant, ce n'est qu'au début des années soixante que le concept d'expansion des fonds océaniques, formulé à la fois par H. Hess & R.S. Dietz, s'imposa définitivement grâce à l'apport essentiel des paléomagnéticiens : F. Vine & D. Matthews, et simultanément Morley & Larabelle, suggérèrent, en effet, que les zébrures magnétiques relevées sur le plancher océanique — numérotées aujourd'hui de 1 à 34 et de M0 à M38<sup>3</sup> (fig. II-1) — résultaient à la fois de l'expansion océanique et de l'inversion périodique du champ magnétique terrestre. La tectonique des plaques fit dès lors son apparition.

La reconstitution des mouvements des plaques peut s'effectuer par différentes approches : soit par un calcul des mouvements absolus à partir d'un repère considéré comme fixe par rapport à l'axe terrestre (les panaches, par exemple ; cf. chp. I-1.A), soit par un calcul des mouvements relatifs à partir des anomalies magnétiques et des zones de failles transformantes. Ces zones, en effet, actives uniquement entre les axes d'accrétion qu'elles décalent, sont transportées ensuite passivement par les plaques ; les portions anciennes de ces failles transformantes mémorisent ainsi la direction des mouvements relatifs des plaques à l'époque de leur fonctionnement.

Les panaches, supposés créer les points chauds, ne pouvant, en réalité, servir de référentiel fixe absolu [Molnar & Stock, 1987, par exemple] (cf. chp. I-1.A), on préférera les reconstitutions obtenues par l'étude des zones transformantes, avalisées par les relevés d'anomalies magnétiques de part et d'autre de la dorsale.

L'océan Atlantique, avec ses bordures passives, recèle l'entière histoire de son évolution et se prête remarquablement bien à une telle méthode. Bullard *et al.* montrèrent, en 1965, qu'il était possible de proposer un ajustement préouverture uniquement sur des critères géométriques tels que la quantification des recouvrements et des « vides » entre les plaques mises en jeu (*misfit*) ; ils proposèrent ainsi la première reconstitution de la position initiale des continents avant l'ouverture de l'océan Atlantique, en supposant rigides les plaques lithosphériques<sup>4</sup>. L'histoire cinématique de l'océan Atlantique put ensuite être décrite étape par étape (fig. II-2).

L'océan Atlantique est composé de quatre parties, d'histoire cinématique distincte : l'Atlantique Nord, entre le Groenland et l'Eurasie ; l'Atlantique Central, entre l'Amérique du Nord et l'Afrique ; l'Atlantique Sud, entre l'Amérique du Sud et l'Afrique ; et l'Atlantique Equatorial, liaison entre les deux précédents. Le passage, à l'Eocène (56 Ma), d'une cinématique complexe entre plusieurs plaques à une cinématique simplifiée entre deux blocs uniquement<sup>5</sup> (« en ciseaux » : presque nulle en Sibérie et

<sup>2</sup> La dérive était la conséquence d'une marée terrestre, *Polflucht* ou « fuite loin des pôles ».

<sup>3</sup> Une absence d'inversion magnétique sépare, pendant 34 Ma, les anomalies 34 (85 Ma) à M0 (118,5).

<sup>4</sup> Dewey [1984] souligne : « Si les plaques lithosphériques se déformaient au cours de leur déplacement, aucun ajustement ne serait possible. ». Nous verrons, toutefois, que les résultats (recouvrements...), par exemple dans l'Atlantique Sud, obligent à certains aménagements de cet axiome.

<sup>5</sup> En première approximation.

**FIGURE II-2.**

Cassure et dispersion de la Pangée [Olivet *et al.*, 1987].  
Ce schéma montre les mouvements relatifs des plaques lithosphériques depuis le Jurassique Moyen (180 Ma-170 Ma). L'Afrique est dans sa position actuelle.

croissant jusqu'à l'Atlantique Austral) ne doit pas occulter l'importance des sutures entre les différentes plaques et le rôle des anciennes zones de frontière de plaque, où les mouvements relatifs furent importants dans les époques prééocènes et demeurent, probablement, non négligeables. Par exemple, certaines zones de fracture, Kane, Atlantis ou 15°N, montrent des petites divergences de direction avec celles, moyennes, de l'océan Atlantique [Olivet *et al.*, 1984].

En revanche, la géodynamique de chaque portion de l'océan Atlantique ne peut et ne doit être abordée indépendamment de celle de ses autres parties, ni de celle des autres océans. Les mouvements de toutes les plaques sont liés ; les modèles cinématiques régionaux doivent donc être cohérents entre eux. Les phases majeures de l'ouverture de l'océan Atlantique — d'une périodicité égale à environ 30 Ma-40 Ma (fig. II-1) — se retrouvent d'ailleurs dans l'histoire cinématique de l'océan Pacifique [Olivet *et al.*, 1984 ; Scotese *et al.*, 1988 ; Olivet, sous presse ; comm. pers.]. C'est donc d'un point de vue global que nous aborderons la cinématique de l'Atlantique pour en tracer les grands traits.

### **La Pangée**

Il y a 200 Ma l'océan Atlantique et l'océan Indien n'existaient pas ; les plaques d'alors étaient réunies pour former un « supercontinent » : la Pangée (fig. II-3). Celle-ci était contenue dans un hémisphère, l'autre étant occupé par l'océan Pacifique, ou Panthalassa. Cette configuration simple semble être reliée, depuis le Dévonien (350 Ma-300 Ma) jusqu'à la révolution du Crétacé (125 Ma-80 Ma), à la structure en balle de tennis du géoïde actuel, reflet de la distribution des masses volumiques dans le manteau inférieur ; la morphologie de la convection du manteau inférieur exerce donc probablement une influence stabilisatrice ou modératrice sur les circulations du manteau supérieur et les mouvements des plaques, sans pour cela en être obligatoirement leur instigatrice [Le Pichon & Huchon, 1984].

L'océan Pacifique, ourlé de zones de subduction et de forme globalement inchangée à travers le temps, est au moins âgé de 600 Ma, sinon pérenne ; il se prolonge, au Paléozoïque moyen et supérieur, à l'intérieur de la partie orientale de la Pangée, entre le Gondwana et la Laurasia, par un bras appelé Thétys (fig. II-3). Les plaques demeurant, malgré leurs mouvements, à l'intérieur d'un hémisphère jusqu'à la fin du Crétacé au moins [Le Pichon & Huchon, 1984], l'ouverture de l'océan Atlantique et de l'océan Indien ne peut se réaliser qu'aux dépens de la Thétys (fig. II-4).

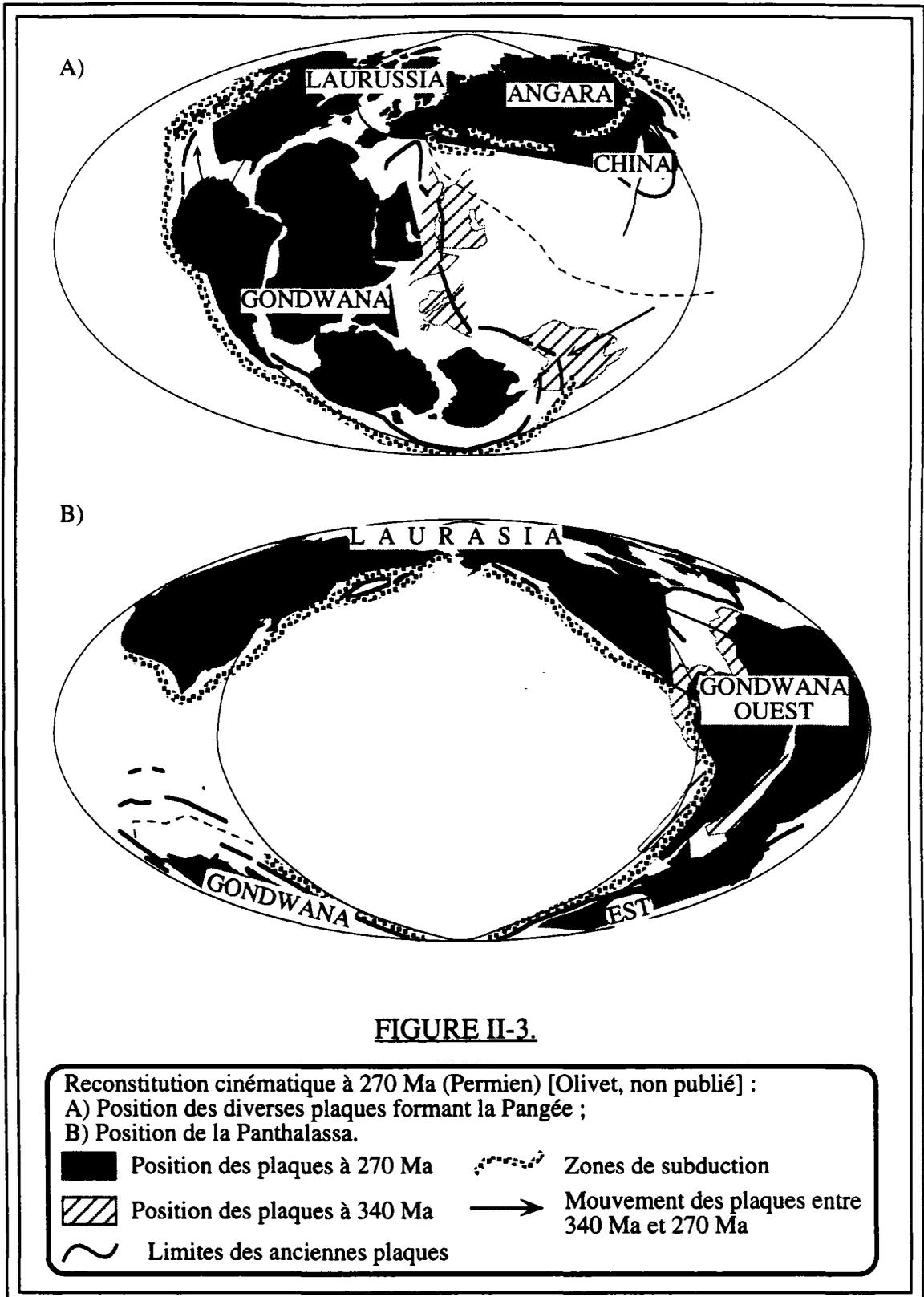
La cinématique générale des plaques depuis 250 Ma peut se résumer en trois étapes : en premier lieu, une distension générale jusqu'au milieu du Dogger (180 Ma), suivie de la dislocation de la Pangée en deux périodes séparées par une réorganisation cinématique générale durant le Crétacé, entre les anomalies M0 et 34 (fig II-1 et II-4)<sup>6</sup>. La première phase correspond à la création de deux liaisons à travers la Pangée, entre l'ouest de la Thétys et l'océan Pacifique. Après la révolution crétacée, ces passages se ferment et l'ouverture prend alors une orientation générale nord-sud [Olivet, sous presse].

---

<sup>6</sup> Cette réorganisation cinématique générale s'effectue pendant la période d'absence d'inversion magnétique ; cette constatation montre l'origine profonde plausible des caractères globaux de la tectonique des plaques.

**La phase de distension initiale (250 Ma-180 Ma)**

Pendant 50 Ma à 70 Ma, avant le milieu du Dogger (180 Ma), une grande distension affecte la Pangée : elle tend à séparer, d'abord la Laurasia du Gondwana,



puis, à l'intérieur de ce dernier, la partie ouest, formée de l'Afrique et de l'Amérique du Sud, de la partie est, regroupant l'Antarctique, l'Inde et l'Australie (fig. II-4.a).

La première distension (entre la Laurasia et le Gondwana) reprend les chaînes calédoniennes et hercyniennes, témoins de la fermeture du protoocéan Atlantique<sup>7</sup>.

La deuxième, parallèle à la précédente, n'utilise aucune zone de suture — donc de faiblesse — ancienne ; sa localisation doit être probablement inhérente à la longueur d'onde caractéristique des cellules de convection, reliée à la dimension des plaques Afrique et Amérique du Sud (5 000 km-6 000 km)<sup>8</sup>, et à l'emplacement de l'ouverture de l'océan Atlantique Central [Olivet, comm. pers.].

### **La dislocation de la Pangée : Phase I**

Vers 180 Ma, l'Amérique du Sud se détache de l'Amérique du Nord, emportant avec elle le micro-continent Yucatan et l'Amérique Centrale ; ce mouvement crée le domaine caraïbe et le golfe du Mexique, océan secondaire [Ross & Scotese, 1988 ; Olivet, sous presse] et (fig II-4.a et II-4.b).

C'est aussi vers 180 Ma que débute l'ouverture lente de l'Atlantique Central<sup>9</sup> et la fermeture de la Thétys : l'Afrique, liée à l'Amérique du Sud, s'éloigne du bloc constitué du Groenland, de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie ; ce mouvement durera jusqu'au Sénonien<sup>10</sup> (85 Ma-90 Ma). Au sud, l'océan Indien s'ouvre lentement.

La fin du jurassique (anomalie M22, 152 Ma) est marquée par de véritables changements dans les mouvements relatifs entre les plaques.

Les mouvements entre l'Afrique et l'Amérique du Nord changent d'orientation ; le taux d'accrétion de l'Atlantique Central en subit une diminution. En fait, l'Amérique du Sud semble freiner la progression du Gondwana ; elle ralentit peu à peu sa progression jusqu'à arrêter l'expansion océanique du domaine caraïbe au milieu du Campanien (80 Ma) [Ross & Scotese, 1988]. Le début de l'ouverture de l'Atlantique Sud (130 Ma-120 Ma) permettra la reprise des mouvements rapides de l'Afrique et de la partie est du Gondwana.

L'ouverture de l'océan Atlantique Sud fut d'abord considérée uniforme du sud au nord [Bullard *et al.*, 1965 ; Le Pichon, 1968 ; Le Pichon & Hayes, 1971] ou fonctionnant en ciseaux, le sud précédant le nord [par ex. : Rabinowitz & La Brecque, 1979]. Cependant, les reconstitutions de la phase initiale obtenues par ces deux modèles accusent des recouvrements et des déficits de croûte continentale de plusieurs centaines de kilomètres (en particulier entre la Guinée et la Guyane) [par exemple, Unternher *et al.* 1988 ; Nürnberg & Müller, 1991]<sup>11</sup>, ou imposent, simultanément à l'ouverture du

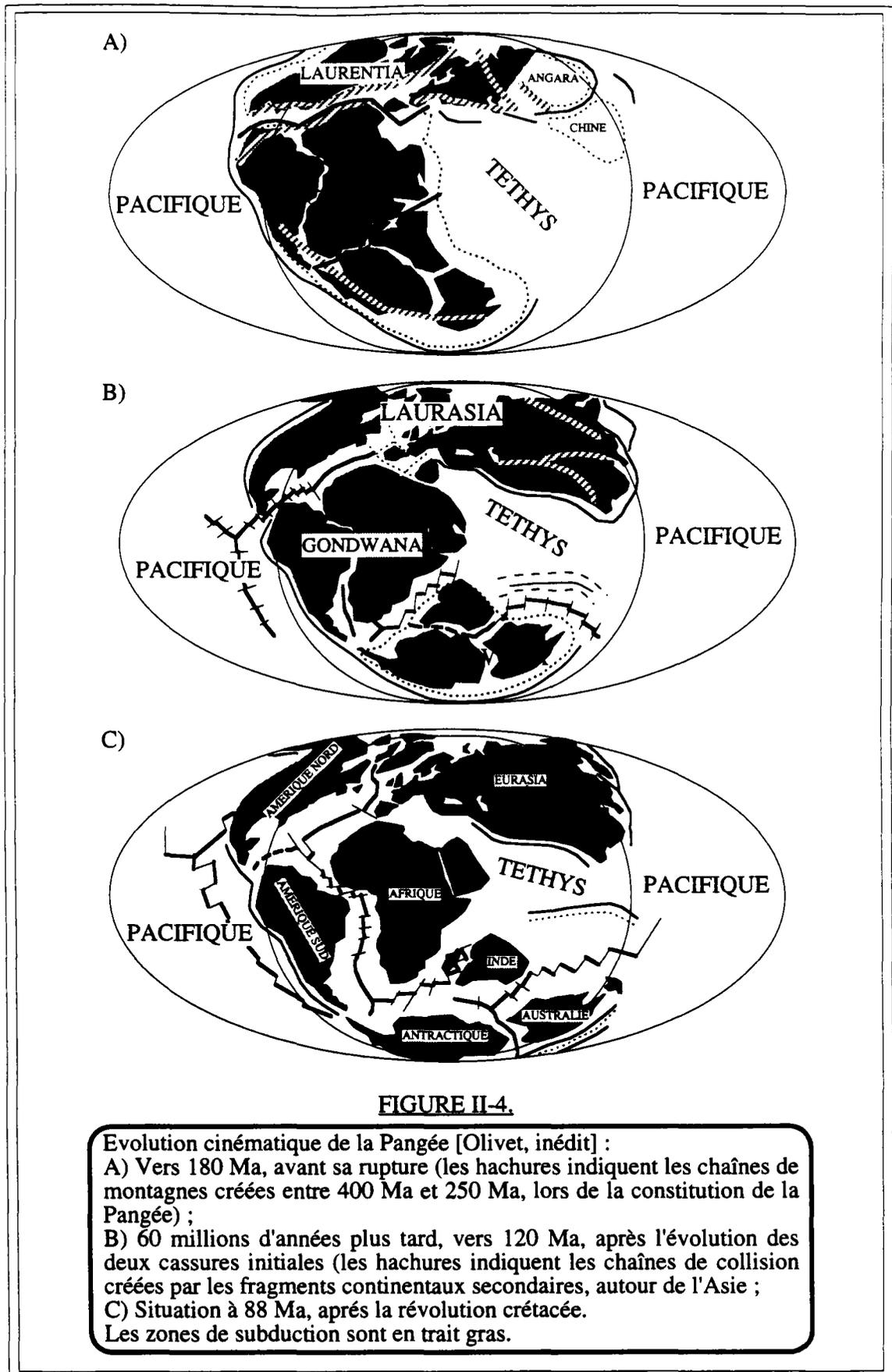
<sup>7</sup> On peut supposer que les effondrements gravitaires dûs à l'accumulation de chevauchements dans les régions montagneuses [Molnar & Tapponier, 1978 ; Malavieille, 1987] occasionnent une remontée des isothermes, qui favorise une phase extensive — ou, du moins la facilite — et autorise la séparation des plaques.

<sup>8</sup> Cette longueur d'onde se retrouve dans les résultats de sismologie de Su & Dziewonski [1991].

<sup>9</sup> Le « Blake Plateau », morceau de continent arraché par la distension, résulte de cette période.

<sup>10</sup> Le taux d'expansion va augmenter jusqu'à l'anomalie M22 (152 Ma).

<sup>11</sup> Résultats inexplicables si l'on tient compte de l'homogénéité remarquable entre les deux marges.

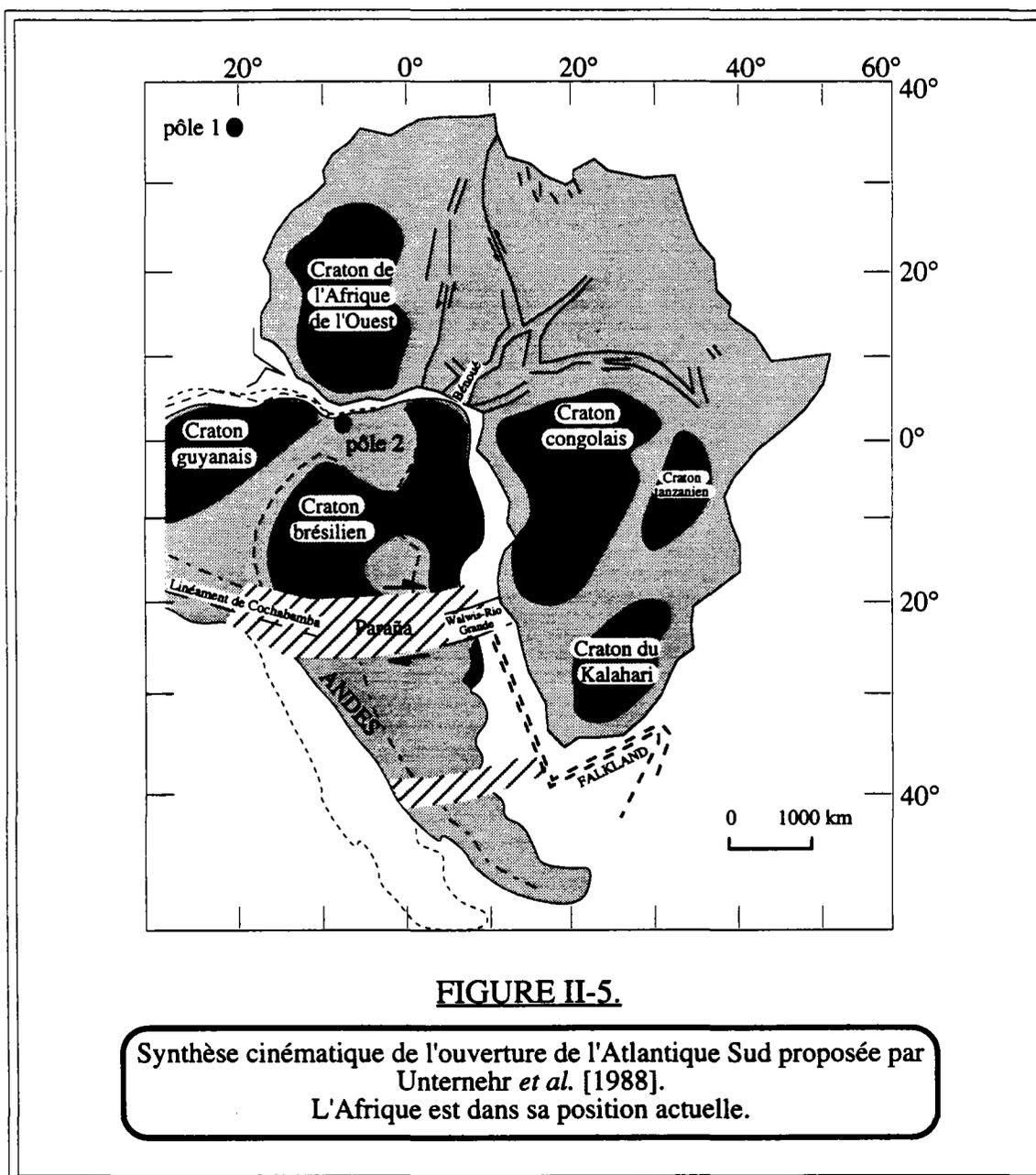


domaine sud, une phase compressive majeure sur près de 200 km, entre le plateau Demerara et la marge guinéenne, dont l'extension sur les continents devrait être plus importante que celle observée [Unterneh *et al.*, 1988].

Ces constatations amènent à considérer que les plaques mises en jeu ne possèdent pas un comportement strictement rigide.

Pindell et Dewey [1982] proposent que le sud-est de l'Afrique ait subi une rotation par rapport à la partie nord-ouest autour de la zone de Bénoué [voir, également, Fairhead, 1988 ; Fairhead & Binks, 1991 ; Binks & Fairhead, 1992] ; cette hypothèse laisse, toutefois encore, un déficit au sud de l'Atlantique Sud [Unterneh *et al.*, 1988].

Curie [1984], puis Unterneh *et al.* [1988], considèrent que la déformation intraplaque s'effectue, au sein du continent d'Amérique du Sud, de la ride de Rio Grande



à la frontière andine entre le Cochabamba et le Santa Cruz<sup>12</sup>, en incluant le bassin majeur de Parana<sup>13</sup> (fig II-5). Cette hypothèse permet un très bon ajustement entre les deux continents ; l'ouverture se réalise à l'aide d'un décrochement dextre de la partie sud de l'Amérique du Sud<sup>14</sup>, dont la ride Walvis-Rio Grande serait l'extension dans le domaine marin<sup>15</sup>. A l'Aptien (118 Ma), le jeu de cette discontinuité va progressivement cesser : l'ouverture de la partie nord s'opère, l'Afrique se découple entièrement de l'Amérique du Sud [Curie, 1984].

C'est également à l'Aptien que débute l'ouverture, lente, de l'Atlantique Nord, dans le bassin de Rockall, la baie de Baffin et la mer du Labrador (fig. II-6).

### La révolution crétacée

Entre les anomalies M0 (118 Ma) et 34 (84 Ma), de grands bouleversements se réalisent : c'est la révolution du Crétacé moyen. Les mouvements relatifs changent de direction et de nouveaux centres d'accrétion commencent à se former aux dépens d'autres, plus anciens (fig II-4.c). L'Amérique du Sud remonte vers le nord, ainsi que l'Afrique : les communications entre le Pacifique et l'Atlantique et entre l'Atlantique et la Thétys se referment progressivement ; une partie du Gondwana rentre en contact avec l'Eurasie (mouvements de compression en Turquie).

Au nord, la plaque ibérique, entraînée par l'Afrique, débute son mouvement par rapport à l'Amérique du Nord et à l'Eurasie, en coulisant le long du bassin pyrénéen (fig. II-6) : l'axe d'accrétion liguro-piémontais passe à l'ouest et au nord de l'Ibérie. Un premier bassin océanique entre le Grand Banc de Terre-Neuve et le Portugal ainsi que le golfe de Gascogne en découlent. Ce mouvement crée les rides anormales de Terre-Neuve et de Joséphine-Madère qui témoignent<sup>16</sup>, elles aussi, d'un fonctionnement anormal de la dorsale à cette époque [Olivet *et al.*, 1984].

Enfin, la dorsale qui traversait le Gondwana austral (le bloc Madagascar-Inde-Australie-Antarctique s'éloignait du bloc Amérique du Sud-Afrique) passe au sud de l'Inde (fig. II-4.c) ; celle-ci amorcera sa progression rapide vers l'Eurasie à l'anomalie 34. Ce cheminement nécessitera une subduction de plusieurs milliers de kilomètres de la plaque afro-indienne sous l'Asie : c'est l'amorce de l'orogénèse alpine.

### Phase II

A partir de l'anomalie 34 (84 Ma), les plaques qui formaient la partie est du Gondwana, ainsi que l'Afrique, tendent donc à refermer totalement la Thétys, et se

<sup>12</sup> Cette ligne correspond par ailleurs à une virgation importante de la chaîne andine.

<sup>13</sup> A l'instar du Groenland dans le prolongement de la zone de frontière de second ordre Davis-Islande-Féroé-mer du Nord, cette région est marquée par un des plus grands épisodes volcaniques continentaux.

<sup>14</sup> Entre deux domaines géodynamique différents : la plateforme d'Amérique du Sud, au nord, stable et rigide depuis le Cambrien, et la plateforme patagonienne, au sud, plus jeune, mobile.

<sup>15</sup> Gibert et Courtillot [1988] notent, à partir de données altimétriques, l'existence de mouvements différentiels pendant les 35 derniers millions d'années dans l'Atlantique Sud qui peut s'expliquer par un découplage de part et d'autre du point chaud de Tristan da Cunha.

<sup>16</sup> La reconstitution cinématique, pour cette période, montre effectivement que ces deux anomalies topographiques se superposent (fig. II-6).

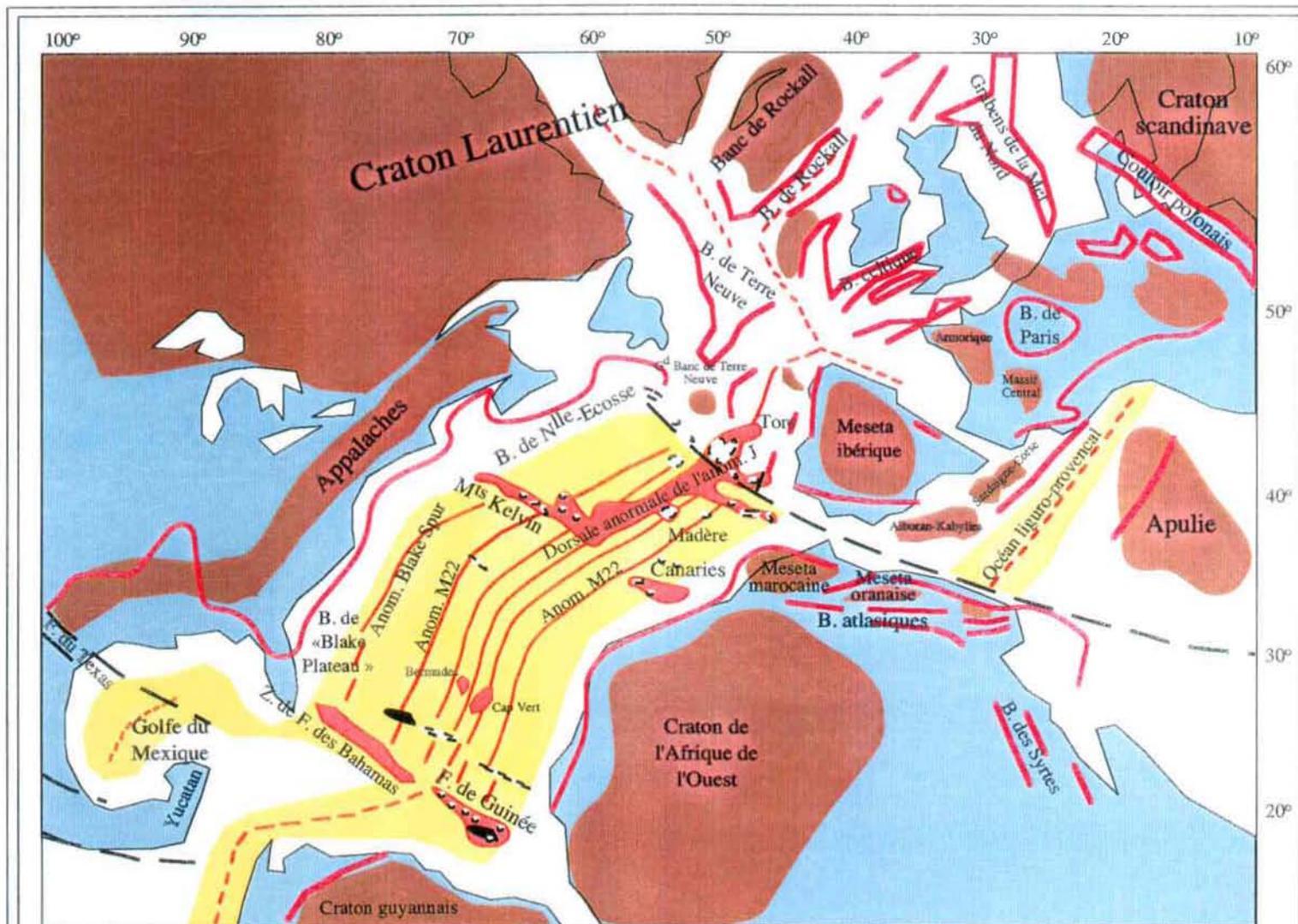


FIGURE II-6.

Reconstitution cinématique à l'anomalie M0 (118,5 Ma) [Olivet, inédit]. Amérique du Nord Fixe.

- |   |                   |  |            |   |                     |
|---|-------------------|--|------------|---|---------------------|
|  | Cratons           |  | Bassins    |  | Anomalie magnétique |
|  | Domaine océanique |  | Bombements |   |                     |

déplacent vers le nord par rapport à l'Eurasie ; les plaques restantes, astreintes par la relative stabilité de la géométrie du Pacifique, voient leurs mouvements se limiter à des déplacements secondaires (fig. II-4.c).

C'est à partir de cette période que commence véritablement l'ouverture de l'Atlantique Nord. Elle est compliquée par l'existence de plusieurs plaques indépendantes ; leurs mouvements vont affecter la configuration de cet océan. Cette complexité est probablement héritée de l'ancienne suture du protoocéan Atlantique.

A la suite du coulisement de la plaque ibérique<sup>17</sup>, le bloc Eurasie-Ibérie-Groenland s'éloigne de l'Amérique du Nord, ouvrant la mer du Labrador et la baie de Baffin. L'Atlantique Nord et l'Atlantique Central croissent à vitesse identique, mais dans des directions différentes : l'Afrique débute sa phase de compression nord-sud avec l'Eurasie.

Les mouvements de l'Afrique par rapport à la plaque ibérique sont décrits, dès lors, par la zone Pico-Gloria [Olivet *et al.*, 1984] ; la plaque ibérique, qui progresse vers le nord-ouest à partir de l'anomalie 33 (Campanien supérieur, 76 Ma), entraîne le début de la tectonique pyrénéenne dans sa partie orientale [Olivet *et al.*, 1984]. Dans l'Atlantique Central, les zones de fracture accusent un changement de direction d'une trentaine de degrés.

Les reconstitutions entre les anomalies 34 et 24 montrent que la double fracture Charlie-Gibbs aligne des segments fossiles qui donnent la même direction de mouvement pendant près de 30 Ma ; le décalage de plus de 300 km de la dorsale par cette grande discontinuité de surface doit donc exercer un contrôle sur l'orientation du mouvement relatif [Olivet *et al.* 1984].

A l'ouest, les mouvements entre les deux Amériques deviennent secondaires ; l'Afrique s'éloigne de l'Amérique du Sud, et l'ouverture de l'Atlantique équatorial s'accroît. Entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique, les mouvements se réduisent (mais ne sont pas nuls<sup>18</sup>).

L'Inde et l'Australie, qui se détachent de l'Antarctique, entament leur mouvement rapide vers le nord, guidées, semble-t-il, par la subduction de la plaque afro-indienne sous l'Eurasie.

Lors, les grandes orientations changent peu ; la cinématique de l'Atlantique peut se décrire, en première approximation, par les mouvements relatifs entre deux blocs<sup>19</sup>. L'Inde et l'Australie continuent leur progression ; seul l'Atlantique Nord subit des modifications importantes.

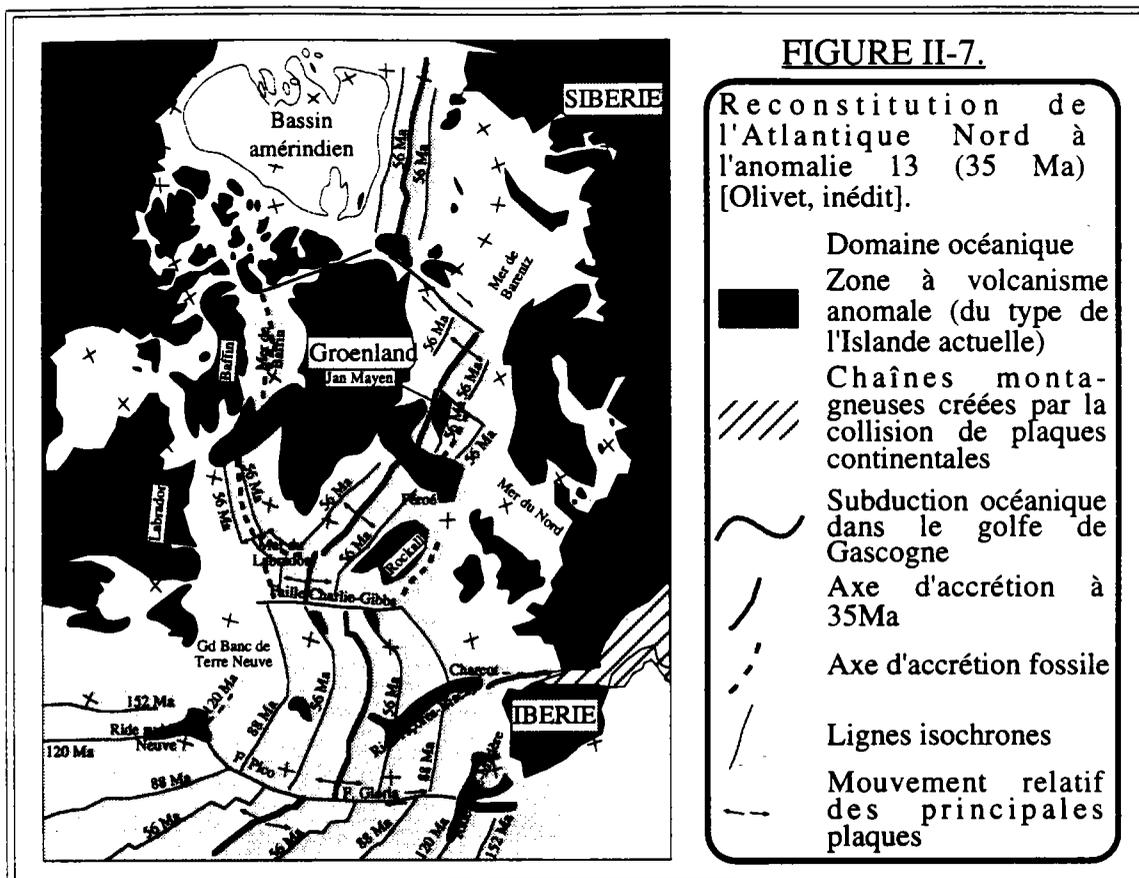
---

<sup>17</sup> Ce mouvement crée les monts Charcot et Biscay et leurs correspondants occidentaux, les monts sous-marins Milne.

<sup>18</sup> Les zones de fracture n'indiquent pas les mêmes directions.

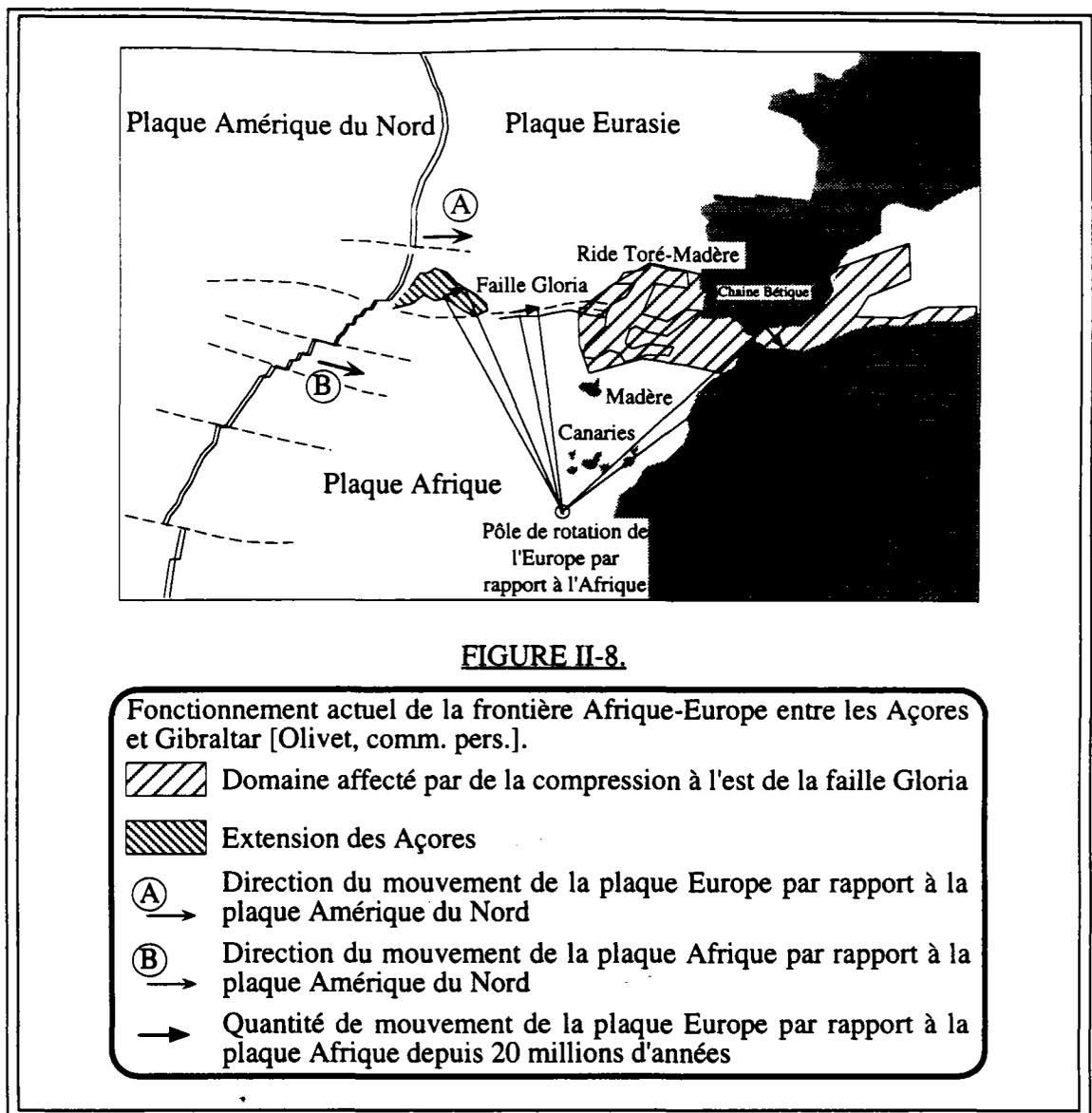
<sup>19</sup> La tectonique alpine postéocène suggère, toutefois, des mouvements un peu plus compliqués [Olivet *et al.*, 1984].

A l'anomalie 24 (56 Ma), l'axe d'accrétion septentrional passe à l'Est du Groenland (fig. II-7) : la croûte océanique apparaît tout le long de l'Eurasie (naissance des bassins de Reykjanes et de l'Arctique). Le Groenland sera indépendant à la fois de l'Europe et de l'Amérique pendant 20 Ma, créant un point triple au sud de la mer du Labrador [Kristoffersen & Talwani, 1977]. Les mouvements relatifs sur la zone de faille transformante Charlie Gibbs créent les plateaux oriental et occidental de Thulé [Unternehr, 1982].



Dans l'Atlantique Central, on assiste à la naissance des Açores à partir de l'anomalie 13 [Olivet, 1984] : le point triple qui a fonctionné jusqu'alors en ride-ride-faille (faille Sud-Açores), avec un pôle de rotation au nord, joue désormais en ride-ride-ride<sup>20</sup> avec un pôle de rotation situé au sud (fig. II-8) ; la position de ce nouveau pôle de rotation entraîne un coulisement sur la faille Gloria mais un régime distensif aux Açores. Ce dysfonctionnement de la dorsale médio-atlantique crée le volcanisme de ces îles et leur bombement associé [Olivet, 1984 ; sous presse].

<sup>20</sup> Ce point est sujet à d'innombrables controverses [voir, par exemple, Madeira & Ribeiro, 1990].



A l'anomalie 13 (35 Ma), l'ensemble de l'Atlantique prend sa physionomie actuelle.

Dans l'Atlantique Nord, le Groenland se rattache à l'Amérique du Nord : l'ouverture de la mer du Labrador et de la baie de Baffin se termine (fig. II-6). La ride Islande-Féroé se forme, entre 38 Ma et 10 Ma, par le fonctionnement du point triple créé par la rotation du micro-continent Jan Mayen [Unternehm, 1982]. Les mouvements au nord et au sud de cette ride ne peuvent être décrits par les mêmes paramètres, prouvant l'existence de la zone de frontière de second ordre Davis-Islande-Féroé-mer du Nord [Unternehm, 1982].

Dans l'Atlantique Central, les zones de fractures transformantes Kane et 15°N sont encore un peu divergentes [Pitman & Talwani, 1972] et semblent liées à des

déformations intraplaques<sup>21</sup> et à la formation initiale d'anomalies topographiques (Bermudes et Cap Vert ; ride des Bahamas et fracture de Guinée ; fig. II-6).

En conclusion, nous pouvons noter que les mouvements des différentes plaques issues de la dislocation de la Pangée sont inscrits dans deux grandes périodes :

1) Rupture suivant deux lignes tendant à relier le Pacifique et la Thétys ;

2) Fermeture de ces communications par un mouvement de l'Afrique, de l'Inde et de l'Australie vers l'Eurasie ; les autres plaques ne bougent presque plus, limitées dans l'espace par les subductions qui bordent l'océan Pacifique.

Cependant, dans le détail, l'océan Atlantique ne s'ouvre pas de façon homogène et de multiples zones de déformations intraplaques jouent un rôle important dans la cinématique de cet océan. A ces mouvements secondaires semblent associées les manifestations anormales de surface (bombements, rides aséismiques) dans l'ensemble de l'océan Atlantique.

C'est cette coïncidence que nous allons détailler maintenant.

### **II-3. Zone de frontière de second ordre et anomalie topographique**

L'étude cinématique de l'Atlantique montre, à l'évidence, une relation certaine entre les anomalies de topographie du plancher océanique et certaines zones de faiblesse dans la lithosphère continentale. Ces zones de frontière de second ordre sont « 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 » [Olivet *et al.*, 1984]. Elles sont situées entre les plaques majeures et des plaques de second ordre (PSO), ou à l'intérieur des plaques majeures, les morcelant.

La grande majorité des bombements possède un homologue sur le flanc opposé de l'océan Atlantique. Ils furent formés sur l'axe de la dorsale, puis se scindèrent en deux lors de l'expansion des fonds océaniques (fig. II-5, II-6, II-7, II-9 et II-10<sup>22</sup>). Leur formation semble générée par un dysfonctionnement de la dorsale, lié aux mouvements des plaques autour d'une zone de frontière de second ordre<sup>23</sup>.

La zone Açores-Gibraltar est particulièrement représentative d'un tel processus. En effet, la plaque ibérique, entraînée par la plaque Afrique, crée, à l'anomalie M0, une

---

<sup>21</sup> Ces déformations correspondent, à l'ouest, sur le continent américain, à la virgation des Appalaches.

<sup>22</sup> Les pôles de rotations des figures II-9 et II-10 sont retranscrites dans les tableaux II-1 et II-2.

<sup>23</sup> Leur allure générale, en « V », pointe vers le sud, traduit un mouvement vers le nord durant l'activité volcanique qui les forma. Cette tendance est générale à l'ensemble de l'océan Atlantique et paraît perdurer au moins depuis l'ouverture, au milieu du Dogger.



zone distensive aux alentours du point triple formé par cette discontinuité. De ce mouvement découle un fonctionnement anormal de la dorsale (fig. II-6.). Un volcanisme anormal (du type de celui de l'Islande actuelle) génère alors les rides de Terre-Neuve et de Toré-Madère, qui forment à cette époque un seul ensemble.

Puis, durant le fonctionnement en ride-ride-faille du point triple, qui durera jusqu'à l'anomalie 24, aucun volcanisme ne lui est associé ; l'expansion du plancher océanique scinde en deux le bombement : les rides susnommées sont emportées passivement de part et d'autre de l'axe d'accrétion.

Vers 43 Ma, le pôle de rotation de l'Ibérie passe au sud : le point triple des Açores joue en ride-ride-ride (fig. II-8)<sup>24</sup>. L'épanchement volcanique qui s'ensuit crée le bombement des Açores.

La genèse des points chauds, à travers cet exemple, semble donc intimement reliée aux mouvements des plaques le long des zones de frontière de second ordre.

Au reste, certains points chauds de l'Atlantique semblent associés à une phase d'épanchement volcanique continental. C'est en particulier le cas pour l'Islande qui se forme dans la continuité des phases volcaniques continentales tertiaires de la Grande-Bretagne et du Skærgaard (Groenland) [Molnar & Stock, 1987 ; Hill, 1991].

De même, dans l'Atlantique Sud, les alignements Walvis et Rio Grande sont associés aux épanchements de Paraña (Brésil) et de l'Enendeka (Namibie) [Unternehner *et al.*, 1988 ; O'Connor & Duncan, 1990 ; Nürnberg & Müller, 1991 ; Chang *et al.* 1992 ; Wilson & Guiraud, 1992]<sup>25</sup> et les alignements Sainte Hélène-Cameroun et Bahia-Pernambuco sont reliés aux épanchements de la zone de Bénoué et à ceux, moindres, de Pernambuco (au nord-est du Brésil) [Fairhead, 1988 ; Fairhead & Binks, 1991 ; Nürnberg & Müller, 1991 ; Wilson & Guiraud, 1992 ; O'Connor & le Roex, 1992 ; Binks & Fairhead, 1992]<sup>26</sup> — Nürnberg et Müller [1991] supposent que les zones de faiblesse situées dans le bassin de Paraña-Charcos, dans la zone de Bénoué-Niger et dans le bassins du Colorado (au sud de l'Atlantique Sud) furent actives pendant, voire antérieurement, la cassure initiale des continents. Dans l'Atlantique Equatorial, les rides de Ceara et de Sierra Léone sont liées aux linéaments et aux épanchements de Guinée et de Mahanhão [Masclé *et al.*, 1988 ; Wilson & Guiraud, 1992 ; Olivet, comm. pers.].

Cette liste n'est pas exhaustive, et il est probable que d'autres associations existent.

Mis à part les anomalies topographiques susmentionnées, on peut noter également :

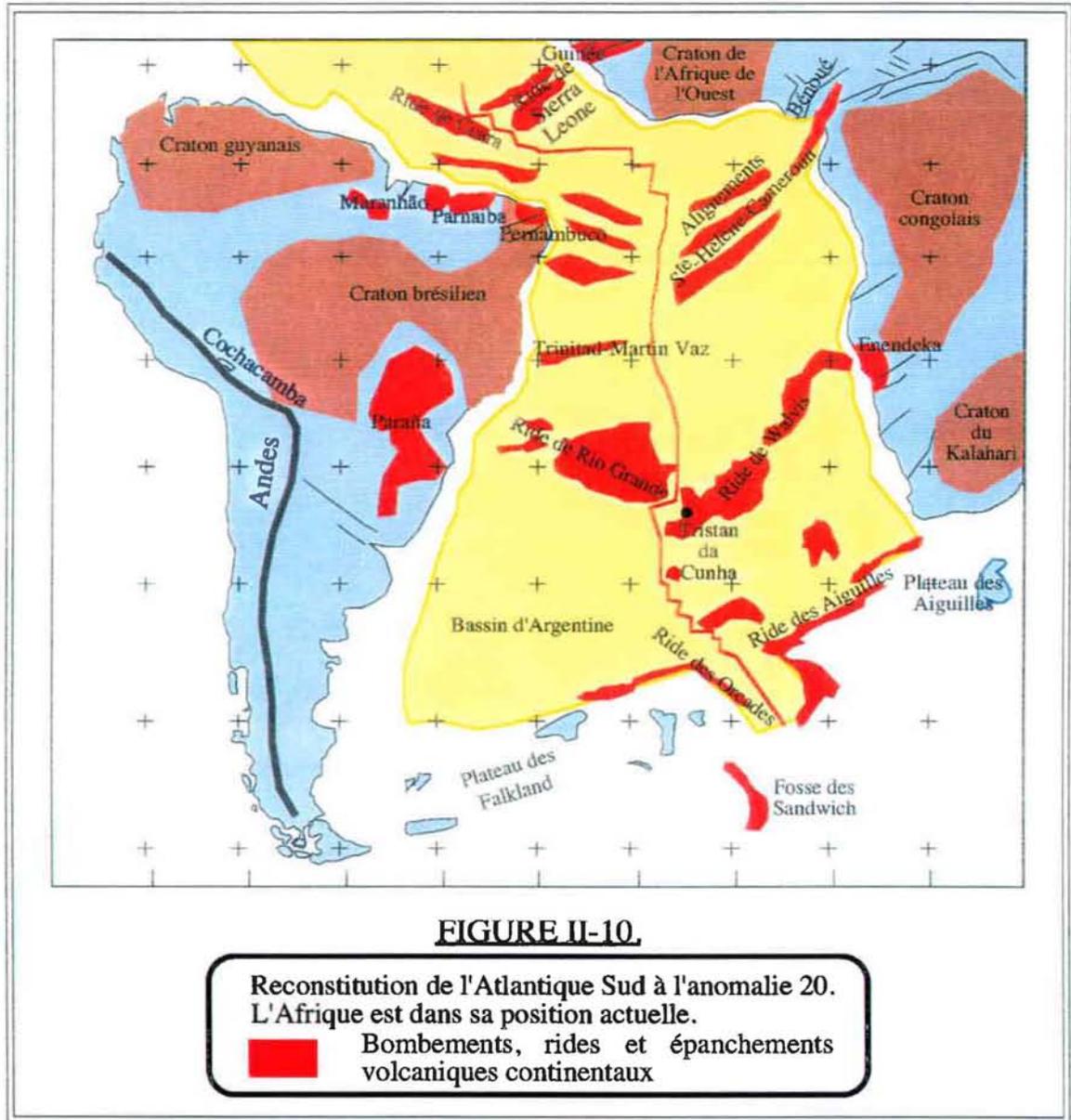
— les rides est et ouest de Thulé, associées à la zone de faille transformante Charlie-Gibbs et au bassin de Rockall ;

<sup>24</sup> A l'est de la faille Gloria, le domaine est affecté par une compression.

<sup>25</sup> Ces alignements coïncident par ailleurs à la virgation des montagnes andines.

<sup>26</sup> Notons, de plus, la position orientale des points chauds actuels dans l'Atlantique Sud.

— la ride Açores-Biscay et les monts sous-marins Milne, créés par le mouvement de la péninsule ibérique ;



— les alignements des Canaries et des monts Kelvin liés à la ZFSO entre la méséta Marocaine et le Craton de l'Afrique de l'Ouest ;

— les bombements des Bermudes et du Cap Vert, coïncidant avec la virgation sud des Appalaches ;

— enfin, les rides des Aiguilles et des Orcades, reliées à la discontinuité des Falkland.

Cette énumération montre une nouvelle fois que la relation point chaud-épanchement continental-ZFSO n'est pas fortuite.

<b>Tableau II-1</b>			
<b>Pôles des rotations de la figure II-9</b>			
Plaque	Latitude	Longitude	Angle
Amérique du Nord	0,00°	0,00°	0,00°
Afrique du Nord	74,88°	-2,97°	-13,72
Europe	60,50°	140,00°	-9,30°
Ibérie	65,937°	135,276°	-10,45°
Groenland	35,40°	-15,20°	1,20°
Amérique du Sud	17,773°	-54,931°	6,511°

<b>Tableau II-2</b>			
<b>Pôles des rotations de la figure II-10</b>			
Plaque	Latitude	Longitude	Angle
Afrique	0,00°	0,00°	0,00°
Amérique du Nord	74,88°	-2,97°	13,72°
Amérique du Sud	58,80°	-32,40°	17,62°

Les pôles de rotation sont de J.-L. Olivet [comm. pers.]  
Les reconstitutions ont été élaborées avec l'aide de P. Beuzart

La formation de ces bombements, intermittente au cours de l'expansion de l'océan, semble bien être le fait de mouvements secondaires se déroulant dans les ZFSO, et non pas celui d'un panache profond et fixe.

Ces ZFSO, qui traduisent la géodynamique de l'océan Atlantique, doivent donc avoir des répercussions sur la répartition des masses volumiques dans le manteau supérieur, distribution que nous nous proposons d'étudier à l'aide du rapport G/T « visuel ».

## **CHAPITRE III**

### ***LA METHODE DU G/T***

### Résumé

La mesure altimétrique apporte aux scientifiques quantité de renseignements sur les phénomènes lithosphériques, la bathymétrie, ou les processus mécaniques ou thermiques de compensation.

En particulier, l'étude de l'admittance permet d'approcher la réponse isostatique de la lithosphère à une surcharge topographique et, dans les longueurs d'onde supérieures à 600 km, la profondeur de l'anomalie thermique (ou dynamique).

On peut également estimer cette profondeur par le calcul d'une droite de régression (dont la pente correspond à la valeur limite de l'admittance pour les grandes longueurs d'onde) dans un diagramme représentant le Géoïde en fonction de la Topographie (G(T)). Cependant, cette méthode ne tient pas compte d'un possible amalgame de mécanismes, puisque la localisation des points mesurés n'est pas pris en compte.

Pour pallier ce défaut, nous nous proposons d'étudier trace par trace les courbes G(T) et de sélectionner *de visu* les portions de courbe sur lesquelles on calculera les droites de régression.

## CHAPITRE III : LA METHODE DU G/T « VISUEL »

### Introduction

Notre planète Terre est sphérique. En première approximation. Ce qui nous semble un truisme fut oublié pendant plusieurs siècles et ne réapparut que tardivement.

Puis, avec les mesures du champ de gravité<sup>1</sup>, naît au XVII<sup>e</sup> siècle l'idée d'une forme elliptique de la Terre, colorée par la célèbre querelle entre les newtoniens et les cassiniens<sup>2</sup>.

La Terre est donc, en deuxième approximation, un ellipsoïde de révolution dont l'aplatissement est de l'ordre de 1/298, soit une différence d'environ 21 km entre le rayon polaire et le rayon équatorial.

En troisième approximation, on observe une sorte d'intumescence de 32 m d'amplitude — seulement ! — qui confère à notre planète une forme de « poire ».

Cette décroissance très rapide de l'importance des ordres supérieurs justifie amplement le choix d'un ellipsoïde de référence comme représentation simplifiée de la forme de la Terre<sup>3</sup>, canevas géométrique pour l'établissement de toute carte.

Les surfaces équipotentiels réelles du champ de pesanteur de la Terre — qui reflètent la distribution des masses volumiques et représentent la forme « gravimétrique » de la Terre — ne correspondent bien évidemment pas exactement à cette schématisation : elles sont la somme d'une infinité de fonctions harmoniques sphériques qu'il nous est impossible de déterminer toutes. Une de ces équipotentiels, appelée géoïde, correspond au niveau moyen des mers<sup>4</sup> ; la surface des océans, une fois les effets temporels (marées et courants) supprimés, sera donc une représentation physique de cette surface : ses variations par rapport à l'ellipsoïde de référence pourront être obtenues grâce aux mesures réalisées par les satellites.

Diverses méthodes de traitement peuvent s'appliquer au géoïde. Citons, pour mémoire, l'étude des anomalies du géoïde ou de sa rugosité dans différentes bandes de

---

<sup>1</sup> C'est en fait le retard journalier et régulier d'une horloge à Cayenne, parfaitement réglée à Paris, qui permit à Newton et à Huyghens de conclure à une diminution du champ de gravité et donc de la force centrifuge.

<sup>2</sup> Les premiers optaient pour un aplatissement selon l'axe des pôles, les seconds au niveau de l'équateur.

<sup>3</sup> C'est au début du XVIII<sup>e</sup> siècle que Clairaut établit la relation qui permettra de relier les variations du champ gravité entre le pôle et l'équateur à l'aplatissement d'un ellipsoïde de révolution qui épouse au mieux la forme de la Terre.

<sup>4</sup> La surface libre d'un fluide en équilibre, au repos, coïncide avec une équipotentielle de pesanteur.

longueur d'onde<sup>5</sup> : ainsi, le géoïde peut être utilisé pour la réalisation d'un « scanner » des processus de compensation isostatique [Goslin & Gibert, 1990], pour la reconnaissance des phénomènes lithosphériques [Diament & Baudry, 1987 ; Cazenave *et al.*, 1987 ; Maia & Diament, 1991], pour la détermination des grandes unités bathymétriques et des différentes longueurs d'onde de la segmentation [Gibert & Courtillot, 1988 ; Gibert *et al.*, 1989 ; Gilg-Capar *et al.*, en préparation], pour la détection de monts sous-marins inconnus [Baudry *et al.*, 1987 ; Pontoise *et al.*, 1986 ; Diament & Baudry, 1987] ou pour la prédiction de la bathymétrie [Gahagan *et al.*, 1988 ; Jung & Vogt, 1992 ; Sandwell & Ruitz, 1992].

Par ailleurs, le géoïde peut être également utilisé en relation avec la bathymétrie pour reconnaître les processus isostatiques et esquisser la répartition des masses volumiques en profondeur : c'est l'étude de la relation linéaire qui lie le géoïde à la topographie, le rapport Géoïde/Topographie, ou, dans le domaine fréquentiel, l'admittance (chp. III-1).

Après avoir abordé les problèmes liés aux données (chp III-2), nous présenterons une nouvelle méthode de calcul du rapport G/T qui permet de séparer visuellement les domaines de comportement différent (chp III-3).

### **III- 1. Principe de l'admittance et du rapport G/T**

#### **III-2.A. Définition de l'admittance**

Les variations de hauteur du géoïde reflètent donc les variations de la masse volumique à l'intérieur de la Terre. Les fluctuations de grande longueur d'onde ( $l > 4\ 000$  km) sont liées principalement aux anomalies de masse dans le manteau inférieur ainsi qu'à la topographie de l'interface noyau-manteau [Bowin, 1983 ; Hager *et al.*, 1985] ; celles de moyenne longueur d'onde ( $500\text{ km} < l < 4\ 000$  km) prennent leurs sources dans le manteau supérieur [Cazenave *et al.*, 1986] ; les ondulations de petite longueur d'onde ( $l < 500$  km) sont associées à la topographie et à la réponse mécanique de la lithosphère [Watts & Daly, 1981 ; Diament, 1987]<sup>6</sup>.

Pour révéler la valeur (ou l'ordre de grandeur) de certains des paramètres influant sur le géoïde, on peut combiné celui-ci à un autre type de donnée qui dépend des mêmes paramètres : la topographie. On cherche alors à étudier la fonction de transfert H, ou « filtre », qui permet de passer de la topographie au géoïde — on suppose en fait que le premier signal (géoïde) est créé essentiellement par le second (topographie) ; cette

---

<sup>5</sup> L'étude des ondulations du géoïde, aux longueurs d'onde comprises entre 200 et 800 km, sur l'Atlantique Nord et Central [Gilg-Capar *et al.*, 1993 ; en préparation] sera abordée au chapitre IV.

<sup>6</sup> Il existe néanmoins des phénomènes d'origine superficielle, la subsidence thermique par exemple, qui créent des anomalies de grandes longueur d'onde.

hypothèse n'est peut-être vérifiée que pour une certaine bande passante mais la partie corrélée demeure la plus importante. La fonction de transfert s'écrit :

$$g(x) = H ( t(x) ) \quad (\text{III-1})$$

Les caractéristiques de cette fonction de transfert dépendent de la réponse isostatique (ou compensation) aux charges dues aux variations de topographie.

Le « système terrestre » pouvant être assimilé à un système linéaire invariant, le problème revient à étudier une fonction de transfert  $f(x)$  telle que :

$$g(x) = f(x) * t(x) \quad (\text{III-2})$$

où  $*$  est le produit de convolution.

Si l'on calcule la transformée de Fourier  $F (f(x) * t(x))$ , on obtient grâce au théorème de Plancherel :

$$F (f(x) * t(x)) = F(f(x)) \cdot F(t(x)) = Z(k) \cdot T(k) \quad (\text{III-3})$$

où  $Z(k)$  est la transformée de Fourier de la fonction de transfert, appelée admittance,

$T(k)$ , celle de la topographie,

et  $k$ , le module du vecteur d'onde, soit  $2\pi/\lambda$  (ou  $2\pi\omega$ ),  $\lambda$  étant la longueur d'onde.

Le produit de convolution devient donc une simple multiplication dans l'espace fréquentiel : pour chaque longueur d'onde, il existe un  $Z$  tel que  $G = Z.T^7$ .

Comme on sait calculer les admittances pour des modèles simples, théoriques, de compensation isostatique (filtres) [Diament, 1981, par exemple], on pourra déterminer le type de compensation qui opère sous les structures étudiées en comparant ces spectres à l'admittance obtenue à partir des données réelles. On peut ainsi accéder à la répartition des masses volumiques sans effectuer au préalable d'hypothèses plus ou moins subjectives sur le mode de compensation (à l'inverse de la méthode directe) [Diament, 1981].

Cette méthode indirecte, au préalable appliquée aux anomalies de Bouguer dans le domaine continental [Dorman & Lewis, 1970], fut transposée par McKenzie &

<sup>7</sup> C.-à-d., pour chaque longueur d'onde,  $G = f(T)$  est une droite (c'est une conséquence de la linéarité et de l'invariance du filtre).

Bowin [1976] en domaine océanique où elle fut largement développée par la suite [Watts, 1978 ; McNutt, 1979 ; Loudon, 1981 ; Diament, 1981, par exemple].

En réalité, la relation (III-3) n'est pas rigoureusement exacte : au deuxième membre s'ajoute le terme  $n(x)$  qui représente la partie du signal altimétrique qui n'est pas relié linéairement à la topographie (le bruit). L'équation régissant la compensation isostatique devient alors :

$$G(k) = Z(k) \cdot T(k) + N(k) \quad (\text{III-4})$$

soit :

$$Z(k) = G(k) / T(k) - N(k) / T(k) \quad (\text{III-5})$$

Pour atteindre l'admittance  $Z(k)$ , le bruit  $N(k)$  doit être minimisé en utilisant un grand nombre de profils [Diament, 1981]. Pour le cas de GeoSat, nous additionnerons les multiples profils d'une même trace.

Le degré de corrélation entre les anomalies du géoïde et la bathymétrie est fourni par le calcul de la cohérence et de la phase de l'admittance. L'admittance est un nombre complexe ; les deux signaux étant corrélés, la partie imaginaire de l'admittance (liée au décalage de phase entre les deux signaux) doit être proche de zéro. La cohérence, qui mesure la portion d'énergie du géoïde directement liée à l'énergie de la bathymétrie dans l'espace fréquentiel, doit avoir une valeur comprise<sup>8</sup> entre 0,5 et 1. Ce sont des conditions *sine qua non* pour que l'admittance soit interprétable. Pour la bande de longueur d'onde comprise entre 1 000 et 4 000 km, la cohérence, calculée pour une admittance globale sur l'ensemble des océans, reste supérieure à 0,5 [Cazenave *et al.*, 1986].

Une fois le spectre de la fonction de transfert calculé, il peut être confronté à ceux de modèles simples sans qu'aucune hypothèse sur le mode de compensation ne soit nécessaire.

### III-2.B. Mécanismes de réponse isostatique et de support dynamique

Dès lors que Bouguer, au milieu du XVIII<sup>e</sup> siècle, eut constaté que l'action du surplus de masse engendré par la présence de montagnes présentait des valeurs bien inférieures à celles attendues, la communauté scientifique s'appliqua à expliquer ce curieux phénomène, et, à la jonction des années 1855 et 1856, on vit apparaître les deux premiers modèles de compensation, lors des exposés de Pratt puis d'Airy à la société royale d'Angleterre. Ces modèles se sont ensuite affinés et diversifiés pour rendre compte de l'élasticité de la lithosphère, de l'effet thermique ou des courants de convection.

La lithosphère peut réagir suivant différents modèles simples à la surcharge d'un relief topographique :

---

<sup>8</sup> Certains auteurs [Bulot *et al.*, 1984] baissent le seuil de tolérance jusqu'à 0,20.

— La topographie n'est pas compensée (fig. III-1.a) : les anomalies du champ de pesanteur ne sont dues qu'à l'interface eau-substratum ;

— La topographie est compensée localement par une variation de la masse volumique dans la couche située en dessous de celle-ci ; c'est le modèle de Pratt

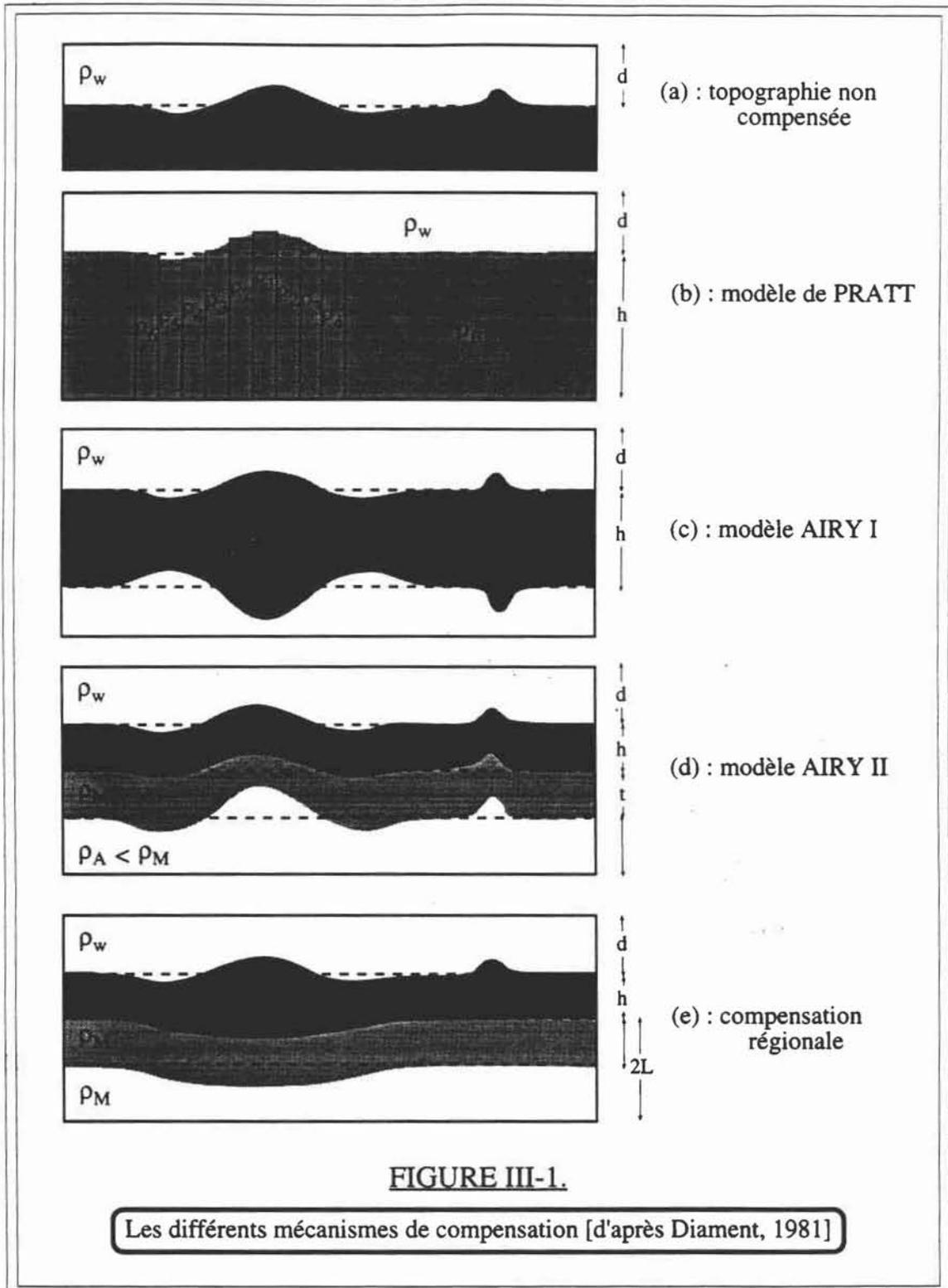


FIGURE III-1.

Les différents mécanismes de compensation [d'après Diament, 1981]

(fig. III-1.b) ; le potentiel dépend alors de la topographie ainsi que de la couche de masse volumique variable ;

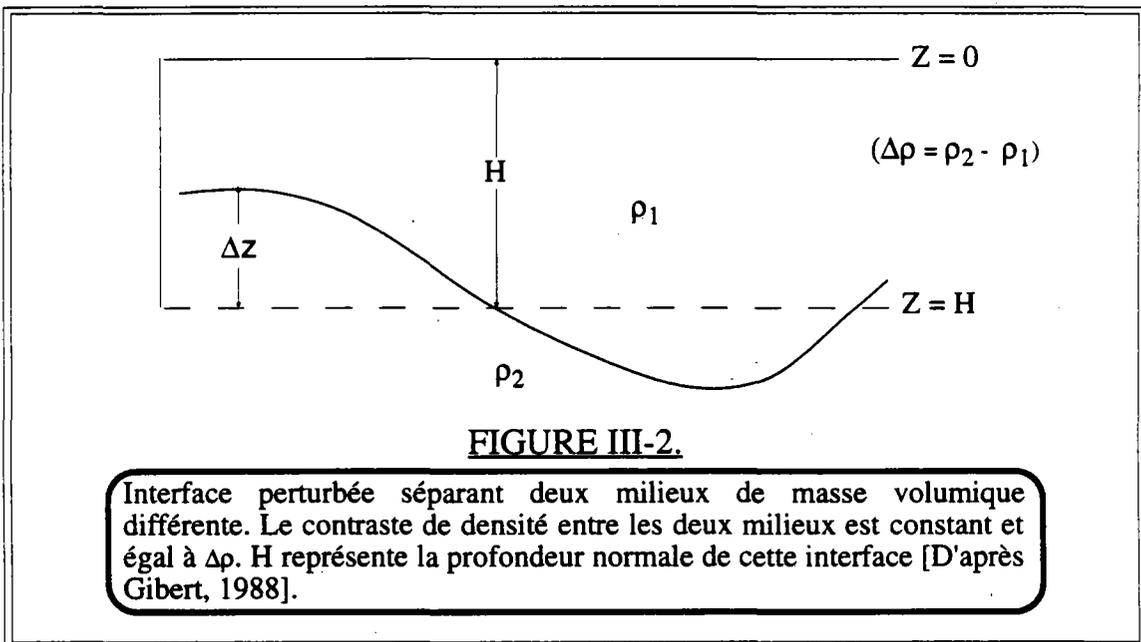
— La topographie est compensée par un épaissement de la croûte qui a une masse volumique constante : c'est le modèle d'Airy (fig. III-1.c) ;

— Louden [1981] a modifié le précédent modèle : la compensation est réalisée par une antiracine (zone de faible masse volumique) à l'aplomb de la topographie, dans la lithosphère inférieure (modèle d'Airy II : fig. III-1.d) ;

— La compensation est régionale : elle résulte de la poussée d'Archimède et de la réponse mécanique de la plaque (élasticité) (fig. III-1.e).

Considérons une interface entre deux milieux de masse volumique différente (fig. III-2) ; l'admittance, si la longueur d'onde des variations de topographie est nettement inférieure à la longueur d'onde de la structure, est donnée par [Gibert, 1988, par exemple] :

$$Z(k) = 2 \pi G/g \cdot \text{Exp}(-kH) \Delta\rho/k \quad (\text{III-6})$$



La topographie sous-marine non compensée sera donc caractérisée par une admittance de la forme :

$$Z_{nc}(k) = 2 \pi G/g \cdot \text{Exp}(-kH) (\rho_c - \rho_w)/k \quad (\text{III-7})$$

où  $\rho_c$  est la masse volumique de la croûte océanique

et  $\rho_w$ , celle de l'eau.

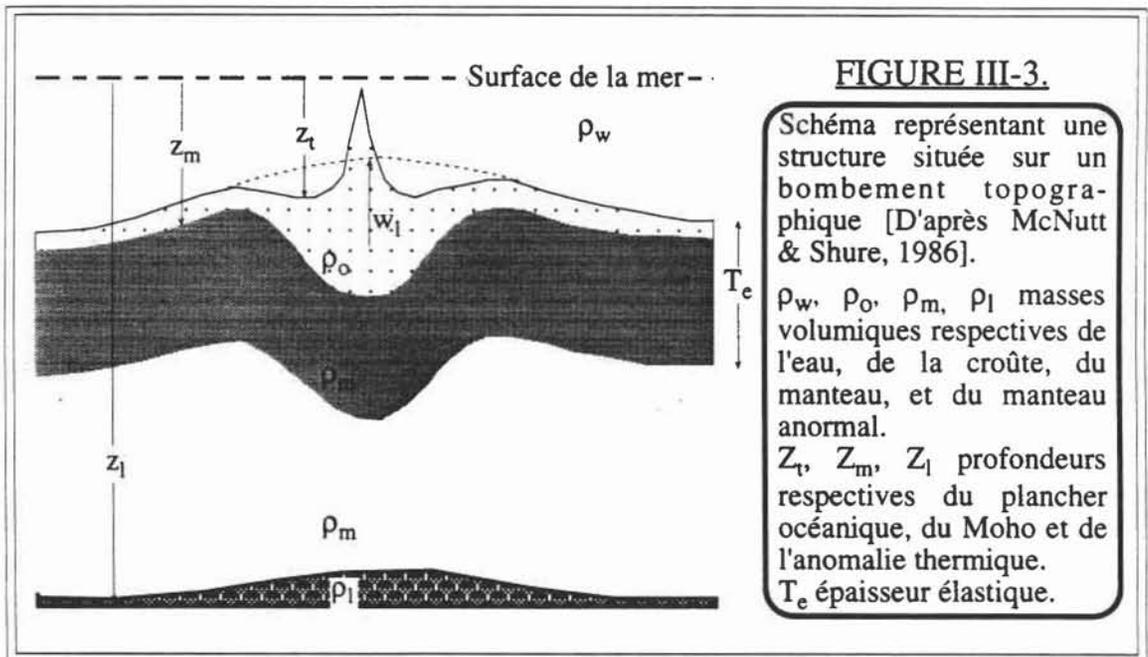
Les différentes expressions des admittances représentant les divers modèles intègrent à la fois l'effet de la topographie et celui de la réponse isostatique.

Quel que soit le modèle, l'admittance peut se formuler ainsi :

$$Z(k) = Z_{nc}(k) \cdot [1 - \Psi(k)] \quad (\text{III-8})$$

où  $\Psi(k)$  est le terme compensateur compris entre 0 (topographie non compensée) et 1.

Il est rare qu'un unique mécanisme de compensation puisse expliquer l'admittance réelle d'une région [par exemple : Kogan *et al.*, 1985]. Les admittances calculées sur les larges bombements bathymétriques témoignent à la fois d'une réponse mécanique et d'une compensation thermique (ou d'un support dynamique) (fig. III-3). La figure III-4 présente les admittances théoriques pour ces deux types de compensation. Sandwell & Renkin [1988] soulignent la forme relativement bien aplatie<sup>9</sup> des deux courbes dans la bande de longueur d'onde 600 km-4 000 km. (Les grandes longueurs d'onde, non représentées sur cette figure, sont elles contrôlées par des anomalies de densité dans le manteau inférieur.)



Dans le modèle de la figure III-3, l'admittance observée sera une composition des deux admittances théoriques représentées sur la figure III-4 — augmentée de la composante des grandes longueurs d'onde. Si les deux processus opèrent dans des bandes de longueurs d'onde bien différenciées, l'admittance peut être interprétée sans difficulté [Sandwell, 1982] : à courtes longueurs d'onde la topographie non compensée et la réponse mécanique modèleront l'admittance de façon prééminente ; aux moyennes longueurs d'onde ( $\lambda$  compris entre 600 km et 4 000 km), les mécanismes thermiques (ou dynamiques) du manteau supérieur deviendront prépondérants.

<sup>9</sup>  $Z$  est alors une constante dans cette bande de longueur d'onde.

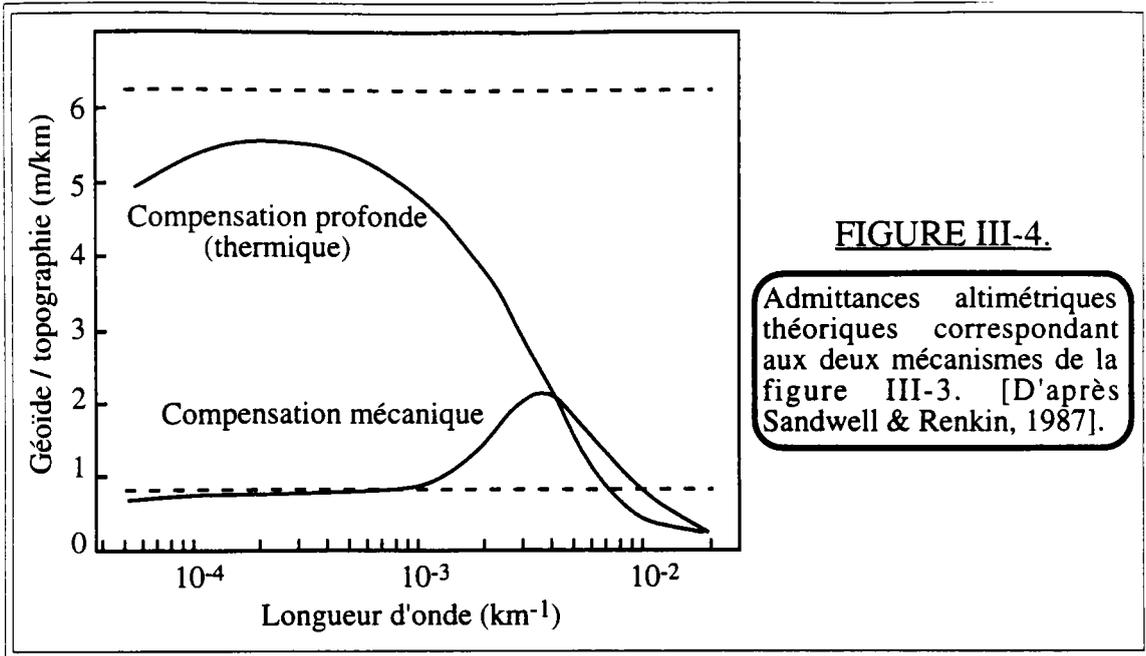


FIGURE III-4.

Admittances altimétriques théoriques correspondant aux deux mécanismes de la figure III-3. [D'après Sandwell & Renkin, 1987].

Aux longueurs d'onde supérieures à 600 km, l'admittance altimétrique, si on néglige les grandes longueurs d'onde ( $\lambda > 4\,000$  km), tend donc vers une valeur limite donnée par [Diament, 1987, par exemple] :

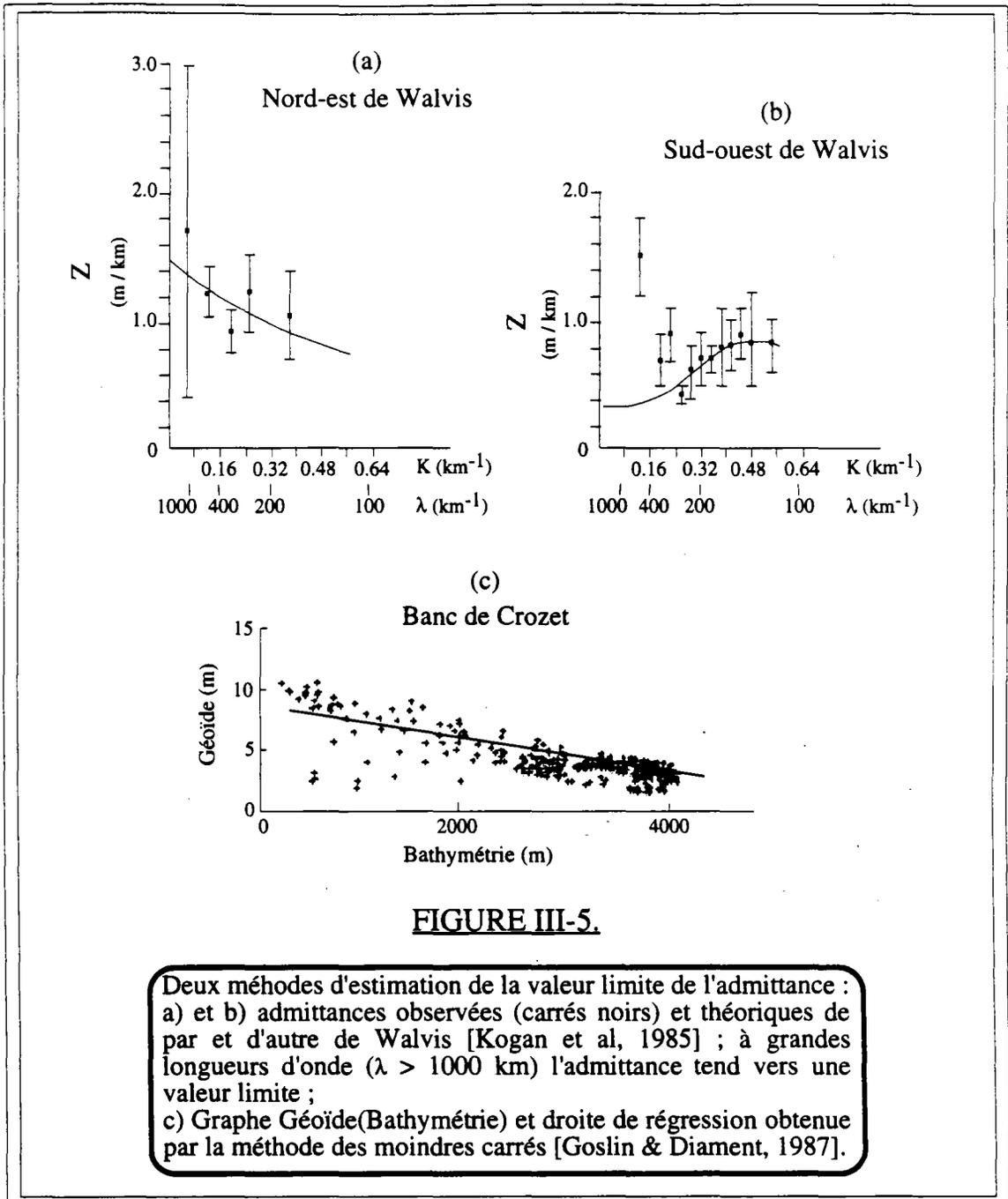
$$Z = 2\pi G/g \cdot (\rho_c - \rho_w) \cdot H \quad (\text{III-9})$$

où  $H$  est la profondeur de compensation quel que soit le processus physique associé<sup>10</sup>.

Aux moyennes longueurs d'onde (600-4 000 km), la profondeur de compensation liée au bombements bathymétriques, que ceux-ci soient créés par un réchauffement de la lithosphère [Detrick & Crough, 1978], par un support dynamique de la convection mantellique montante [McKenzie *et al.*, 1980 ; Courtney & White, 1986 ; Courtney & Recq, 1986], ou associés aux dorsales médioocéaniques — compensation au sens de Pratt [Haxby & Turcotte, 1978 ; McKenzie & Bowin, 1976 ; Gibert & Courtillot, 1987] —, peut donc être estimée par la relation linéaire qui lie les anomalies du géoïde à la topographie.

Cette estimation peut s'effectuer soit par l'étude de l'admittance dans les moyennes longueurs d'onde (fig. III-5.a & III-5.b), soit à partir de la régression linéaire entre les hauteurs du géoïde et la topographie en calculant la droite de régression qui ajuste au mieux ces valeurs dans un diagramme représentant les anomalies du géoïde en fonction de la topographie, ou  $G(T)$ , [Crough, 1978 ; Haxby & Turcotte, 1978 ; C a z e n a v e *et*

<sup>10</sup> Dans le domaine océanique, en particulier celui proche de la dorsale, cette relation linéaire est usuellement interprétée en terme de compensation de Pratt [Haxby & Turcotte, 1978 ; Cazenave *et al.*, 1986].



*al.*, 1986 ; Goslin & Diament, 1987 ; Monnereau & Cazenave, 1988 ; Cazenave *et al.*, 1988]. La pente de cette droite (ou rapport G/T) permet d'accéder à la profondeur H (fig. III-5.c). La topographie a une certaine « rigidité » ; plus l'anomalie est profonde, plus son effet diminue sur la topographie en regard de celui sur le géοide : le rapport G/T croît donc avec la profondeur de l'anomalie.

### III-2. Données altimétriques et bathymétriques

#### III-2.A. Les données altimétriques

Dès le début des années soixante-dix, l'étude du géoïde fut autorisée par l'envoi de plusieurs satellites munis d'un radar, ou altimètre. GeoSat (acronyme de

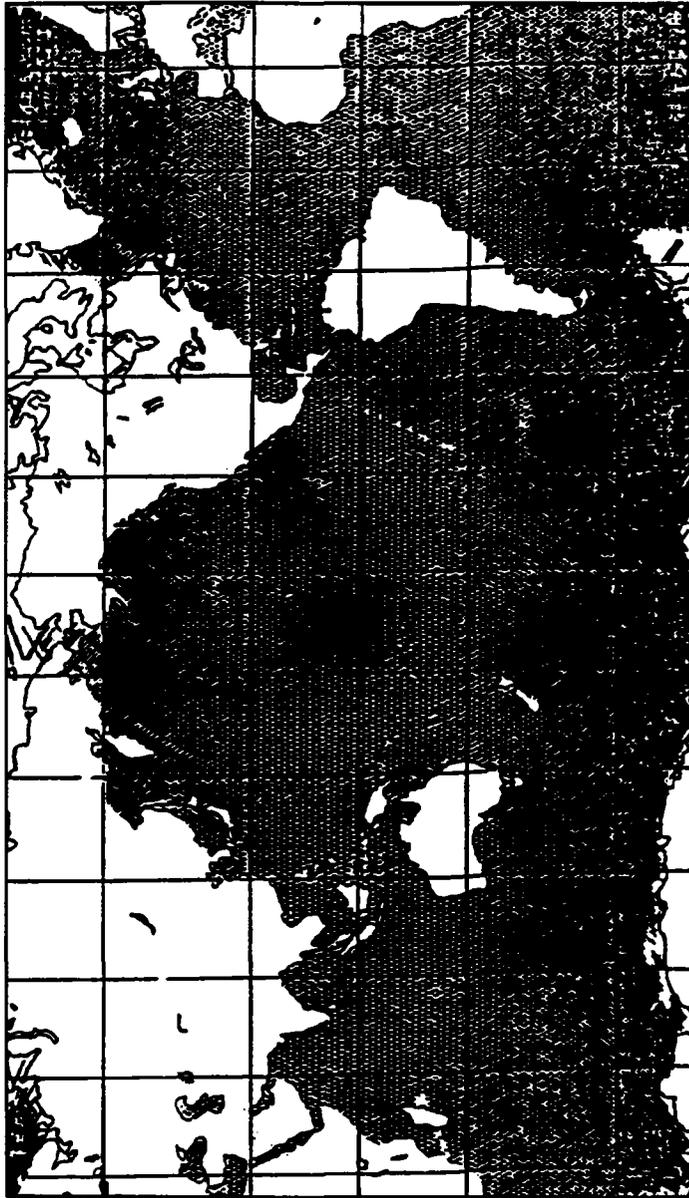


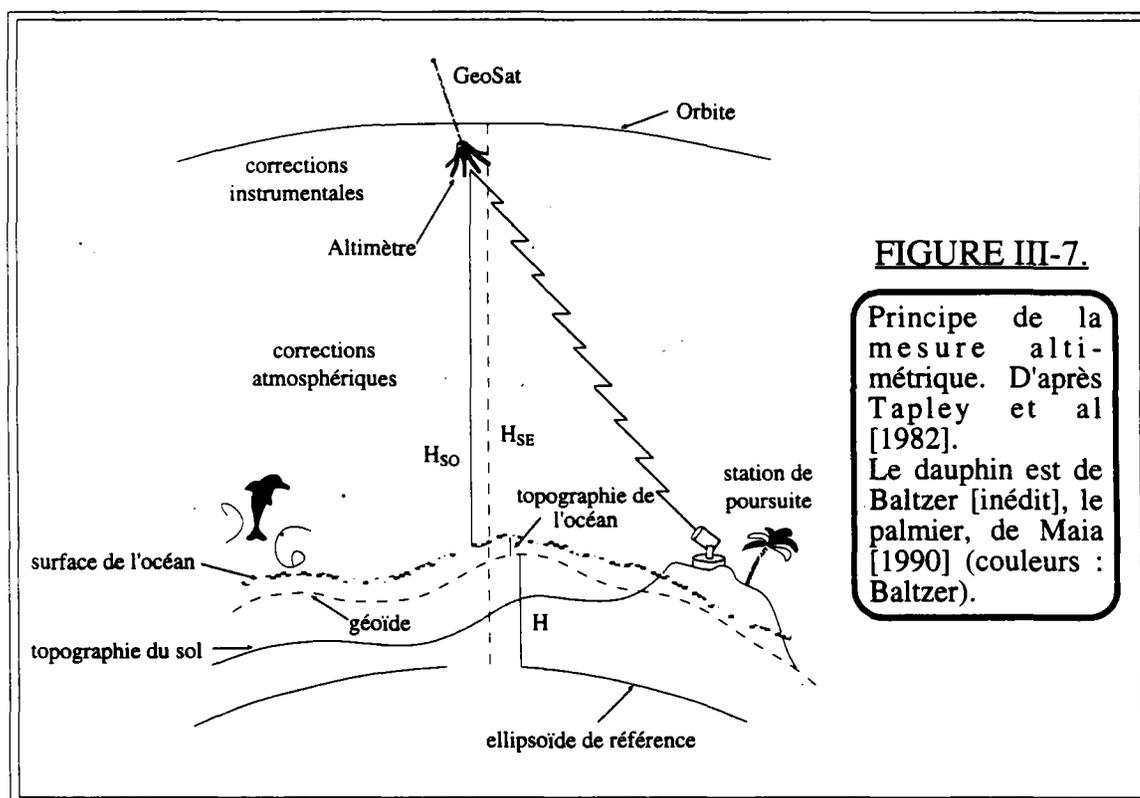
FIGURE III-6.

Couverture des traces du satellite GeoSat (un cycle) [D'après Cheney et al, 1987].

GEODetic SATellite) fut le troisième — les deux précédents furent Geos-3, qui opéra de 1975 à 1978, et SeaSat qui ne fonctionna que durant l'été 1978.

Si les radars embarqués furent analogues<sup>11</sup>, il n'en demeure pas moins que GeoSat augmenta considérablement notre connaissance de la topographie du géoïde [McAdoo & Sandwell, 1988] : sa couverture globale, jusque dans les régions arctiques (SeaSat ne put fournir de données durant l'hiver austral, période de fonctionnement de ce satellite, la glace dissimulait la majeure partie de la surface de la mer, au sud de 62°S), ainsi que la redondance de ses observations lui confèrent une qualité d'information bien supérieure à celles des précédents satellites<sup>12</sup>.

Le satellite GeoSat fut lancé en mars 1985. Les dix-huit premiers mois d'observation furent classés secret militaire par l'US Navy. Le 30 septembre 1986, la mission militaire terminée, on entama un processus d'altération de la maille des profils ; le satellite débuta effectivement sa nouvelle orbite<sup>13</sup>, répétition des traces de SeaSat, le 8 novembre 1986 [Cheney *et al.*, 1987]. Chaque cycle (17,05 jours) correspond à 244 révolutions, soit un espacement à l'équateur entre deux traces d'environ 160 km (fig. III-6). La répétition de ces traces, d'une précision supérieure au kilomètre, fut assurée par des manœuvres effectuées tous les mois [Born *et al.*, 1987].



<sup>11</sup> Toutefois, la précision de la mesure, corrections effectuées, approche 3 cm pour GeoSat [McAdoo & Sandwell, 1988] alors qu'elle oscillait entre 7 et 10 cm pour SeaSat [Tapley *et al.*, 1982].

<sup>12</sup> ERS-1, placé récemment sur une orbite de répétition de 35 jours, fournira des profils deux fois plus serrés que ceux de GeoSat/ERM.

<sup>13</sup> Le satellite réalisait, dès lors, le tour de la Terre en 101 minutes, sur une orbite inclinée de 108 degrés, à une altitude de 800 km environs.

Le principe de la mesure demeurait simple : chercher à connaître la différence entre le potentiel réel et le potentiel créé par l'ellipsoïde de référence adopté par l'union astronomique internationale<sup>14</sup> (en fait, les variations de hauteur du géoïde par rapport à un modèle simple).

Le radar émettait tous les dixièmes de seconde une onde centimétrique ( $\approx 2$  cm) et de fréquence très élevée (13,5 GHz) au nadir de sa position (fig. III-7) ; le temps de parcours aller-retour de l'onde ainsi que la connaissance du temps de propagation de celle-ci dans les divers milieux traversés permettaient la mesure de la distance  $H_{SO}$  entre le satellite et le niveau instantané de la mer<sup>15</sup>. On réalise ensuite une moyenne de ces valeurs toutes les secondes, soit tous les 7 km [Tapley *et al.*, 1982].

L'éphéméride du satellite fut calculé par le navy astronautics group (NAG) à partir de l'orbitographie fournie par quatre stations (trois sur le continent nord-américain, une à Hawaï) qui suivirent le satellite.

La hauteur de la mer, donnée par rapport à l'ellipsoïde de référence, résultait de la différence entre la hauteur du satellite par rapport à cet ellipsoïde et la distance séparant le satellite de la surface moyenne de la mer (fig. III-7) :

$$H = H_{SE} - H_{SO} \quad (\text{III-10})$$

où  $H_{SE}$  est la hauteur du centre du satellite au-dessus de l'ellipsoïde calculée grâce à l'orbitographie,

et  $H_{SO}$  la hauteur du centre du satellite au dessus de la surface de l'océan.

Il est nécessaire, avant tout traitement ou interprétation, de s'inquiéter des variations de hauteur inhérentes à diverses erreurs ou composantes perturbatrices.

Avant de répertorier l'ensemble de ces déviations, il était important de noter que l'étude du rapport G/T (ou de l'admittance) ne s'intéresse qu'aux fluctuations de moyennes longueurs d'onde du géoïde (600 km-4 000 km). Toutes les composantes de grandes longueurs d'onde n'auront donc que peu d'influence sur les résultats.

En premier lieu, le positionnement du satellite n'était donné par le NAG qu'avec une précision d'environ 4 m [Born *et al.*, 1987]. Cette erreur d'orbite, la plus importante, de période identique à la révolution du satellite<sup>16</sup> (101 minutes), est principalement concentrée dans la longueur d'onde équivalant à la circonférence orbitale (40 000 km) et influe peu sur les variations des longueurs d'onde très inférieures. Elle est généralement corrigée lors de la création d'une jeu de données homogène, par une

<sup>14</sup> Ellipsoïde de révolution GRS 80 de Moritz, dont le rayon à l'équateur est égal à 6378,137 km et l'aplatissement à 1/298,257223563.

<sup>15</sup>  $H_{SO}$  est en fait la moyenne spatiale sur la zone circulaire de plusieurs kilomètres carrés (entre 1,5 km<sup>2</sup> et 4,5 km<sup>2</sup>) illuminée par le faisceau radar.

<sup>16</sup> Une étude récente montre cependant que la topographie des océans calculée grâce aux profils ascendants accuse de sévères différences, dont la distribution n'est pas aléatoire, avec celle calculée à partir des profils descendants ; des phénomènes dont la période excède grandement celle d'un cycle GeoSat contribuent donc à ces erreurs d'orbite [Sirkes & Wunsch, 1990].

méthode de minimisation des différences aux points de croisement des profils [Liang, 1983].

La plus grande faiblesse du satellite GeoSat fut de ne pas comporter de dispositif pouvant mesurer le taux hygrométrique de la troposphère et les variations du nombre d'électrons libres dans l'ionosphère le long du chemin effectué par l'onde radar. Ces deux paramètres peuvent, en effet, engendrer des augmentations ou des diminutions du temps de parcours de l'onde radar :

— L'activité solaire crée des électrons libres dans l'ionosphère qui « freinent » la propagation de l'onde radar. Cet effet, qui peut entraîner des variations rarement supérieures à 5 cm, est considéré de grande longueur d'onde [Tapley *et al.*, 1982]. Les corrections sont calculées à partir de modèles simples fondés sur les variations journalières de l'activité solaire ;

— La présence de molécules d'eau dans la troposphère change totalement le comportement de celle-ci vis-à-vis de la propagation de l'onde radar : l'effet de la troposphère humide (jusqu'à 35 cm de variation) demeure le moins connu et peut être très variable dans l'espace, dans certaines régions. Les différents modèles conçus pour remédier à cette erreur présentent entre eux des différences pouvant excéder 10 cm. Les corrections concernant l'effet de la troposphère sèche, mieux connu, peuvent atteindre 2,3 m.

La précision des corrections ainsi effectuées est difficile à évaluer (quelques dizaines de centimètres) : les modèles sont nombreux et peu précis. Leur utilisation nous a paru peu convaincante, d'autant que la plupart de ces effets sont de longueurs d'onde très élevées, variables dans le temps et non périodiques, et qu'ils se suppriment aisément par recoupement entre les traces (cross-over) ou réalisation d'une moyenne sur plusieurs cycles [Cheney *et al.*, 1988].

Il en est de même pour les variations de la pression barométrique qui influent sur le niveau des océans : même si l'on peut calculer ces corrections à partir de la correction de troposphère sèche — établie, elle, à l'aide d'un modèle simple —, le temps de réponse de l'océan demeure inconnu.

Enfin, le bruit instrumental de mesure, de l'ordre de 10 cm environs pour GeoSat, aléatoire, sera éliminé de même façon en moyennant les valeurs du géoïde (ou ses variations) sur plusieurs cycles.

Les seules dégradations véritables et rédhitoires<sup>17</sup> sont engendrées soit par de fortes pluies dans « l'empreinte » du satellite ou par un enregistrement de réflexion du signal radar sur de la glace (valeurs aberrantes), soit par le passage du satellite à l'aplomb de la terre, d'îles ou d'une bathymétrie présentant une trop forte pente (mauvaise réflexion), qui peuvent faire « décrocher » l'altimètre sur une longue distance<sup>18</sup>. Ces valeurs aberrantes ont été, dans cette étude, supprimées lors du

---

<sup>17</sup> Hormis la forte altération du signal générée par un état tourmenté de la surface de la mer (au sud des cinquantièmes rugissants).

<sup>18</sup> L'altimètre est un système asservi, c'est-à-dire que chaque mesure dépend de la précédente.

nettoyage des profils : chaque profil a été tracé à l'écran et inspecté attentivement ; toute donnée anormale a été effacée du profil d'origine.

Dans la valeur de H, hormis ces erreurs, sont compris à la fois un signal géophysique, composante permanente (à l'échelle de temps considéré), le géoïde, et des signaux océanographiques, parasites pour l'étude géophysique du géoïde, généralement variables dans le temps et d'ordre de grandeur rarement supérieur à 1 m.

Les phénomènes de marées (terrestres ou marines) sont la cause de variations d'environ 10 cm (sauf près des continents où leur effet croît rapidement). Ce signal peut être éliminé par l'application de modèles numériques ; cependant sa longueur d'onde spatiale supérieure à la dizaine de milliers de kilomètres loin des plateaux continentaux, ainsi que sa courte période<sup>19</sup> (environ 12 heures 25), nous permettent d'espérer la suppression de ce signal périodique, ou tout au moins d'obtenir une forte minimisation, lors de l'addition de plusieurs profils d'une même trace [McAdoo & Sandwell, 1988].

Les courants, de longueur d'onde spatiale proche de la centaine de kilomètres, parfois quasi stationnaires, sont, eux, difficilement éliminables par une méthode simple, peuvent induire des erreurs proches du mètre, et leur signal se confond avec celui du géoïde. Ce sont les seuls véritables causes d'erreurs possibles, encore que spatialement limitées.

En résumé la hauteur du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence est donnée par [d'après Tapley *et al.*, 1982] :

$$H = H_{SE} - [ H_{SO} + ( H_O H_{TI} + H_M + H_C + e ) ] \quad (\text{III-11})$$

où :  $H_O$  désigne les corrections liées aux erreurs d'orbite ;

$H_{TI}$ , celles dues aux variations de condition dans la troposphère et dans l'ionosphère ;

$H_M$ , celles induites par les marées terrestre et marine ;

$H_C$ , celles causées par les variations de la topographie de la surface de l'océan engendrées par les courants, les variations barométriques et les vents ;

$e$ , le bruit aléatoire.

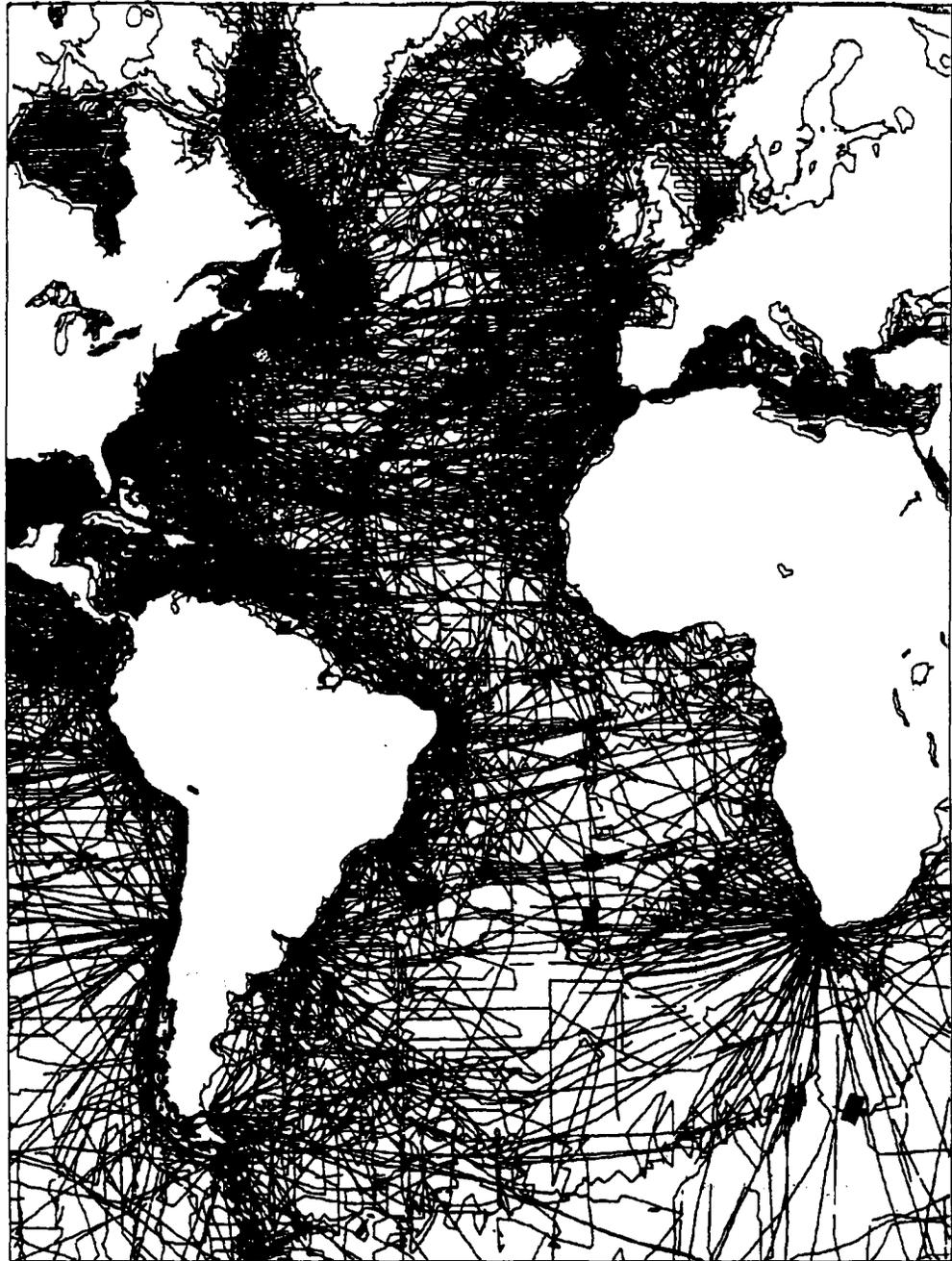
Le deuxième membre de l'expression (entre crochets) sera supprimé en majeure partie lors de l'addition des profils d'une même trace sur plusieurs cycles. Au reste, les effets des grandes longueurs n'auront qu'une influence minime sur les résultats obtenus à moyenne longueur d'onde.

On voit ici un des grands avantages des données répétitives de GeoSat par rapport à celles de SeaSat qui nécessitaient un traitement obligatoire dérivé de modèles simples plus ou moins précis : l'amélioration du rapport signal/bruit — où le bruit représente

<sup>19</sup> Loin des marges continentales, la composante semi-diurne  $M_2$  est prépondérante dans l'océan Atlantique [Dars *et al.*, 1979].

tous les facteurs indésirables — s'obtient, plus sûrement, par simple addition des profils répétitifs d'une même trace. Si les spectres des différents bruits sont « blancs », c'est-à-dire si les bruits sont aléatoires dans toutes les longueurs d'onde qui nous intéressent, l'addition de  $N$  profils d'une même trace augmentera le rapport signal/bruit d'un facteur égal à  $\sqrt{N}$ , soit environ 3,5 pour les douze cycles utilisés dans cette étude.

### III-2.B. Les données bathymétriques



**FIGURE III-8.**

Traces des navigations effectuées dans l'océan Atlantique.

Les données bathymétriques utilisées dans cette étude proviennent de la grille numérique DBDB5 (Digital Bathymetric Data Base 5°, de 1986). La qualité de ce jeu de données dépend essentiellement de la région étudiée : plus la zone d'étude aura été couverte par des relevés bathymétriques, plus la densité et la distribution des données seront importantes, et plus fiable sera la grille.

Dans l'Atlantique Nord et Central, en particulier près de la dorsale, zone principale de notre étude, les relevés bathymétriques furent nombreux (fig. III-8), ce qui confère à la grille DBDB5 une bonne crédibilité dans ces régions.

Dans l'Atlantique sud, par contre, les profils sont rares. Jung et Vogt [1992] montrent que, dans le détail et pour des longueurs d'onde comprises entre 20 km et 300 km, la grille DBDB5 n'est pas suffisante et que de nombreuses structures ne sont pas détectées à l'aide de ces données. Cependant, pour des longueurs d'onde supérieures à 300 km, ces auteurs indiquent que le jeu de données bathymétriques DBDB5 est suffisamment précis. Notre étude se bornant aux moyennes longueurs d'onde (1 000 km-4 000 km), les erreurs induites de la méconnaissance de la bathymétrie (de courtes longueurs d'onde) n'auront pas de conséquences sur nos résultats, même dans l'Atlantique Sud et dans la branche sud-ouest de l'océan Indien.

Les variations de très courtes longueurs d'onde ( inférieures à 20 km) — la maille de la grille DBDB5 est de 5' \* 5' —, générées par les erreurs de localisation de la bathymétrie par rapport aux traces altimétriques, seront également ignorées dans le calcul du rapport G/T.

### **III-3. La méthode du G/T « visuel »**

Sirkes & Wunsch [1990] ont montré que les erreurs d'orbite possèdent des composantes de périodicité différente de celle des cycles du satellite GeoSat (cf. note 16) ; cette observation montre la difficulté de réaliser une grille homogène des hauteurs du géoïde sans y intégrer des composantes erronées (les profils ascendants sont décalés par rapport aux profils descendants).

Afin de s'affranchir de ce problème, on se propose, dans cette étude, d'étudier le rapport G/T trace par trace. La méthode employée est la suivante [Jourdin, 1989] : après élimination des valeurs aberrantes (cf. chp. III-2), chaque profil est interpolé (linéairement) avec un pas constant supérieur au pas de mesure ( $\Delta x = 10$  km), à partir du point le plus sud de l'ensemble des profils d'une même trace.

Les différents profils d'une même trace peuvent alors être additionnés (« *stack* »). Cette opération a pour but de supprimer les signaux aléatoires ou non permanents (cf. chp. III-1) et d'améliorer le rapport signal/bruit sans effacer les signaux de courtes et moyennes longueurs d'onde.

Puis, sur chacun des points de la trace altimétrique, nous interpolons les valeurs de la bathymétrie à partir de la grille DBDB5.

On peut alors tracer le géoïde G en fonction de la topographie T (voir les figures III-13. & III-14). La pente de la droite ajustant au mieux la partie de courbe réelle, choisie « visuellement », représente l'admittance de la plus grande longueur d'onde comprise dans cette portion du profil (qui tend vers la valeur limite de l'admittance donnée par l'équation (III-11)<sup>20</sup>) ; c'est le rapport G/T « visuel ».

Deux corrections supplémentaires peuvent également être effectuées avant le calcul du rapport G/T : la correction liée aux sédiments et l'ablation des grandes longueurs d'onde du géoïde ( $\lambda > 4\ 000$  km).

### Correction liée aux sédiments

La surcharge due aux sédiments recouvrant le plancher océanique influe sur les données bathymétriques et sur le géoïde. Dans le cas d'une compensation isostatique (c'est-à-dire du type Airy), une épaisseur S de sédiments aboutit à un excès de topographie DT, fournie par [Crough, 1983b] :

$$\Delta T = (\rho_m - \rho_s) / (\rho_m - \rho_w) \cdot S \quad (\text{III-12})$$

où  $\rho_m$  et  $\rho_w$  sont, respectivement, les masses volumiques du manteau et de l'eau,

et  $\rho_s$  représente la masse volumique moyenne de la colonne de sédiments. (De fait, la masse volumique de la colonne de sédiments peut être considérée comme constante si l'épaisseur de celle-ci est limitée à quelques centaines de mètres.)

L'anomalie du géoïde associée à la surcharge sédimentaire est donnée, au premier ordre, par [Haxby & Turcotte, 1978] :

$$\Delta h = 2\pi G/g \cdot (\rho_s - \rho_w) \cdot T_c \cdot \Delta T \quad (\text{III-13})$$

où  $T_c$  est l'épaisseur de la croûte océanique.

Si l'épaisseur moyenne des sédiments oscille entre 1,0 km (dans l'Atlantique Nord) et 0,7 km (dans l'Atlantique Sud), elle est généralement inférieure à 100 m dans la majeure partie des zones centrées sur la dorsale [Ewing *et al.*, 1973].

Pour une épaisseur de sédiment de 100 m, l'excès de topographie est de 57 m, et l'anomalie du géoïde, engendrée par cette surcharge, est seulement de 0,024 m.

Dans les zones peu sédimentées, proches de la dorsale médioatlantique [Ewing *et al.*, 1973] ou dans une grande partie de l'océan Pacifique [Ludwig & Houtz, 1979, *in* Cazenave *et al.*, 1988], ces deux corrections peuvent donc être négligées.

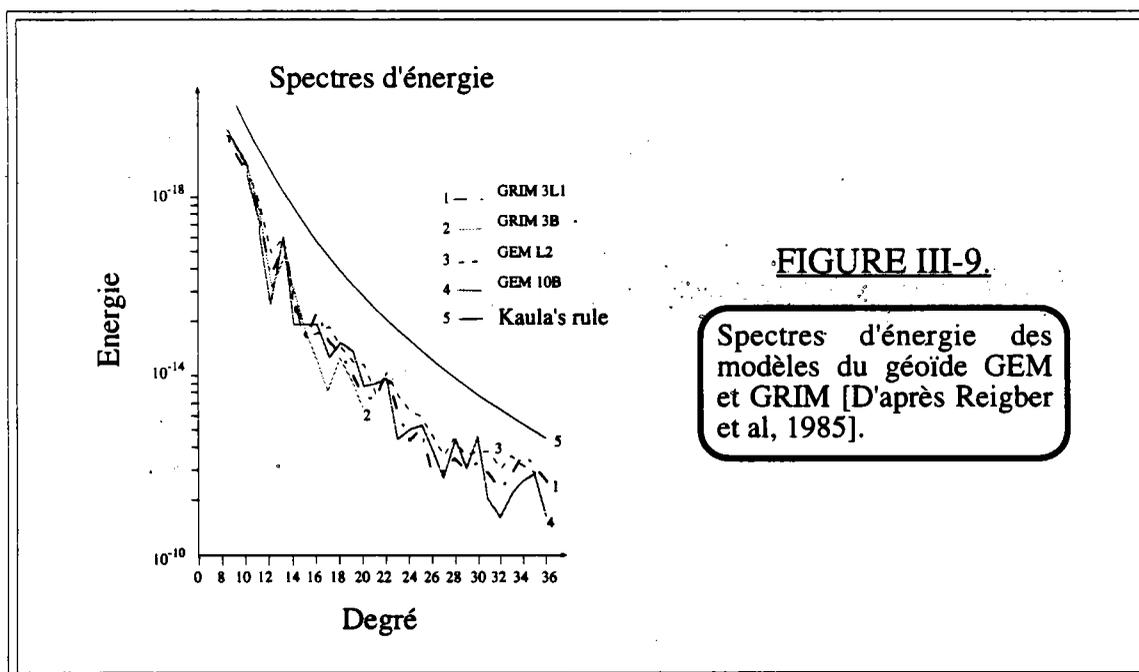
---

<sup>20</sup> Les grandes longueurs d'onde agissent sur la valeur de l'intersection entre la droite et l'axe des ordonnées.

### Ablation des grandes longueurs d'onde du géoïde

L'élimination des grandes longueurs d'onde peut s'effectuer en empruntant deux voies différentes : soit par filtrage classique « passe haut » [par exemple : Sandwell et MacKenzie, 1989 ; Gilg-Capar *et al.*, en préparation], soit par soustraction de la composante régionale d'un modèle de géoïde [par exemple : Bowin *et al.*, 1984 ; Jung & Rabinowitz, 1986 ; Monnereau & Cazenave, 1986 ; Cazenave *et al.*, 1986 ; 1988 ; Freedman & Parsons, 1990 ; Marks *et al.*, 1991 ; Maia & Diament, 1991 ; Baudry & Kroenke, 1991].

Les différents modèles<sup>21</sup> de champ géopotential terrestre (GEM10B [Lerch *et al.*, 1981 ; 1983] ou GRIM3L1 [Reigber *et al.*, 1985], par exemple, qui font référence à l'ellipsoïde GRS-80) sont calculés à partir des analyses des perturbations des orbites des satellites artificiels, des données LAGEOS SLR (Satellite Laser Ranging), de certaines données altimétriques<sup>22</sup> et des données gravimétriques. En vue de retirer la contribution des longueurs d'onde supérieures à 4 000 km, on détermine un champ de potentiel de degrés et d'ordres inférieurs à 10, que l'on soustraira ensuite au géoïde mesuré. On filtre, pour cela, les coefficients harmoniques d'un modèle de champ global en utilisant une apodisation par exemple gaussienne<sup>23</sup> des coefficients au-delà du degré et d'ordre 10 [Sandwell & Renkins, 1988 ; Maia & Diament, 1991 ; Marks *et al.*, 1991]



Cette méthode semble raisonnable sur l'ensemble du plancher océanique, comme tendent à le prouver les spectres de puissance des deux grandes familles de modèle de géoïde — GEM et GRIM — quasi identiques pour des degrés et des ordres inférieurs à

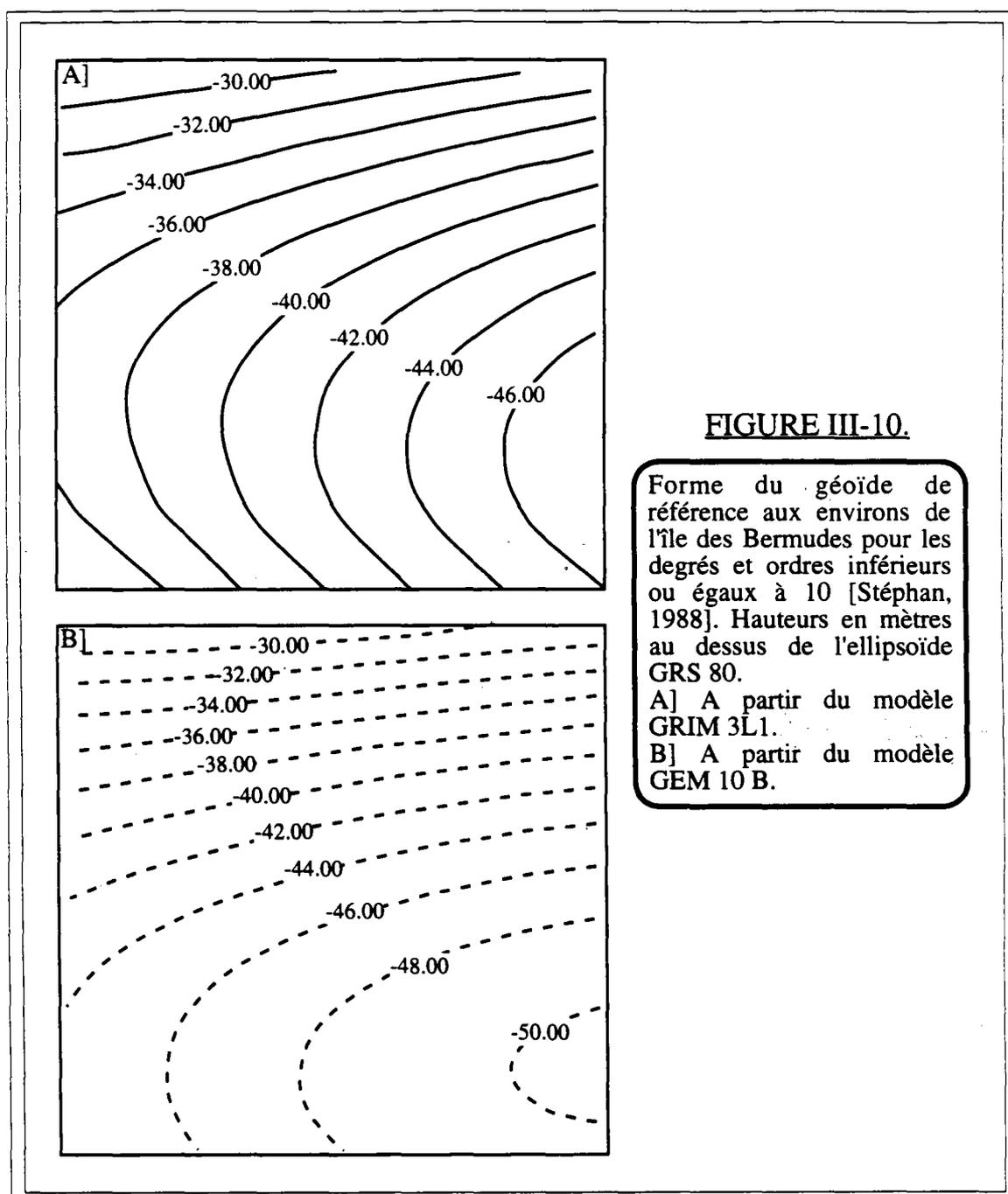
<sup>21</sup> Ils varient en fonction des données utilisées.

<sup>22</sup> GRIM-3L tient compte des mesures de SeaSat ; GEM10B, des données de GEOS-3, par exemple.

<sup>23</sup> Une coupure trop franche au degré et à l'ordre 10 introduit dans les anomalies du géoïde résiduel un signal parasite ondulatoire, de période égale à 4 000 km [Sandwell & Renkins, 1988 ; Maia & Diament, 1991].

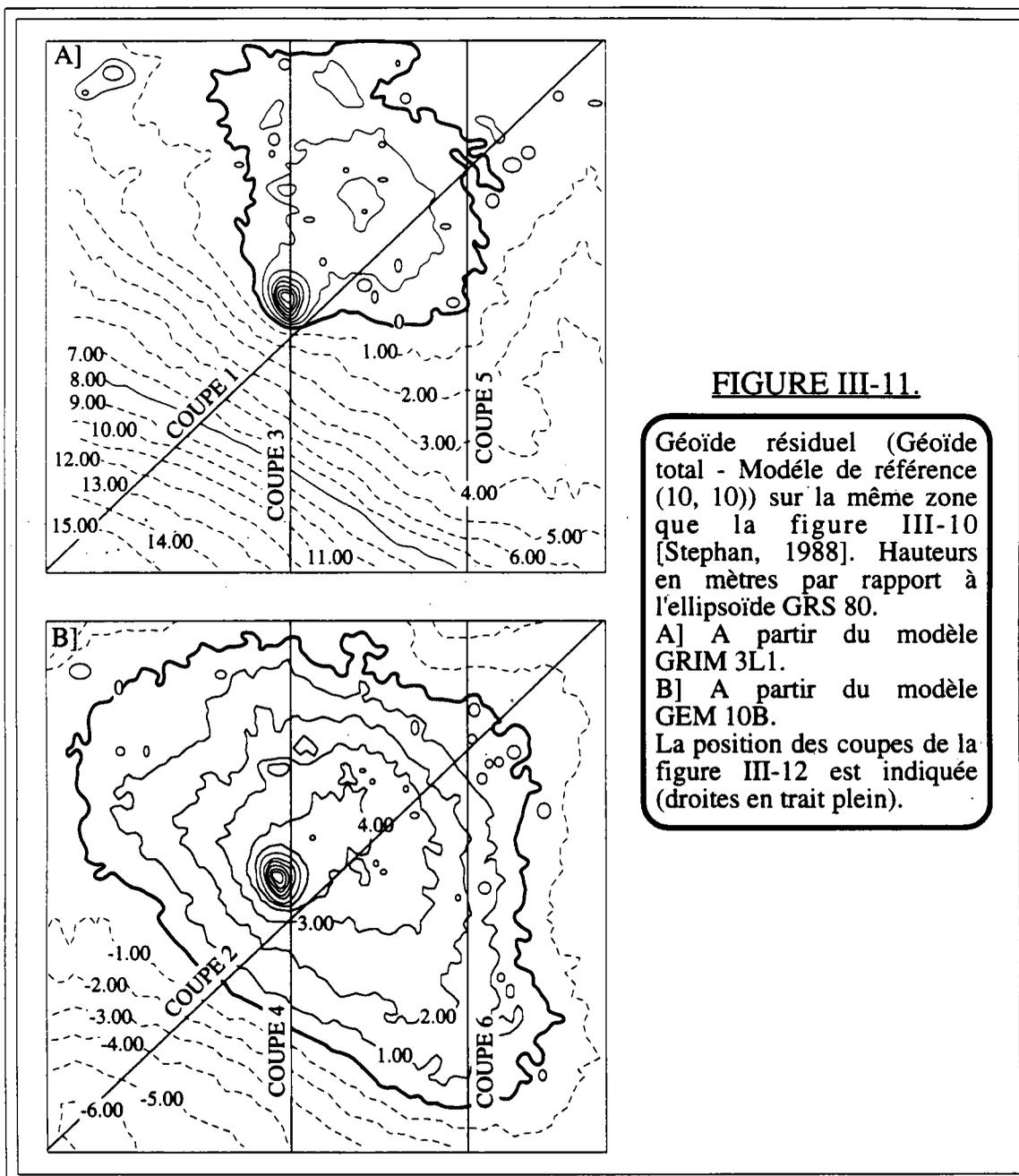
10 (fig. III-9). Les solutions récentes (GEM10B, GRIM3L1) semblent très uniformes pour les degrés et les ordres compris entre 2 et 10 [Cazenave *et al.*, 1986] et, dans l'ensemble, la différence entre les deux modèles, pour ces degrés et ordres, se situe autour de 50 cm [Lerch *et al.*, 1983].

Cependant, en étudiant de façon analogue, le spectre de l'admittance sur l'ensemble des domaines océaniques, Cazenave *et al.* [1986] remarquent que certaines régions où l'admittance approche les 6-8 m/km n'apparaissent aucunement dans le spectre : le nombre trop limité de ce type de région ne pèse que faiblement dans le calcul global du spectre. A l'instar de ces régions, certaines zones, qui recèlent des anomalies topographiques par exemple (bombements...), ne pourraient-elles pas se comporter différemment dans les bas degrés, suivant les modèles, sans que cela affecte



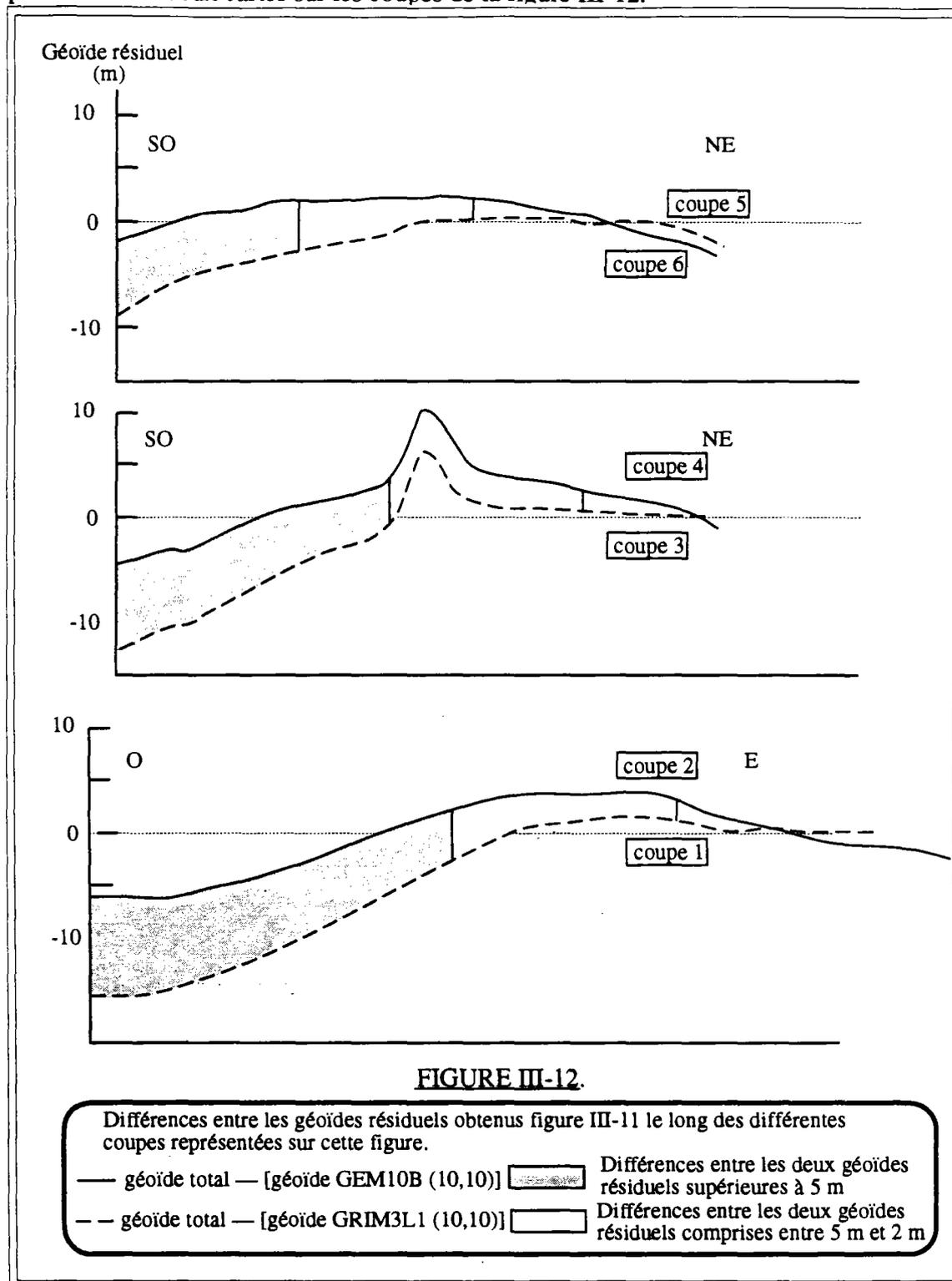
leur spectre de façon sensible ? En d'autres mots, l'étude des spectres de puissance, globaux, des modèles du géoïde et leur comparaison nous permettent-elles d'affirmer que, sur les zones à tendance anormale, le choix du modèle du géoïde importe peu dans les bas degrés ?

Afin de répondre à cette interrogation, Stéphan [1988] a étudié, sur le bombement des Bermudes, les grandes longueurs d'onde de deux modèles géopotentiels fréquemment usités. Les résultats sont présentés sur les figures III-10 et III-11. Les géoïdes de référence ont été développés jusqu'à l'ordre et au degré 10. Si la tendance régionale des deux géoïdes de référence semble plus ou moins identique (décroissance du géoïde vers le nord<sup>24</sup>), les deux cartes du géoïde résiduel montrent l'importance du



<sup>24</sup> Avec, cependant, des pentes différentes.

choix du modèle dans cette région, et l'on peut observer les importantes différences que présentent ces deux cartes sur les coupes de la figure III-12.

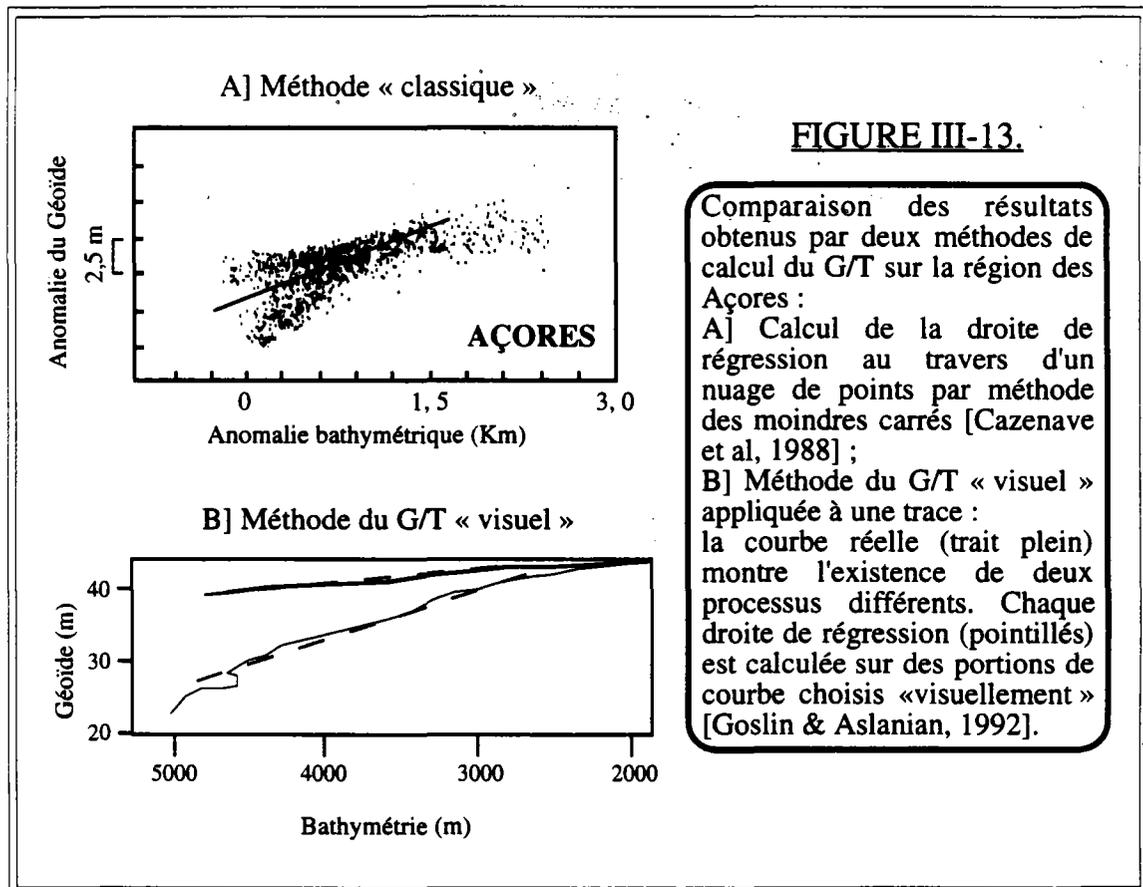


Il est à redouter que ce type de constatations soit à déplorer dans la majeure partie des zones anormales, justement celles qui intéressent les scientifiques des Sciences de la Terre. L'emploi d'un type particulier de modèle peut donc ajouter des artefacts et induire des conclusions erronées sur ces structures particulières.

Une étude systématique de ces modèles doit être réalisée sur chaque zone anormale : l'ablation des grandes longueurs d'onde pourra être opérée de façon fiable par cette méthode si les modèles sont semblables sur la zone étudiée pour l'ensemble des longueurs d'onde retirées. Si, par malheur, de nettes différences entre les modèles géopotentiels sont révélées, le choix du modèle<sup>25</sup> aura son importance et influencera grandement le rapport G/T.

Les filtrages « passe haut », quant à eux, nécessitent des profils d'une longueur équivalente à une fois et demie au moins, voire deux fois, la longueur d'onde de coupure ; soit, ici, 8 000 km. Cette obligation suffit à comprendre pourquoi l'on utilise classiquement, pour des zones géographiquement limitées, la première méthode. Certains auteurs [Maia & Diament, 1991 ; Baudry & Kroenke, 1991 ; Jung & Rabinowitz, 1986] l'utilisent même pour l'étude d'anomalies du géoïde dans des bandes de longueurs d'onde inférieures au millier de kilomètres. Toutefois, nombre d'auteurs tendent désormais à employer préférentiellement les filtres « passe haut », pour les raisons évoquées plus haut [Sandwell & MacKenzie, 1989 ; Gilg-Capar *et al.*, en préparation ; Cazenave *et al.*, 1992 ; Maia, comm. pers.].

Dans notre étude, nous n'avons employé aucune de ces deux méthodes. La méthode du G/T « visuel » appliquée à des portions réduites de profils, sur un nombre limité de points et sur des régions où la composante régionale du géoïde ne présente pas de fortes variations s'affranchit de ces corrections : l'effet des grandes longueurs d'onde



<sup>25</sup> Par ailleurs, quels critères de sélection doit-on employer ?

est négligeable sur les domaines étudiés<sup>26</sup>.

La méthode du G/T « visuel » présente un avantage majeur sur la démarche « classique » : elle permet de suivre le long d'une trace les variations du géoïde et de la bathymétrie, alors que, classiquement, l'ensemble des points d'une « boîte » est reporté dans un diagramme G(T), sans distinction aucune de localisation.

Ainsi sont présentés, sur la figure III-13, les résultats obtenus par les deux méthodes, à l'intérieur d'un domaine centré sur les Açores. La procédure « classique » montre une répartition bimodale des points (fig III-13.A). Cependant elle ne permet pas d'affirmer que ces deux distributions sont indicatrices de régions de comportement différent, et ne permet pas, si elles existent, de les situer géographiquement. Par contre, on distingue nettement sur le graphe réalisé à l'aide de la technique du G/T « visuel » la présence de deux processus différents, de part et d'autre de l'axe de la dorsale (fig. III-13.B) ; chaque flanc est interprété séparément, *de visu*, et l'on obtient ainsi deux droites de régression, de pentes fort dissemblables, liées à des provinces différentes.

La méthode du G/T « visuel » permet donc d'éviter le danger d'intégration de plusieurs mécanismes de compensation — d'ailleurs, la valeur obtenue par Cazenave *et al.* [1988] sur les Açores, en tenant compte de l'ensemble des points, correspond bien à la moyenne de celles calculées grâce au procédé du G/T « visuel » le long des traces de cette même région (*cf.* chp. IV-I.A) [Goslin & Aslanian, 1992].

La figure III-14 expose deux autres exemples qui illustrent indubitablement l'utilité d'une telle procédure :

— sur le diagramme G(T) au sud des Açores, sont reproduites trois droites de régression plausibles (fig. III-14.A). L'intégration de points reflétant des mécanismes différents de celui étudié (droite 1 : intégration des points des deux flancs, sans la marge [Goslin & Aslanian, 1992] ; droite 2 : prise en compte de l'ensemble des points du flanc nord-ouest, avec la marge [Jourdin, 1989]) induit d'importantes variations sur la pente des droites. Seule la droite 3, déterminée à partir des points d'une portion de courbe choisie « visuellement » (flanc nord-ouest, sans la marge), reflète virtuellement le mécanisme de compensation du flanc sud-est de la dorsale ;

— au sud des Açores, la présence de zones de fracture transformante influence également la détermination de la droite de régression (fig. III-14.B) : à nouveau la courbe doit être « nettoyée » afin que le rapport G/T n'exprime que l'effet du processus profond de compensation.

Cependant, la technique du G/T « visuel » souffre d'une limitation importante, liée à l'orientation des traces du satellite par rapport à la structure étudiée, soit, pour ce qui nous concerne, par rapport à la dorsale.

---

<sup>26</sup> On peut, par ailleurs, constater sur la figure III-13, la cohérence entre les résultats obtenus dans cette étude et ceux obtenus après retrait de la composante régionale d'un modèle de géoïde [Cazenave *et al.*, 1988], au sud des Açores.

En effet, tant que l'obliquité entre les profils et la direction générale de la dorsale reste proche de la perpendicularité, les données n'intègrent que peu ou pas d'effets liés aux zones de fracture, à l'amalgame de provinces différentes (c'est-à-dire à la segmentation de toute sorte), ou à l'épaississement longitudinal de la lithosphère.

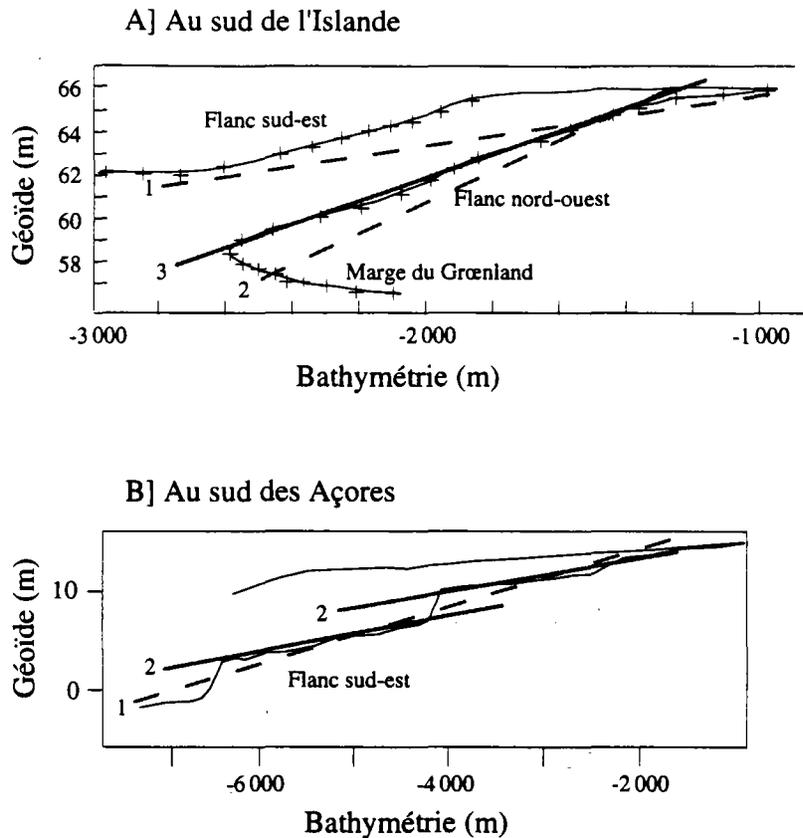


FIGURE III-14.

Avantages de la méthode du G/T « visuel » :

A] Exemple de trois droites de régression que l'on peut calculer à partir d'une courbe G(T) — les croix sont tracées tous les 10 points — :

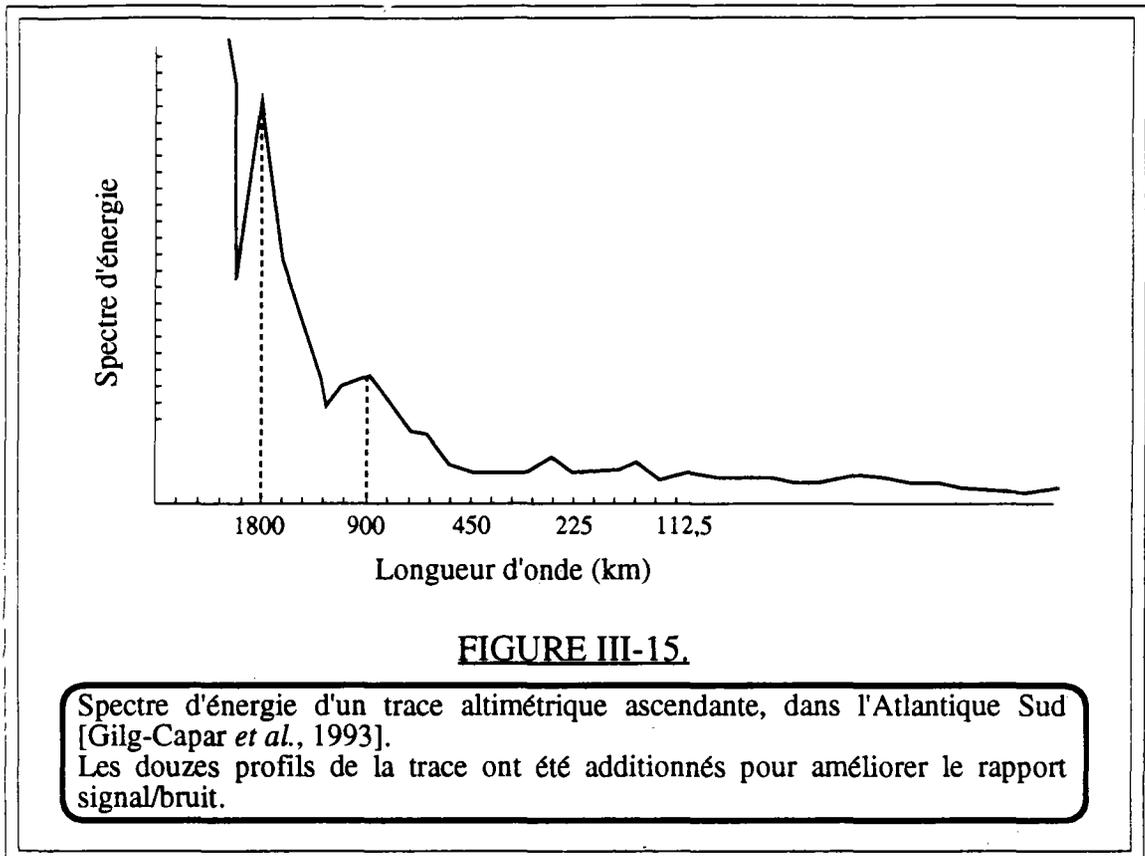
- 1) en prenant en compte l'ensemble de la courbe, sans la marge (soit, les deux flancs de la dorsale) ;
- 2) en prenant en compte un flanc avec sa marge ;
- 3) en choisissant la portion de courbe, afin de ne pas intégrer de processus « parasites ».

B] Effet d'une zone de fracture sur le calcul du rapport G/T :

- 1) droite de régression calculée à partir des points de l'ensemble du flanc sud-est ;
- 2) droite de régression calculée à partir des points n'étant pas affectés par les zones de fracture.

Dès que l'obliquité baisse, en particulier dans les régions où la topographie possède une grande rugosité, les courbes G(T) sont brouillées et leur interprétation ne peut être que qualitative.

Cette limitation sera supprimée dès que l'accès aux données militaires sera autorisé aux scientifiques ou dès l'accès aux données ERS-1 - Topex : la maille sera dès lors homogène (proche de 10 km), le recalage, plus fiable, et l'on pourra créer des profils altimétriques synthétiques dans les directions voulues.



Enfin, pour conclure, les spectres d'énergie des traces du satellite GeoSat (fig. III-15) montrent deux pics, le premier vers 900 km et le second, plus marqué, vers 1900 km [Gilig-Capar *et al.*, 1993]. Nous retrouverons cette dernière longueur d'onde dans les résultats de notre étude.

## **CHAPITRE IV**

### ***RESULTATS ET INTERPRETATION***

**Résumé**

La qualité des résultats obtenus dans cette étude varie selon la région : ceux de l'Atlantique Central et Nord, les plus fiables et les plus révélateurs, apportent trois observations essentielles :

les modèles de refroidissement pur ne peuvent expliquer seuls l'allure des courbes Géoïde f(topographie) ;

la genèse des points chauds est liée au fonctionnement en extension des zones de frontière de second ordre ;

la partie supérieure du manteau supérieur semble être divisée en grandes provinces de comportement analogue.

Ces observations, corrélées aux résultats des autres disciplines, indiquent la présence de cellules de convection de longueur d'onde comprise entre 1 000 km et 2 000 km. Cette distribution semble être contrôlée par la répartition des plaques principales et de second ordre et par leurs mouvement relatifs.

## CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

### Introduction

L'étude présentée ici intéresse l'intégralité de l'océan Atlantique. Cependant, la qualité des résultats dépend essentiellement<sup>1</sup> de l'orientation des traces par rapport à la direction perpendiculaire à celle de l'expansion : une obliquité faible entraîne l'intégration de processus parasites pour notre étude (zones de fractures, amalgame de différents domaines) qui rend difficile l'interprétation des courbes du géoïde en fonction de la topographie (G(T)). Les profils seront donc regroupés par analogie de qualité, et certains résultats devront être utilisés avec précaution, voire de manière uniquement qualitative.

Les principaux résultats, les plus fiables et donc les plus instructifs, se localisent au sud des points chauds de l'Islande et des Açores : les traces ascendantes du satellite GeoSat y sont subperpendiculaires à la dorsale, orientation qui confère aux courbes G(T) une excellente qualité ; on pourra y observer les possibles variations longitudinales et/ou latérales du rapport Géoïde/Topographie (G/T) (chp. IV-2.A).

Par ailleurs, cette étude a été élargie au reste de l'Atlantique Nord et Central, en dépit de l'obliquité faible entre la dorsale et les traces GeoSat dans certaines régions, afin d'assurer une continuité le long de la ride médioatlantique et de tenter de déceler, à l'aide de ce rapport, l'existence de grandes unités mantelliques (chp. IV-2.B).

L'étude de l'Atlantique Sud, en revanche, s'est révélée peu probante : les profils présentent une orientation qui permettra uniquement des commentaires qualitatifs (chp. IV-2.C) De plus, les grandes longueurs d'onde du géoïde présentent dans cet océan un fort gradient perpendiculaire à la dorsale qui trouble les résultats<sup>2</sup>.

Enfin, autour du point triple de Bouvet, quelques profils nous permettront d'observer l'évolution du rapport G/T à la jonction des océans Atlantique et Indien Occidental (chp. IV-2.D).

Lors de l'interprétation de nos résultats, une attention toute particulière sera portée à l'Atlantique Nord et Central, région mieux décrite par le rapport G/T « visuel » (chp. IV-3). Nous verrons comment associer nos observations aux diverses conclusions obtenues par les autres disciplines (*cf.* chp. II & III) afin d'aboutir à un modèle de genèse des points chauds étudiés (chp. IV-4).

---

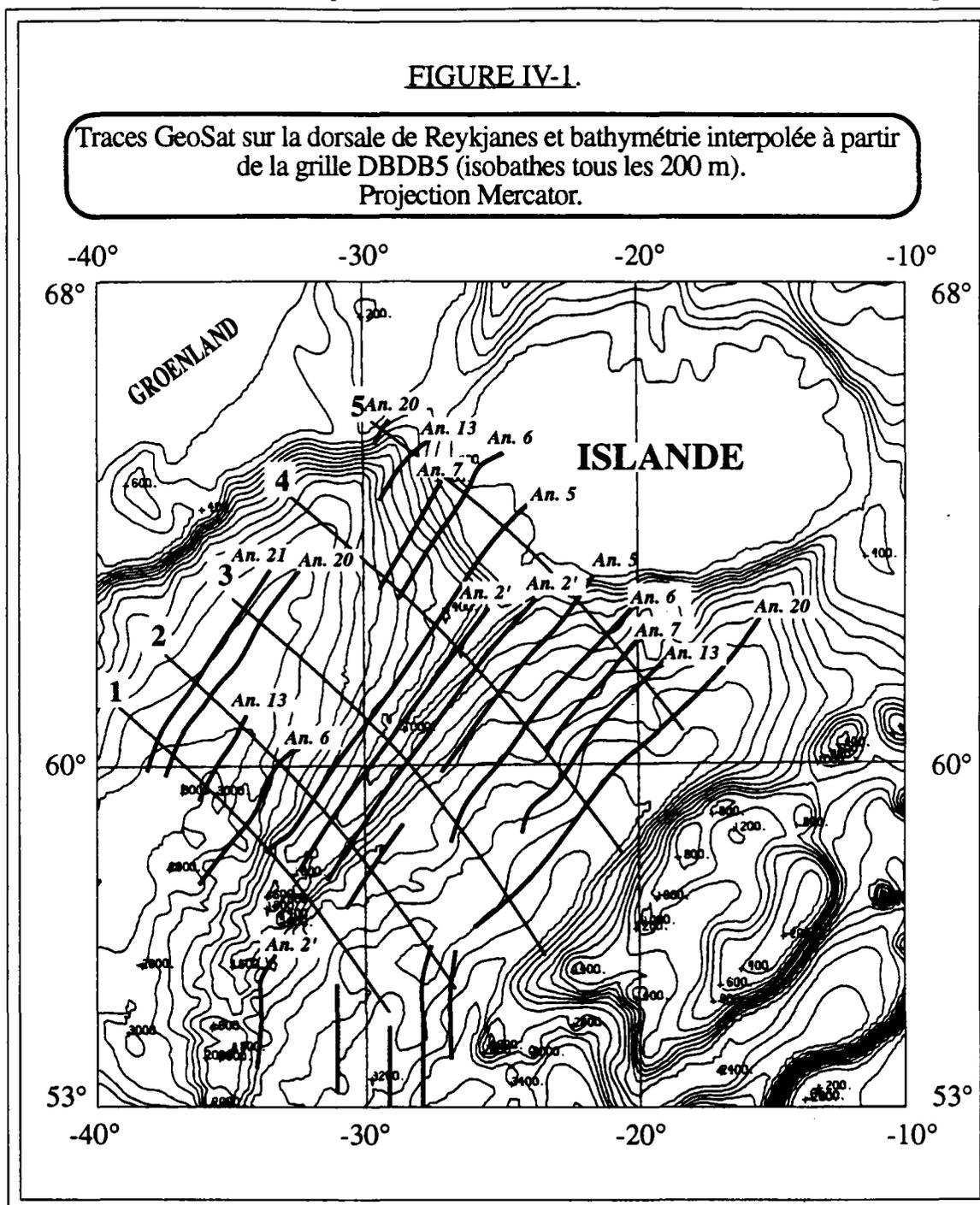
<sup>1</sup> Mis à part les caractères intrinsèques des données (densité et précision des mesures bathymétriques et altimétriques, par exemple).

<sup>2</sup> Cette étude montre surtout les problèmes liés à l'obliquité des profils par rapport à la dorsale (effet des zones de fracture).

### IV-1. Description des résultats

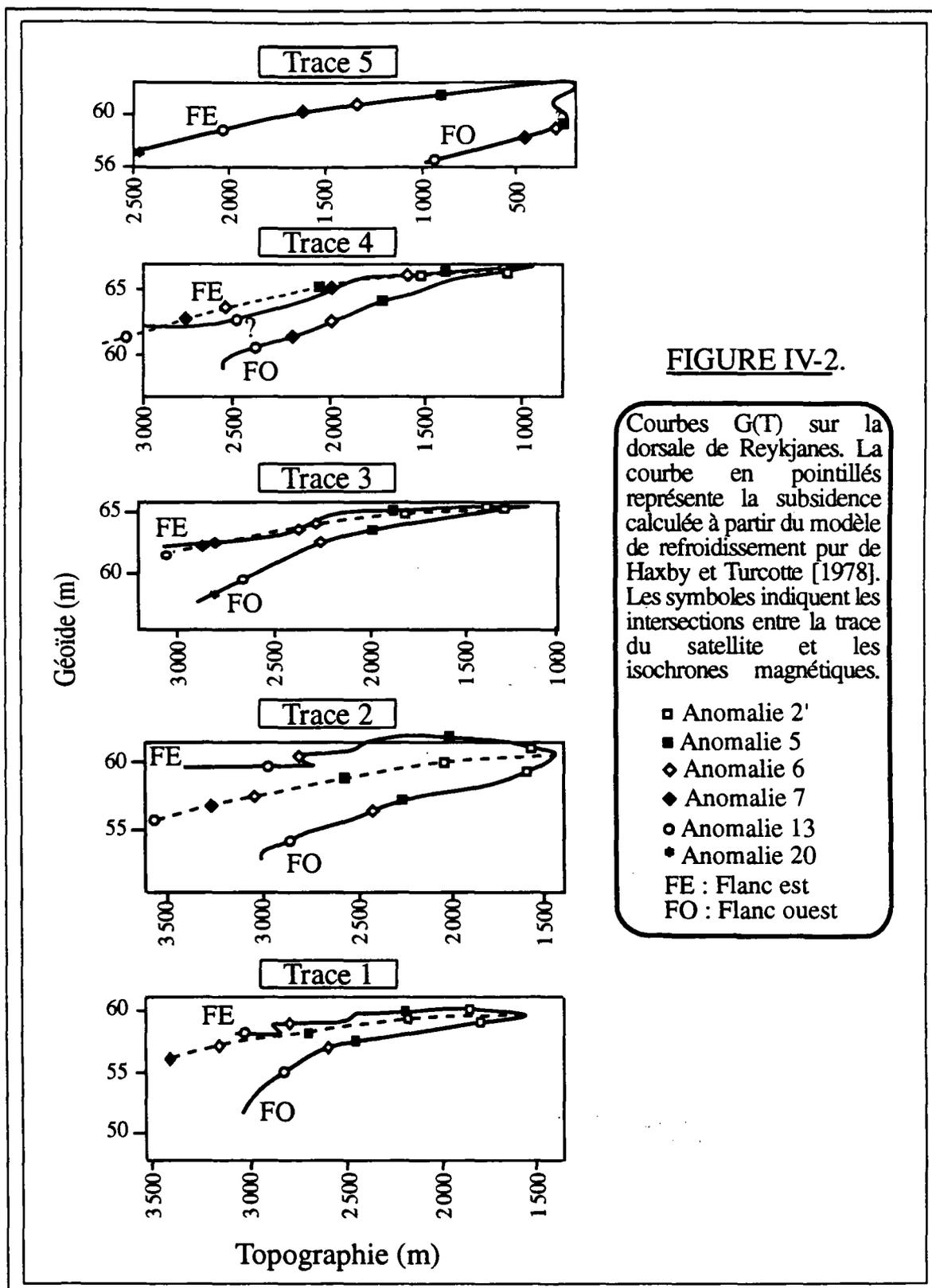
#### IV-1.A. Au sud des points chauds de l'Islande et des Açores

Au sud de l'Islande<sup>3</sup>, cinq traces ascendantes furent choisies. Elles recouperent



<sup>3</sup> Au nord de l'Islande, la proximité de la marge du Groenland, du plateau de Rockall et de la ride de Jan Mayen interdit l'application de notre méthode : les tronçons de traces utilisables sont trop courts et des mécanismes de compensation différents de ceux de la dorsale de Kolbeinsey (marge du Groenland, ride de Jan Mayen...) y sont intégrés.

toutes la dorsale de Reykjanes en leurs milieux, couvrant ainsi chaque flanc de celle-ci sur plus de 600 km (fig. IV-1). Sur la figure IV-2 sont représentées les courbes G(T) le long de chacune de ces traces, associées à la courbe théorique de subsidence thermique obtenue par le modèle de refroidissement de Haxby et Turcotte [1978]. Les points d'intersection entre les traces du satellite et les isochrones magnétiques sont indiqués. Les valeurs des rapports G/T, présentées dans le tableau IV-1, ont été calculées en

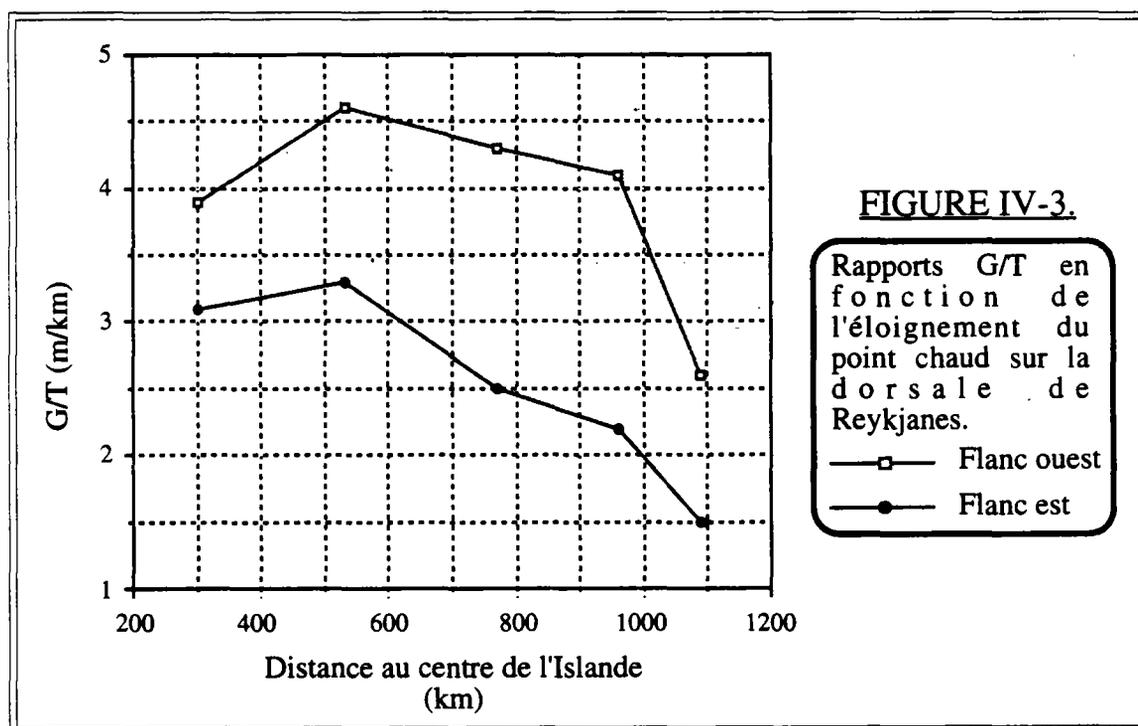


excluant les portions de courbes influencées par la marge groenlandaise et le plateau de Rockall (*cf.* chp. III-2.C).

On observe, dès l'abord, sur la figure IV-2, un fort décalage entre la courbe calculée à partir du modèle de Haxby et Turcotte [1978] et les courbes réelles, fortement dissymétriques de part et d'autre de l'axe de la dorsale (forte pente sur le flanc nord-ouest). (Cette observation se retrouvera, d'ailleurs, sur tous les profils subparallèles à la direction de l'expansion, que ce soit au sud de l'Islande, des Açores ou du point triple de Bouvet.)

De plus, les courbes G(T) présentent une pente régulière et constante, de l'axe de la dorsale jusqu'au-delà de l'anomalie 13 (35 Ma).

Les valeurs du rapport G/T indiquées dans le tableau IV-14 sont reportées en fonction de l'éloignement de l'Islande sur la figure IV-3. On y découvre, hormis la dissymétrie de part et d'autre de l'axe d'accrétion, une forte diminution des valeurs du rapport G/T au fur et à mesure que l'on s'éloigne du point chaud ; néanmoins, cette régression n'affecte en rien l'asymétrie entre les deux flancs de la ride de Reykjanes qui s'observe encore sur la trace 1, située à plus de 1000 km de l'Islande. Cette tendance est légèrement altérée sur la trace 5 qui recoupe des domaines océaniques peu profonds, proches de l'Islande.



D'autre part, à proximité de la zone de fracture Bight, les rapports G/T sur chacun des flancs de la ride semblent subir une décroissance brutale (traces 1 et 2).

<sup>4</sup> A titre de comparaison avec les précédents travaux [par exemple, Cazenave *et al.*, 1986 ; 1988], sont également retranscrites, dans ce tableau, les valeurs de la profondeur de compensation au sens de Pratt [Haxby & Turcotte, 1978] calculées à partir du rapport G/T.

**Rapport Géoïde/Topographie et Profondeur  
de compensation (Pratt)†**

**Tableau IV-1. : Dorsale de Reykjanes**

n° des profils	Flanc ouest	Flanc est	Subsidence thermique*
5	3,9 m/km (79 km)†	3,1 m/km (63 km)†	2,5 m/km
4	4,6 m/km (93 km)†	3,3 m/km (66 km)†	2,5 m/km
3	4,3 m/km (87 km)†	2,5 m/km (51 km)†	2,5 m/km
2	4,1 m/km (83 km)†	2,2 m/km (45 km)†	2,5 m/km
1	2,6 m/km (53 km)†	1,5 m/km (31 km)†	2,5 m/km

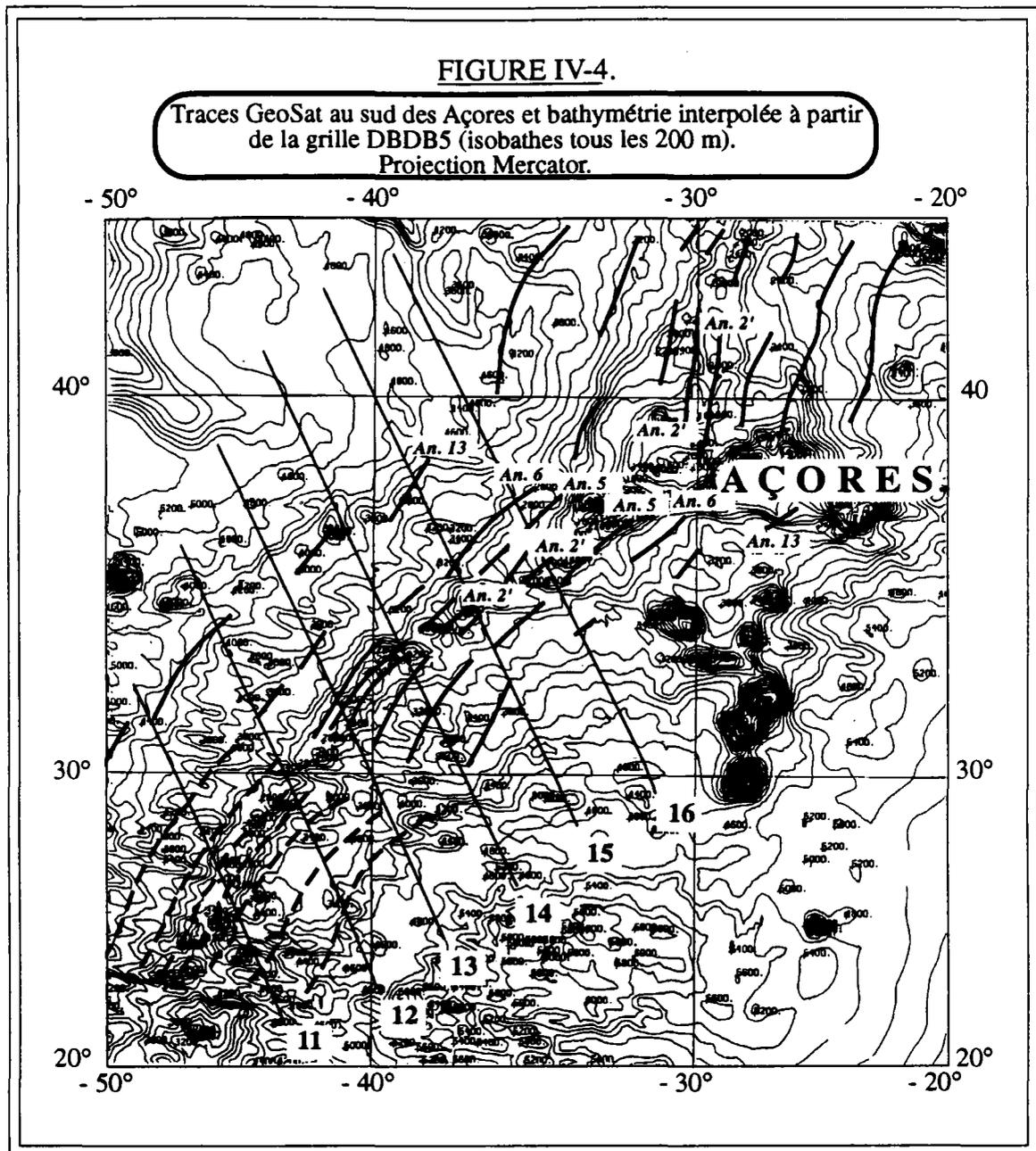
**Tableau IV-2. : au sud des Açores**

n° des profils	Flanc ouest	Flanc est	Subsidence thermique*
16	1,6 m/km (32 km)†	7,1 m/km (144 km)†	2,5 m/km
15	2,3 m/km (47 km)†	6,8 m/km (138 km)†	2,5 m/km
14	2,3 m/km (47 km)†	6,2 m/km (126 km)†	2,5 m/km
13	2,0 m/km (40 km)†	5,8 m/km (117 km)†	2,5 m/km
12	0,9 m/km (18 km)†	3,2 m/km (65 km)†	2,5 m/km
11	0,8 m/km (16 km)†	3,1 m/km (63 km)†	2,5 m/km

\* Valeur moyenne du rapport G/T entre les isochrones 6 et 21 dans le modèle de subsidence thermique [Haxby & Turcotte, 1978].

† Profondeur de compensation au sens de Pratt [Haxby & Turcotte, 1978].

Au sud des Açores, les six profils choisis (fig. IV-4) présentent des caractéristiques identiques, voire plus marquées encore, à celles de l'Islande. L'asymétrie des courbes  $G(T)$  de part et d'autre de l'axe, observée sur la figure IV-5, présente une polarité inverse à celle obtenue sur Reykjanes (forte pente sur le flanc est), et perdure au moins jusqu'à l'anomalie 20 (44 Ma) ; les valeurs des rapports  $G/T$  du flanc sud-est sont trois à quatre fois plus élevées que celles du flanc nord-ouest.



De plus, la figure IV-6 montre une augmentation des rapports  $G/T$ , plus particulièrement sur le flanc est, lorsqu'on se rapproche du point chaud des Açores. Les rapports  $G/T$  des traces 11 et 12 (au sud de la zone de fracture Atlantis) accusent une brusque baisse mais conservent une forte dissymétrie, à plus de 1500 km du point chaud des Açores.

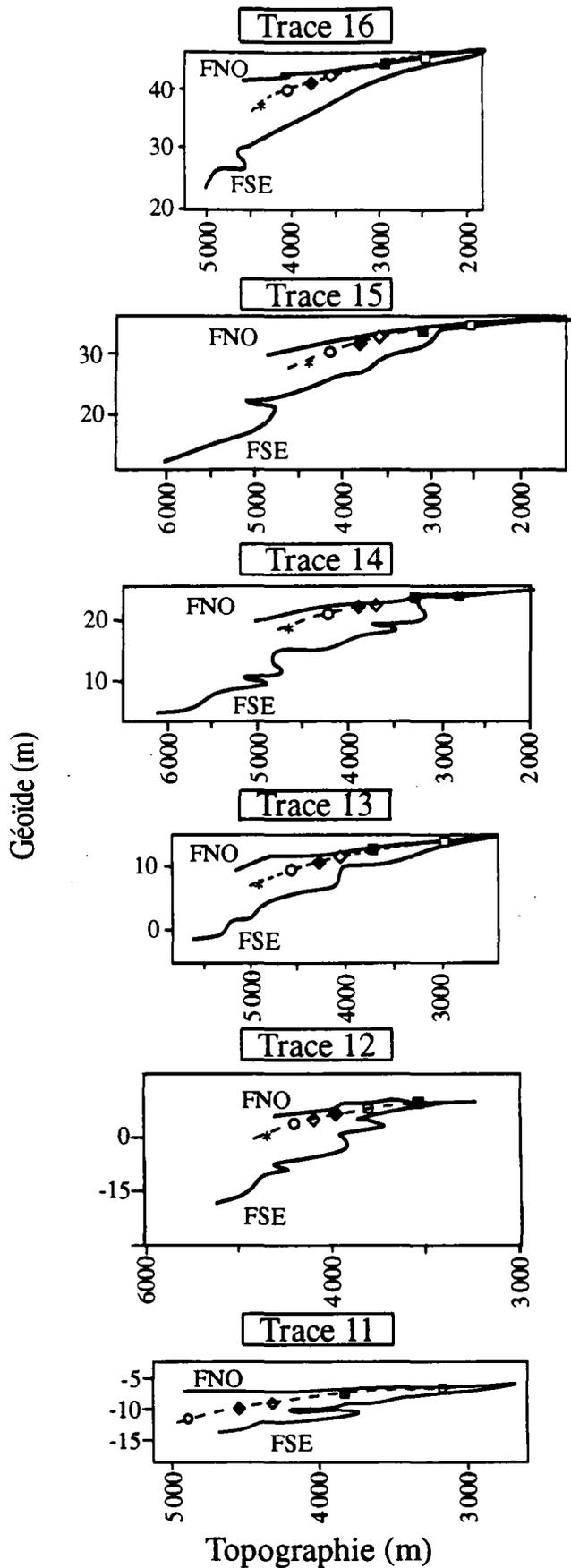


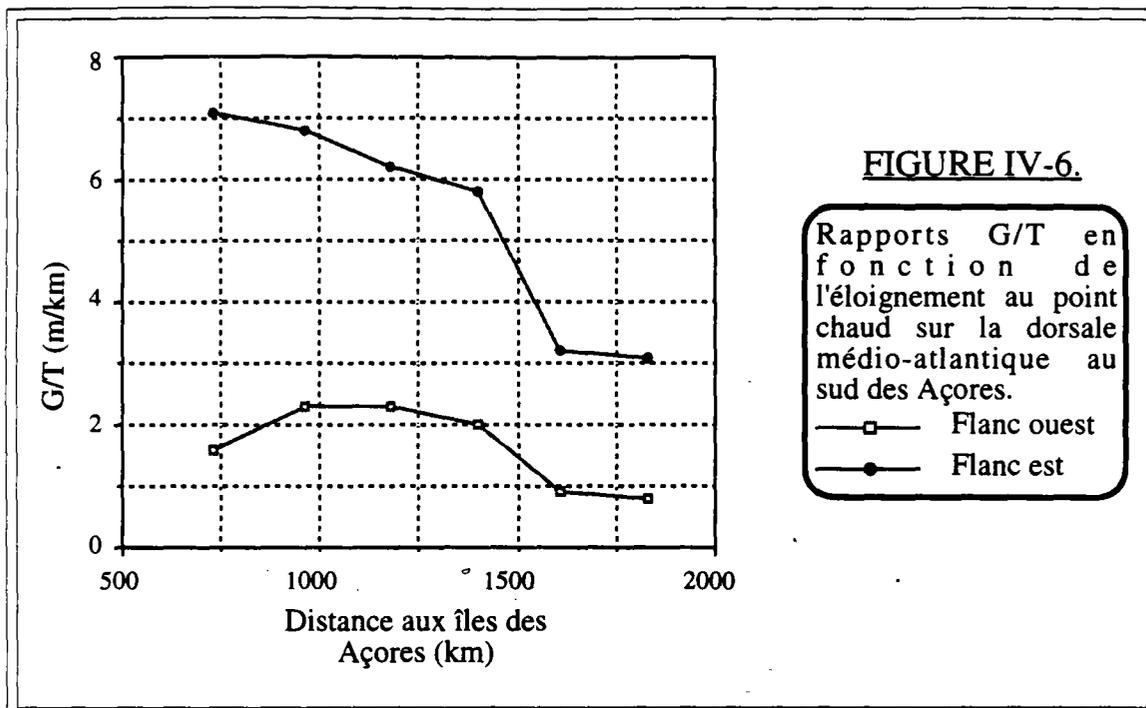
FIGURE IV-5.

Courbes G(T) au sud des Açores. La courbe en pointillés représente la subsidence calculée à partir du modèle de refroidissement pur de Haxby et Turcotte [1978].

- Anomalie 2'
- Anomalie 5
- ◇ Anomalie 6
- ◆ Anomalie 7
- Anomalie 13
- ★ Anomalie 20

FNO : Flanc nord-ouest  
FSE : Flanc sud-est

Si l'on compare ces résultats à ceux obtenus par Cazenave *et al.* [1988] dans un domaine centré sur les Açores à l'aide d'une méthode classique de calcul de G/T (cf. chp. III-2.C), il est intéressant de noter que la valeur trouvée par ces auteurs — un rapport G/T égal à 3,1 m/km (fig. III-12.A) — correspond à la moyenne des valeurs fournies par notre étude. Cette observation montre l'intérêt de travailler sur des segments d'orbites bien localisés pour espérer en déduire une « géométrie » des zones chaudes du manteau et pour comprendre leurs interactions avec les structures océaniques majeures telles que les zones de faille transformante.



#### IV-1.B. Entre la zone de fracture Bight et les Açores, et au sud d'Atlantis

L'orientation des profils est bien moins favorable dans ces deux régions : nous ne pourrions donc pas suivre l'évolution du rapport G/T profil par profil, et nous nous bornerons à considérer de grands ensembles de tendance analogue.

#### **Au nord des Açores**

Les résultats recueillis entre la zone de fracture Bight et les Açores sont regroupés dans le tableaux IV-3 et sur la fig. IV-7<sup>5</sup>. De grandes provinces, limitées par les zones de fracture Bight, Charlie-Gibbs et Maxwell, semblent s'individualiser dans cette partie de l'Atlantique Nord.

<sup>5</sup> Les courbes G(T) sont rassemblées dans l'annexe I.

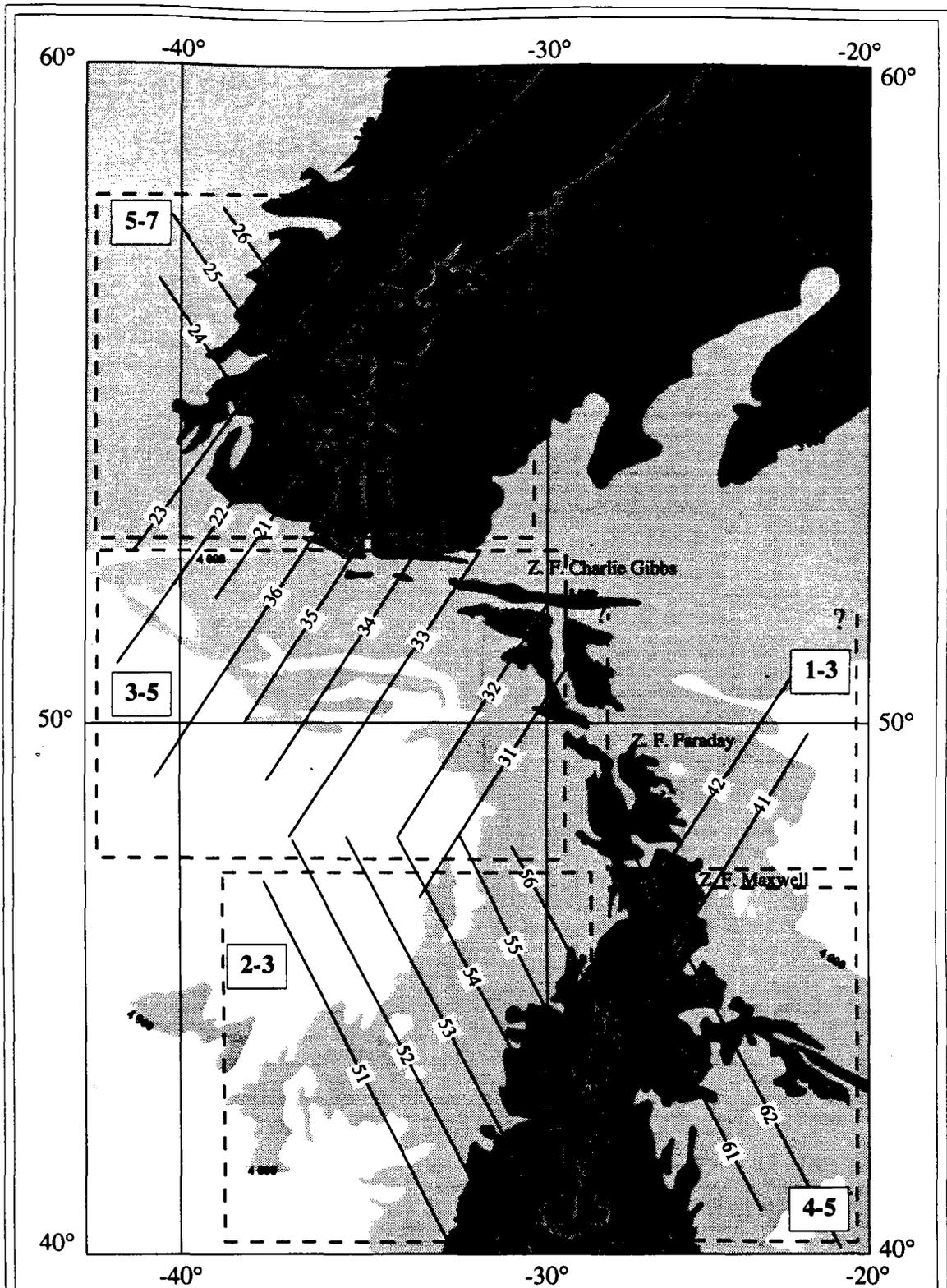


FIGURE IV-7.

Traces GeoSat entre les zones de fracture Bight et les Açores.  
 Isobathes tous les 1 000 m (GEBCO). Projection Mercator.

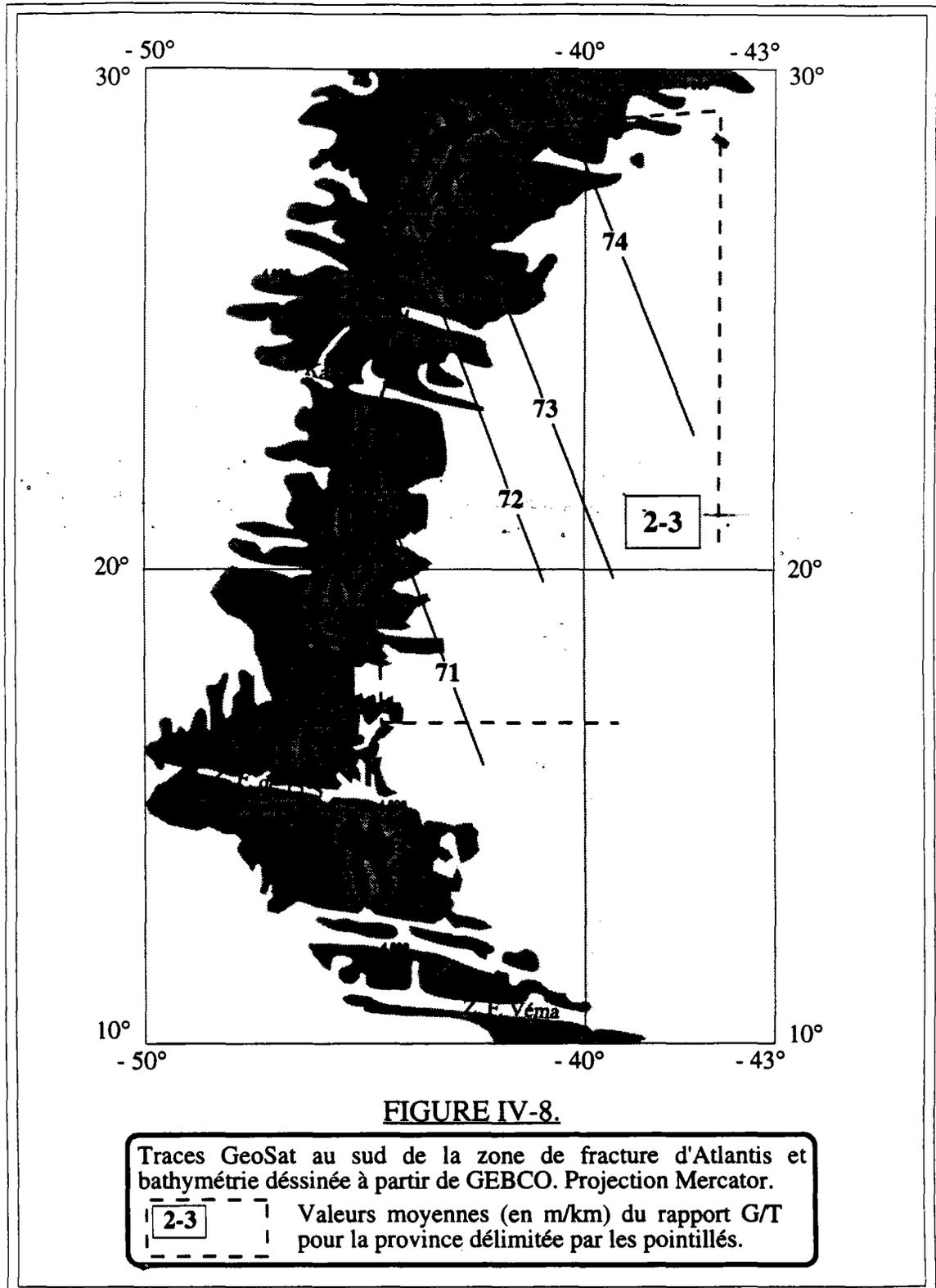
**4-5** Valeurs moyennes (en m/Km) du rapport G/T pour les provinces délimitées par les pointillés.

L'asymétrie entre les flancs de la dorsale, pour peu que le petit nombre de profils utilisables sur le flanc est soit représentatif, semble persister. De plus, l'inversion de polarité de l'asymétrie paraît se situer entre les zones de fracture Charlie-Gibbs et Maxwell.

<b>TABLEAU IV-3.</b>			
<b>Rapport Géoïde/Topographie entre Charlie-Gibbs et les Açores</b>			
n° des profils	Limites géographiques	G/T (estimation)	Flanc
26	54°N-58°N	6-7 m/km	ouest
25	54°N-58°N	5-6 m/km	ouest
24	53°N-58°N	6-7 m/km	ouest
23	53°N-58°N	4-5 m/km	ouest
22	50°N-58°N	5-6 m/km	ouest
21	50°N-58°N	5-6 m/km	ouest
36	49°N-54°N	4-5 m/km	ouest
35	50°N-54°N	3-4 m/km	ouest
34	49°N-53°N	4 m/km	ouest
33	48°N-53°N	3-4 m/km	ouest
32	48°N-52°N	2-3 m/km	ouest
31	47°N-51°N	3 m/km	ouest
42	47°N-51°N	2-3 m/km	est
41	46°N-50°N	1-2 m/km	est
56	44°N-50°N	2-3 m/km	ouest
55	43°N-48°N	2-3 m/km	ouest
54	40°N-48°N	2-3 m/km	ouest
53	40°N-48°N	2-3 m/km	ouest
52	40°N-48°N	2 m/km	ouest
51	40°N-46°N	2,5-3,5 m/km	ouest
62	40°N-48°N	4-5 m/km	est
61	41°N-46°N	5 m/km	est

On peut par ailleurs remarquer sur les traces 31, 32 et 33 (cf. Annexe I) un important saut du géoïde aux environs de 50,5°N (entre les zones de fracture de Charlie-Gibbs et Maxwell), qui ne correspond à aucune zone de fracture principale connue.

Il ne semble en revanche pas exister de variation systématique du rapport G/T au nord des Açores.



**Tableau IV-5.****Rapport Géoïde/Topographie  
au sud de 10°S**

n° des profils	Limites géographiques	G/T (estimation)	Flanc
82	20°S-12°S	1,8 m/km	ouest
81	21°S-17°S	1,8 m/km	ouest

**Rapport Géoïde/Topographie  
au sud de 20°S**

n° des profils	Limites géographiques	G/T (estimation)	Flanc
96	25°S-21°S	2,6 m/km	ouest
95	29°S-20°S	3,3 m/km	ouest
94	31°S-23°S	3,3 m/km	ouest
93	30°S-22°S	2,9 m/km	ouest
92	33°S-20°S	2,8 m/km	ouest
91	34°S-24°s	3,2 m/km	ouest

**Rapport Géoïde/Topographie  
au sud de Tristan da Cunha (38°S)**

n° des profils	Limites géographiques	G/T (estimation)	Flanc
107	46°S-36°S	3,5 m/km	ouest
106	47°S-37°S	3,4 m/km	ouest
105	45°S-40°S	2,2 m/km	ouest
104	47°S-40°S	2 m/km	ouest
103	48°S-40°S	1,8 m/km	ouest
102	49°S-44°S	2 m/km	ouest
101	49°S-45°S	2,5 m/km	ouest

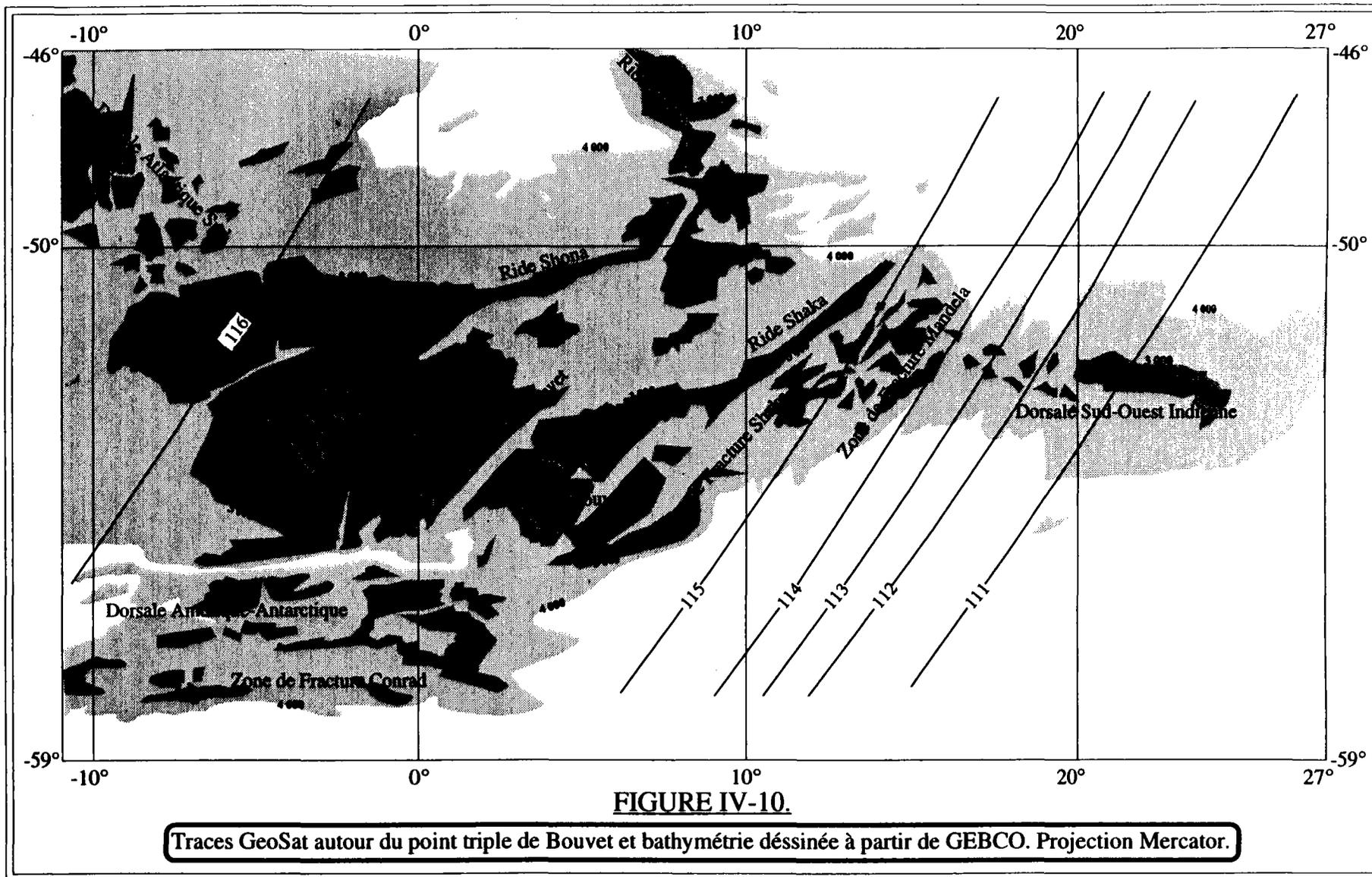
IV-1.D. Aux environs du point triple de Bouvet

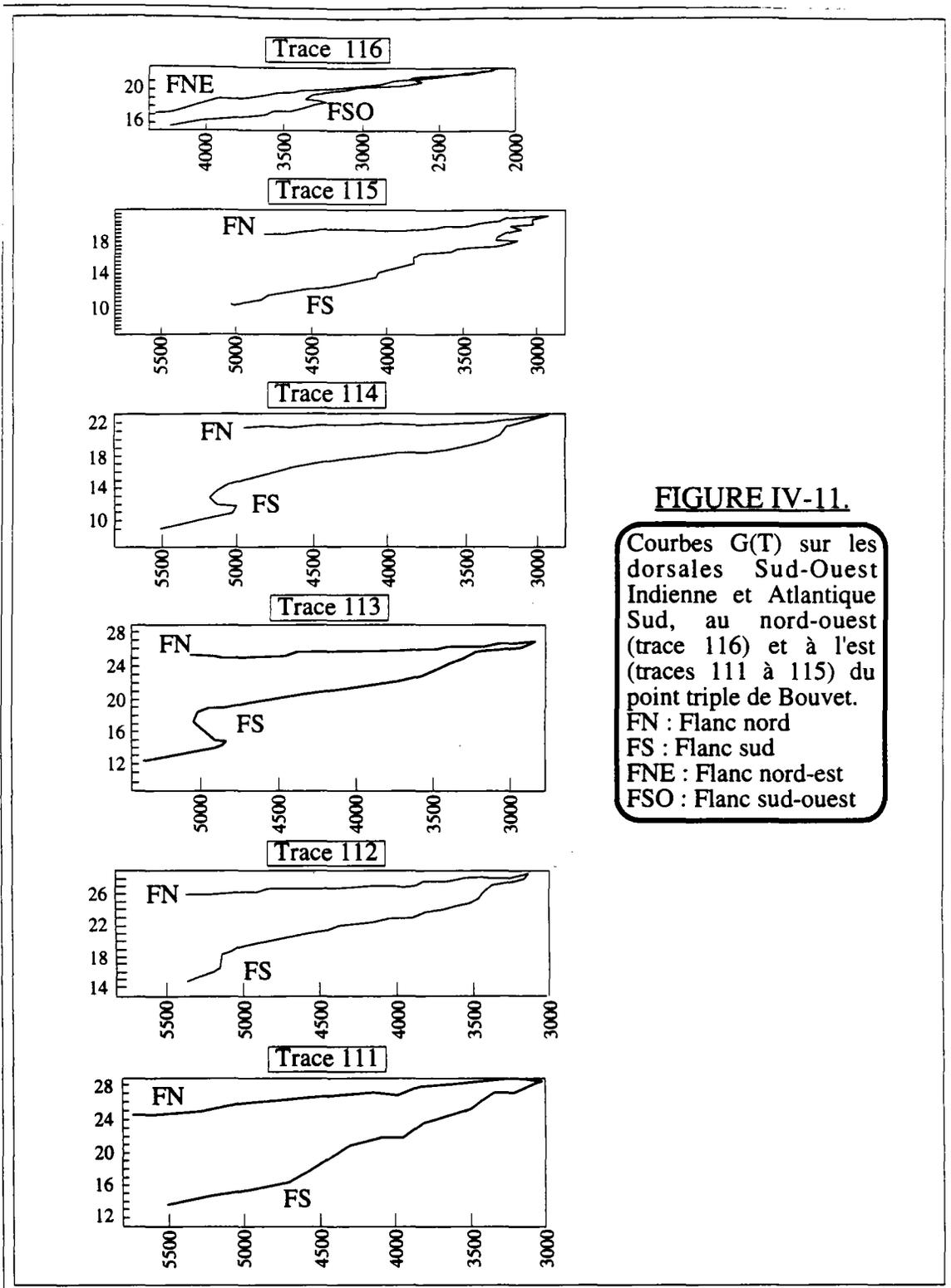
Les profils obtenus dans cette région sont de qualité identique à ceux acquis au sud de l'Islande et des Açores ; l'orientation presque est-ouest de la dorsale améliore considérablement l'obliquité entre les traces du satellite et la ride océanique.

Sur l'ensemble des profils (fig. IV-10 et IV-11, et tab. IV-6), une nette dissymétrie entre les deux flancs est observée à l'est du point triple de Bouvet. La trace 116, proche de la partie australe de l'Atlantique Sud, fournit des valeurs faibles, analogues à celles trouvées au sud de Tristan da Cunha, qui ne révèlent pas d'asymétrie franche. Sur les cinq autres traces, les valeurs du flanc nord, proche de l'Afrique, sont remarquablement faibles (inférieures ou égales à 1). Le flanc sud, lui, présente une gradation considérable des valeurs du rapport G/T en direction de la branche sud-ouest de l'océan Indien.

<b>Rapport Géoïde/Topographie au sud de l'Atlantique Sud</b>		
n° des profils	Flanc sud	Flanc nord
116	1,8 m/km	1,5 m/km
115	2,2 m/km	0,9 m/km
114	2,3 m/km	0,5m/km
113	2,7 m/km	0,6 m/km
112	3,2 m/km	0,8 m/km
111	4,3 m/km	1,1 m/km

Ces résultats, acquis très récemment, ne seront pas interprétés dans les sous-chapitres ultérieurs. Ils permettent cependant de vérifier la validité de la méthode du G/T « visuel » dans un océan autre que l'Atlantique. Par ailleurs, il est probable que la gradation du rapport G/T vers l'est, en direction des îles Crozet et Prince Edward, ai une origine similaire à celle des accroissements observés au sud des points chauds de l'Islande et des Açores. On peut noter également au sud de l'Afrique du Sud les basses valeurs du rapport G/T, révélatrices d'une forte masse volumique dans le manteau sous-jacent et, donc, d'une température peu élevée.





#### IV-2. Interprétation

Cinq observations essentielles ressortent de ces résultats :

- Les courbes G(T) observées ne correspondent pas à la courbe théorique de subsidence thermique de Haxby et Turcotte ;
- les rapports G/T augmentent en même temps que la proximité des points chauds de l'Islande et des Açores ;
- la dorsale présente une forte dissymétrie de part et d'autre de son axe<sup>6</sup> ;
- cette asymétrie persiste loin des points chauds, plus loin que les limites, couramment admises, de leur zone d'influence ;
- de grandes provinces, de rapports G/T analogues, semblent s'individualiser dans l'ensemble de l'océan Atlantique.

Le décalage entre les courbes observées et la courbe théorique de subsidence thermique (quel que soit le modèle adopté) pourrait s'expliquer par le fait que nous n'avons pas soustrait la composante régionale du géoïde. Cependant, nous avons vu que les résultats obtenus dans cette étude présentent une très bonne cohérence avec ceux obtenus par Cazenaves *et al.* [1988], au sud des Açores, après retrait de la composante régionale d'un modèle de géoïde.

Ce décalage pourrait également s'expliquer par des variations importantes des paramètres qui régissent la subsidence (la diffusité thermique  $k$ , le coefficient d'expansion thermique  $\alpha$  et la température initiale<sup>7</sup>  $T$ ) de part et d'autre de la dorsale et entre les différentes provinces [par exemple, Davis & Lister, 1974]. Cependant, même s'il demeure certaines incertitudes dans l'estimation de ces paramètres, de telles variations semblent difficilement concevables pour des domaines de même âge, dont la pétrologie et le régime thermique initiaux furent exactement identiques — du moins, pour les flancs homologues, de part et d'autre de l'axe — [Hayes, 1988]. Au reste, les variations nécessaires seraient beaucoup trop importantes pour être acceptables [Hayes, 1988]. Les modèles de refroidissement pur semblent donc inaptes à expliquer, seuls, l'allure des courbes G(T) et, en particulier, l'asymétrie de part et d'autre de la dorsale [Kane & Hayes, 1992].

Cette asymétrie peut, en revanche, rendre compte de variations de masse volumique et de température dans l'asthénosphère.

---

<sup>6</sup> Cette particularité ne peut être un artefact lié à l'orientation des traces du satellite : l'inversion de polarité observée entre le sud de l'Islande et le sud des Açores, alors que la dorsale garde la même obliquité par rapport aux profils GeoSat, permet d'exclure une telle hypothèse.

<sup>7</sup>  $D_c$ , la bathymétrie corrigée de l'épaisseur des sédiments, est reliée à l'âge de la croûte, dans le modèle de refroidissement pur, par [Davis & Lister, 1974 ; Parsons & Sclater, 1977 ; Hayes, 1988] :

$$D_c = D_0 + 2\pi^{-1/2} \alpha T k^{1/2} (\text{age})^{1/2}$$

Dans l'hypothèse d'une compensation isostatique à la limite lithosphère-asthénosphère, la subsidence est reliée à l'âge de la croûte par :

$$D_c(t) = D_0 + Z_l(t) C_l$$

où  $Z_l(t)$  est l'épaisseur de la lithosphère

et  $C_l$  est égal à  $(\rho_l - \rho_a) / (\rho_a - \rho_w)$ ,  $\rho_l$ ,  $\rho_a$  et  $\rho_w$  autre étant les masses volumiques respectives de la lithosphère, de l'asthénosphère et de l'eau.

Un accroissement de 0,3% de la masse volumique de l'asthénosphère correspond à une diminution de 15% du coefficient  $C_l$  et peut rendre compte des différences observées de part et d'autre de la dorsale et entre les diverses provinces. Une telle augmentation de la masse volumique peut être obtenue par une variation, raisonnable, de 100°C de la température<sup>8</sup> [Hayes, 1988].

L'asymétrie observée des rapports G/T semble donc être inhérente aux hétérogénéités du manteau supérieur et à une répartition dissymétrique de la température en profondeur par rapport à l'axe de la dorsale ; les températures élevées se situeraient au nord-ouest de l'axe de la dorsale de Reykjanes et à l'est de celui de la dorsale située au sud du point chaud des Açores.

Si l'on peut expliquer simplement la gradation du rapport G/T au fur et à mesure que l'on se rapproche d'un point chaud par le modèle du panache « dévié » dans un « magmoduc » situé sous la dorsale [par exemple, Schilling, 1973], il est toutefois nécessaire de lui adjoindre, afin d'expliquer l'asymétrie observée, l'existence d'un décalage entre ce « magmoduc » et l'axe de la dorsale. Cependant, deux constatations réfutent cette hypothèse :

1) les rapports G/T sont calculés sur des portions de profils qui excèdent 500 km au moins et qui sont situées à plus de 100 km de la ride médioatlantique. Il paraît improbable que le dégorgement du panache se réalise dans un conduit d'une telle importance fortement décalé par rapport à l'axe<sup>9</sup>, et que l'asymétrie rende compte de ce seul processus ;

2) l'asymétrie persiste bien au-delà des limites d'influence des points chauds couramment admises à partir des données géochimiques et bathymétriques ; elle subsiste même au-delà des zones de fracture (Bight, Kane) qui sont marquées par une décroissance brutale du rapport G/T, et au-delà de celles qui semblent délimiter les provinces de rapport G/T analogue (Maxwell, Charlie-Gibbs, Atlantis).

Cette dissymétrie semble donc inhérente aux processus mêmes de genèse de la dorsale. L'ordonnance des anomalies de vitesse des ondes de surface (Love et Rayleigh), liées aux variations de température, montrent d'ailleurs une disposition assez linéaire sous l'ensemble de la dorsale, jusqu'à une profondeur de 370 km [Montagner & Tanimoto, 1991]. Ces auteurs relient cette répartition à la tectonique des plaques et à la

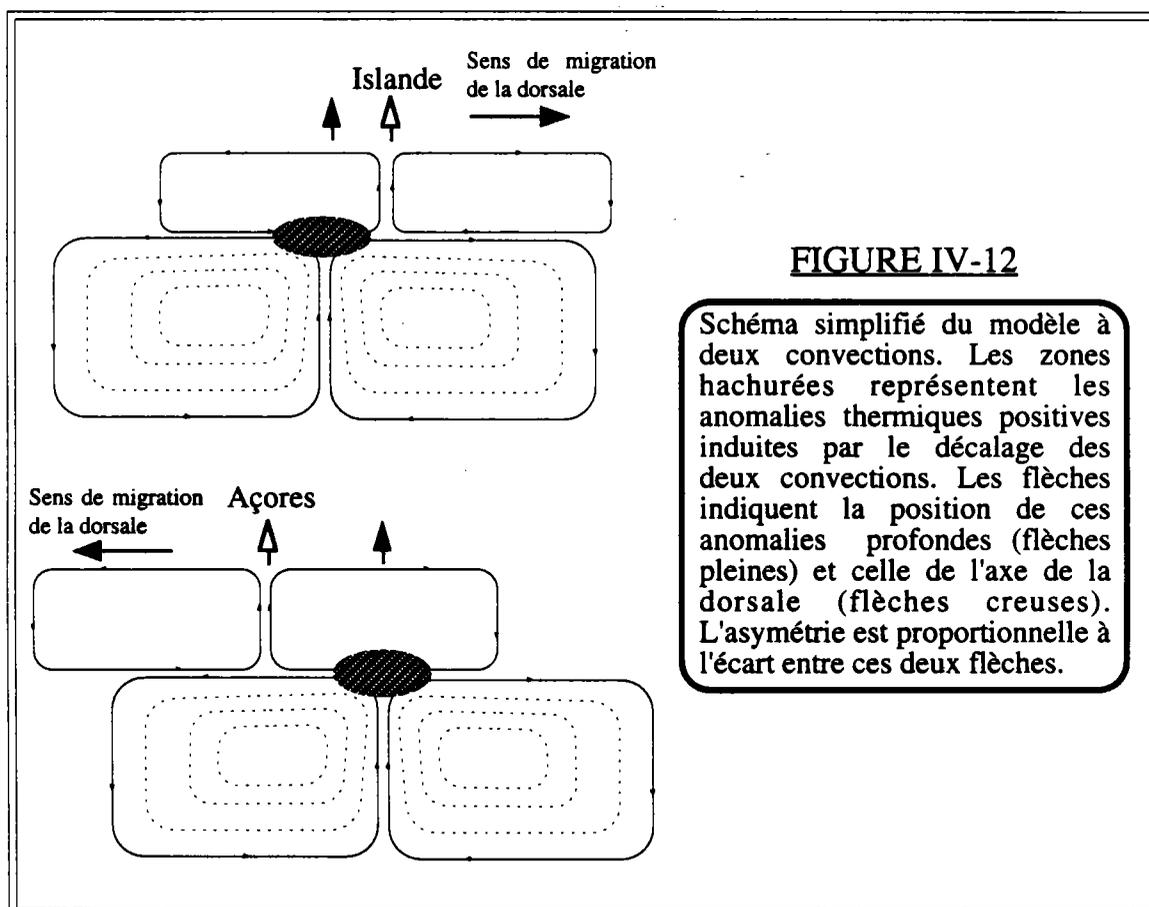
<sup>8</sup> De telles variations de température sont, par ailleurs, suffisantes pour initialiser une convection dans le manteau supérieur [Rabinowitz, comm. pers.].

<sup>9</sup> Un tel décalage de ce conduit devrait induire de fortes anomalies dans la topographie du plancher océanique.

distribution des continents, et Anderson *et al.* [1992] y voient l'empreinte de la cassure de la lithosphère.

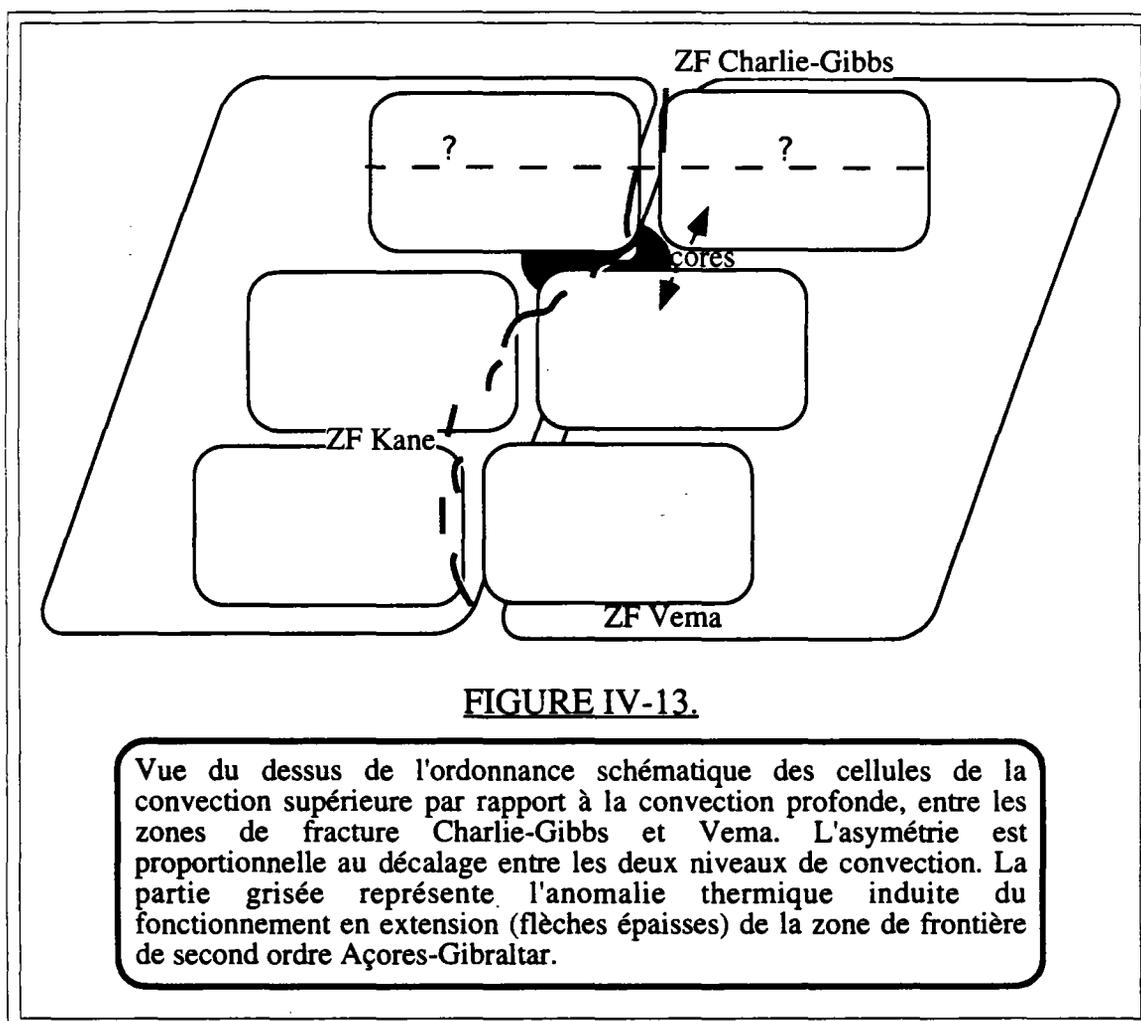
Si la distribution des masses volumiques dans le manteau supérieur reflète bien la brisure initiale de la lithosphère et la distribution des continents, deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer le décalage actuel de l'anomalie de température par rapport à l'axe de la dorsale : soit l'asymétrie est contemporaine de l'ouverture de l'océan, soit elle est postérieure.

Dans le premier cas de figure, l'asymétrie doit provenir de l'extension initiale. Le problème de celle-ci est loin d'être résolu ; l'extension dans la partie supérieure de la croûte ne semble pas se localiser à l'aplomb des zones d'extension en profondeur. Deux types de modèles permettent d'expliquer cette observation : les modèles d'extension asymétrique (type Wernicke) et les modèles d'extension symétrique dans une croûte rendue anisotrope par des discontinuités qui permettent une extension différentielle et un transfert de la traction latéralement, à travers la croûte, jusqu'à des distances importantes de son lieu d'application [voir, par exemple, Malavieille, 1987]. Quoi qu'il en soit, cette déviation de l'extension en profondeur peut être suffisante pour générer un amincissement décalé en profondeur et pour induire un régime thermique, lui-même responsable de la création d'une convection secondaire [Steckler, 1985] désaxée par rapport aux manifestations de surface. Cette asymétrie initiale pourrait donc expliquer l'ordonnance actuelle des températures dans le manteau supérieur. Cependant, il paraît difficile de concevoir un mécanisme qui permettrait de maintenir cette disposition primitive des températures dans un océan mature, loin de ses bordures continentales.



La deuxième hypothèse consiste à envisager un mouvement relatif entre la dorsale (et la convection superficielle sous-jacente) et le matériel mantellique, plus profond et plus lent<sup>10</sup> [Stein *et al.*, 1977 ; Marzocchi & Mulargia, 1990]. Lorsque la dorsale migre, la convection superficielle sous-jacente (que nous appellerons, par la suite, convection supérieure) se décale par rapport à l'anomalie thermique profonde (ou de la convection plus profonde qui lui est associée) (fig. IV-12) ; ce décalage induit une variation de la masse volumique (et de subsidence du plancher océanique). Dans un tel schéma, la dorsale de Reykjanes s'est déplacée vers l'est, et la dorsale médioatlantique au sud des Açores, vers l'ouest, par rapport à l'anomalie profonde.

Le décalage varie donc le long de la dorsale — et parfois s'inverse —, dessinant de grandes provinces analogues aux couloirs tectoniques de l'Atlantique Sud [Hayes, 1988 ; Kane & Hayes, 1992]. Ces régions sont limitées par des zones de fracture (Charlie-Gibbs, Maxwell et Atlantis pour l'Atlantique Nord ; Sainte-Hélène-Martin Vaz et Tristan da Cunha, pour l'Atlantique Sud<sup>11</sup>) ou par des zones de frontière de second



<sup>10</sup> En effet, l'échelle de temps entre les mouvements des plaques et celle du transfert thermique entre les convections diffèrent grandement [Houseman, 1983] : les dorsales s'éloignent donc rapidement des anomalies thermiques qui se situaient initialement à leur aplomb [O'Connor & le Roex, 1992].

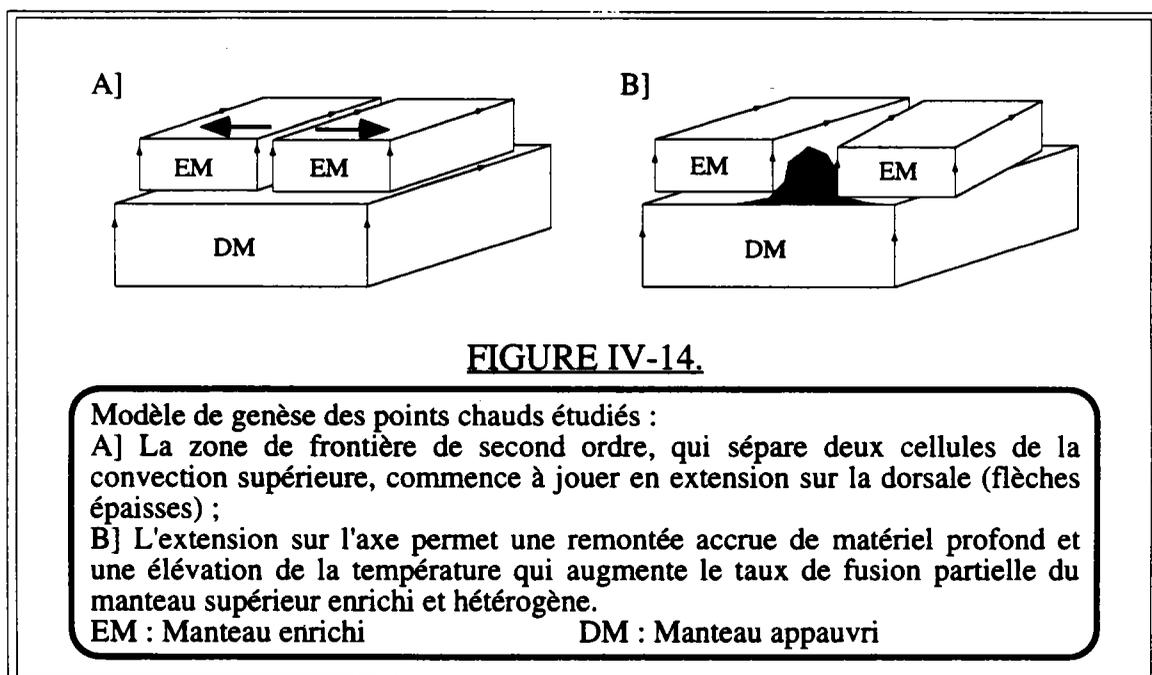
<sup>11</sup> Dans cette partie de l'océan Atlantique, ces résultats sont à considérer avec précaution ; ils sont cependant corroborés par les frontières majeures des corridors tectoniques énumérées par Kane et Hayes [1992] à partir de divers paramètres géophysiques.

ordre (Açores-Gibraltar, Groenland-Islande-Féroé) ; ces limites correspondent à des zones de faiblesse dans la lithosphère continentale — certaines sont reliées à des épanchements volcaniques continentaux — (cf. chp. III). Les zones de faiblesse lithosphériques, reliées aux zones de faiblesse continentales, semblent donc créer une et fragmentation de la partie sommitale du manteau supérieur (et non l'inverse)<sup>12</sup>. La liaison entre la dorsale, sinueuse, qui migre et la convection profonde doit être assurée par des cellules de convection plus superficielles, associées à ces grandes provinces mantelliques, et dont la longueur d'onde oscille entre 1 000 et 2 000 km (fig. IV-13).

Si les zones de frontière de second ordre qui limitent ces cellules fonctionnent à un moment déterminé en extension — en relation avec les mouvements des plaques (cf. chp. II-3 et fig. II-8 : la zone Açores-Gibraltar) —, la remontée du matériel mantellique profond est facilitée ; celle-ci crée alors une élévation de la température et du taux de fusion partielle à l'aplomb de la dorsale et génère un volcanisme anormal (et une augmentation du rapport G/T à proximité des points chauds).

Dans ce modèle, la formation des points chauds étudiés serait donc la conséquence de la conjonction des trois phénomènes (fig. IV-14) :

- 1) l'existence d'une zone de frontière principale, la ride océanique ;
- 2) une convection profonde, productrice de l'anomalie thermique, à l'aplomb du bombement ;
- 3) la présence d'une zone de frontière de second ordre (Groenland-Islande-Féroé pour le point chaud de l'Islande, Açores-Gibraltar pour celui des Açores).



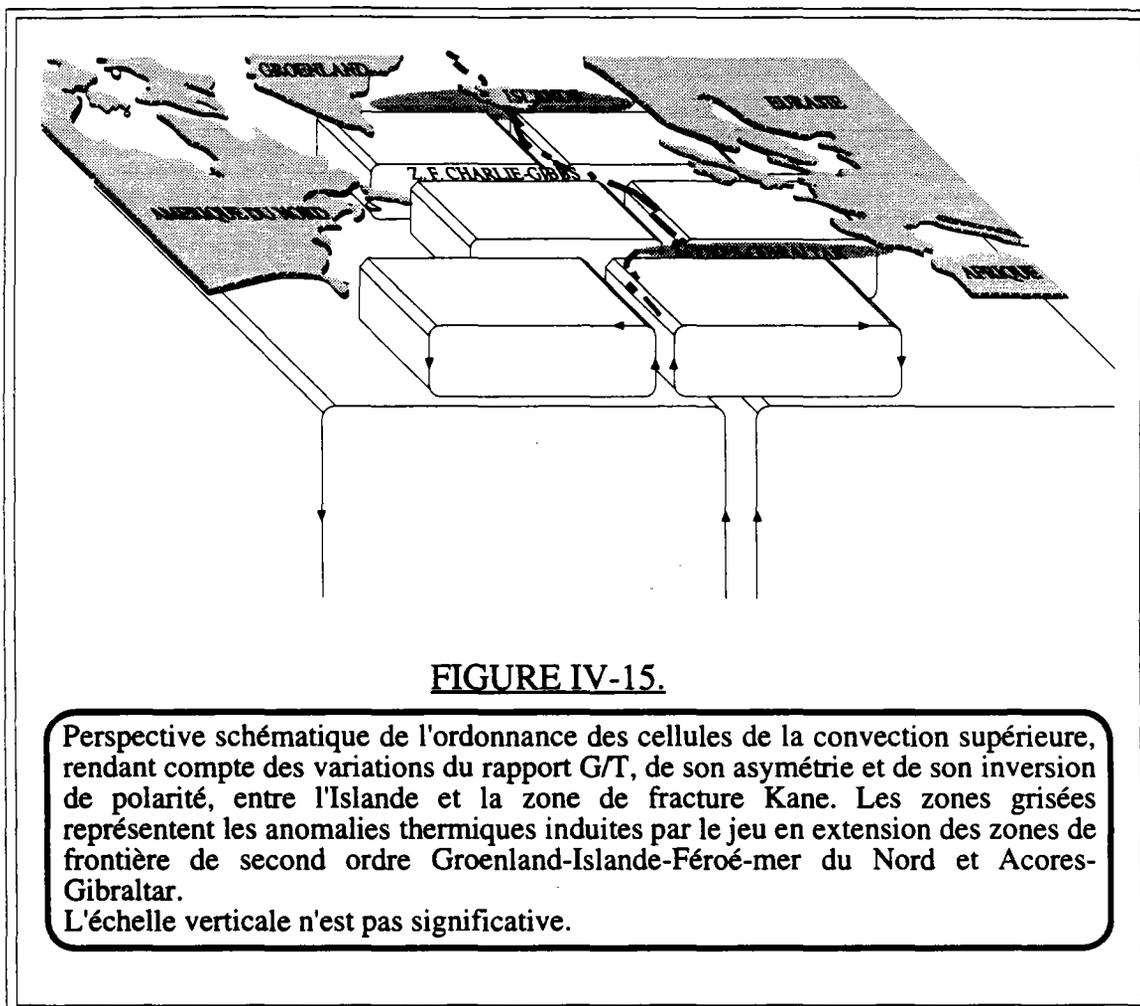
<sup>12</sup> Les zones de frontière de second ordre de l'Atlantique Sud ont fonctionné pendant ou avant l'ouverture initiale de l'océan [Nürnberg & Müller, 1991].

### IV-3. Discussion

Deux idées principales ressortent de notre modèle (fig. IV-15) :

1) les points chauds peuvent être créés par un dysfonctionnement de la dorsale généré par un fonctionnement en extension des zones de frontière de second ordre ;

2) une convection superficielle, liée au fonctionnement de la dorsale et aux zones de frontière de second ordre, semble être découplée de la convection plus profonde (ou décalée par rapport à l'anomalie thermique profonde), de plus grande longueur d'onde (5 000 km-6 000 km), liée à l'ouverture de l'océan.



Confrontons maintenant ces hypothèses aux multiples observations effectuées par les diverses disciplines des Sciences de la Terre et énumérées dans les deux premiers chapitres.



1990] — que par le blocage de ce flux dans la partie supérieure du manteau supérieur qui subit alors un réchauffement.

Dans notre modèle et dans le cas d'une source enrichie superficielle, les basaltes enrichis sont au contraire créés par une extension qui facilite le flux ascendant (fig. IV-14) : l'apport de matériel plus important et l'élévation de température accrue qui en découle induisent une exacerbation de la fusion partielle — dont le taux est proportionnel à l'accroissement de la température [Gerlach, 1990] — d'une large région du manteau supérieur hétérogène<sup>13</sup>. Les basaltes qui en découlent (du type OIB) présentent des caractères d'enrichissement variables en fonction du taux de fusion partielle (et donc de la température) et de la nature même du manteau supérieur. La pérennité des hétérogénéités du manteau supérieur est assurée par les cellules de la convection supérieure.

Au contraire, si la progression n'est pas facilitée par une zone de faiblesse, l'apport de chaleur sera moins important et le taux de fusion partielle plus faible : les basaltes ainsi générés auront une composition proche de celle du matériel profond ascendant, appauvri (MORB).

En résumé, dans notre modèle, l'initiation des points chauds étudiés est commandée par la partie lithosphérique ; les variations géochimiques sont dues, elles, soit à une remontée de matériel profond et enrichi soit à une remontée de matériel appauvri, de température élevée, qui occasionne une augmentation du taux de fusion partielle du manteau supérieur hétérogène enrichi.

### Répartition des points chauds

Dans le modèle du panache mantellique profond, on pouvait s'interroger sur les coïncidences point chaud-point triple [Le Douaran & Francheteau, 1981] et point chaud-épanchement basaltique continental [White, 1988 ; Nürnberg & Müller, 1991 ; Olivet, comm. pers.] et sur l'affinité entre les points chauds et la dorsale [Weinstein & Olson, 1989]. Dans notre modèle, ces coïncidences deviennent des évidences. On peut noter, en outre, que notre modèle est confirmé par des études récentes [par exemple, O'Connor & le Roex, 1992] qui indiquent que tous les points chauds de l'Atlantique Sud se sont formés initialement à l'axe de la dorsale.

De plus, la répartition de second ordre (2 000 km) des points chauds de l'Atlantique [Yamaji, 1992] ne surprend pas : elle correspond à la longueur d'onde des provinces mantelliques esquissées grâce au rapport G/T et limitées par des zones de frontière de second ordre. Les épisodes en extension de ces dernières, au cours de l'histoire de l'océan, permettent la création de points chauds ; leur distribution sur le plancher océanique présente la longueur d'onde caractéristique des provinces mantelliques et, donc, des zones de frontière de second ordre.

### Origine et mouvements des points chauds

L'ouverture de chaque domaine de l'Atlantique, d'histoires cinématiques différentes, doit être accompagnée d'une remontée magmatique et d'une anomalie

---

<sup>13</sup> Dans le cas où le manteau supérieur recèle des volatiles (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>), l'apport de chaleur nécessaire pour atteindre des taux de fusion partielle conséquents peut ne pas être aussi important [Bonatti, 1990].

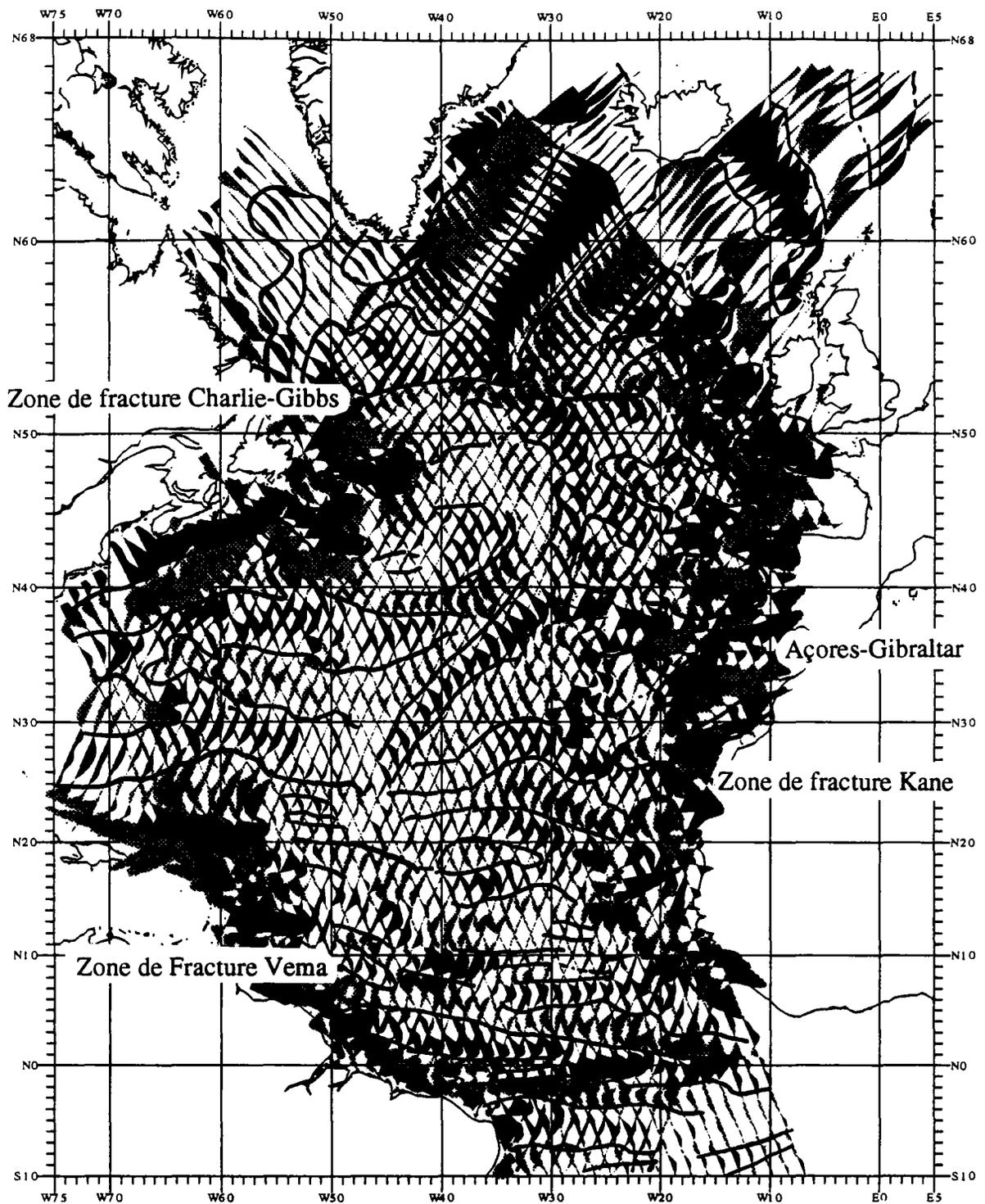


FIGURE IV-17.

Anomalies du géoïde (GeoSat) dans la bande de longueur d'onde 200 km-1200 km dans l'Atlantique Nord et Central [Gilg-Capar *et al.*, en préparation]. Les positives sont en noirs. Projection Mercator.

thermique, profondes et linéaires, de tailles identiques aux parties séparées — c'est-à-dire de mensuration équivalente à celle des plaques [McKenzie & Weiss, 1975 ; McKenzie & Richter, 1980] , soit 5 000 km-6 000 km, ce qui correspond à la longueur d'onde de la convection profonde [Su et Dziewonski, 1991]. Lors du jeu en extension des zones de frontière de second ordre, des points chauds se créent, interconnectés par cette anomalie thermique profonde. Leur origine se situe donc dans la partie inférieure du manteau supérieur, ou à la limite manteau inférieur-manteau supérieur, sous la convection supérieure, en accord avec les résultats de McKenzie *et al.* [1980], Anderson [1985] et Griffiths et Campbell [1991]. Cette interconnexion, visible sur les données tomographiques [par exemple, Montagner et Tanimoto, 1991 ; Tanimoto & Zhang, 1992 ; Anderson *et al.*, 1992], permet d'expliquer que les points chauds qui appartiennent au même domaine de l'océan sont relativement fixes les uns par rapport aux autres [Par exemple, Molnar & Atwater, 1973 ; Molnar & Stock, 1987, Jurdy., 1990].

### Courtes longueurs d'onde du géoïde

L'étude des courtes longueurs d'onde (200 km-1200 km) du géoïde dans l'Atlantique Nord et Central montre la présence d'ondulations, peu éloignées de l'axe de la dorsale<sup>14</sup>, de longueur d'onde proche de 500 km (fig. IV-17) et dont l'ordonnance fait apparaître de grands domaines : au nord de la zone de fracture de Charlie-Gibbs, les ondulations sont parallèles à la dorsale ; au sud de la zone de frontière de second ordre Açores-Gibraltar, elles sont perpendiculaires à l'axe (quoique perturbées entre les Açores et la zone de fracture Kane sur le flanc est) ; entre ces deux domaines, la distribution des anomalies semble intermédiaire [Gilg-Capar *et al.*, en préparation]. Cette division en grands domaines est similaire à celle esquissée grâce au rapport G/T.

Les ondulations du géoïde parallèles à la direction d'accrétion (dans cette bande de longueurs d'onde) sont généralement expliquées par la présence de cellules de convection superficielle, de type Richter, dans la zone à faible viscosité (*cf.* chp I-2.B) [McKenzie *et al.*, 1980 ; Haxby & Weissel, 1986 ; Maia & Diament, 1991 ; Baudry & Kroenke, 1991].

Au sud des Açores, cette convection est bien organisée, perpendiculaire à la dorsale. Toutefois, comme nous l'avons déjà noté, cette organisation est perturbée sur le flanc est, jusqu'à la zone de fracture Kane, par la présence de l'anomalie thermique à l'aplomb des Açores : le point chaud semble « attirer » les anomalies. Plus au nord, l'agencement parallèle au mouvement se dégrade, pour disparaître totalement au nord de la zone de fracture Charlie-Gibbs.

Ces variations peuvent relever de plusieurs caractères : la formation des cellules de Richter dépend à la fois de l'âge de l'océan (elle ne débute pas avec l'ouverture) et de la vitesse relative entre les plaques et la convection sous-jacente. Elle est subordonnée aussi à la température et à la viscosité de la partie supérieure du manteau supérieur. La fragmentation du manteau supérieur semble donc intéresser également la vitesse relative des plaques, et/ou la viscosité et la température de sa partie supérieure.

---

<sup>14</sup> La proximité de ces ondulations dépend de la vitesse d'accrétion : plus celle-ci est lente, plus les anomalies se situent près de la dorsale [Sparks & Parmentier, 1993].

Cette convection superficielle se situerait dans la partie sommitale de la convection supérieure de notre modèle. L'augmentation de température dans le manteau supérieur facilite la création de cellules de Richter à la base de la lithosphère. Les ondulations d'amplitude moins grande sur le flanc ouest de la dorsale au sud des Açores confirment la présence d'une région plus « froide », déjà pressentie à l'aide du rapport G/T et de la tomographie [Anderson *et al.*, 1992 ; Montagner & Tanimoto, 1991 par exemple]. De plus, les ondulations semblent « attirées » par les points chauds qui perturbent la distribution thermique et celle de la viscosité dans le manteau supérieur.

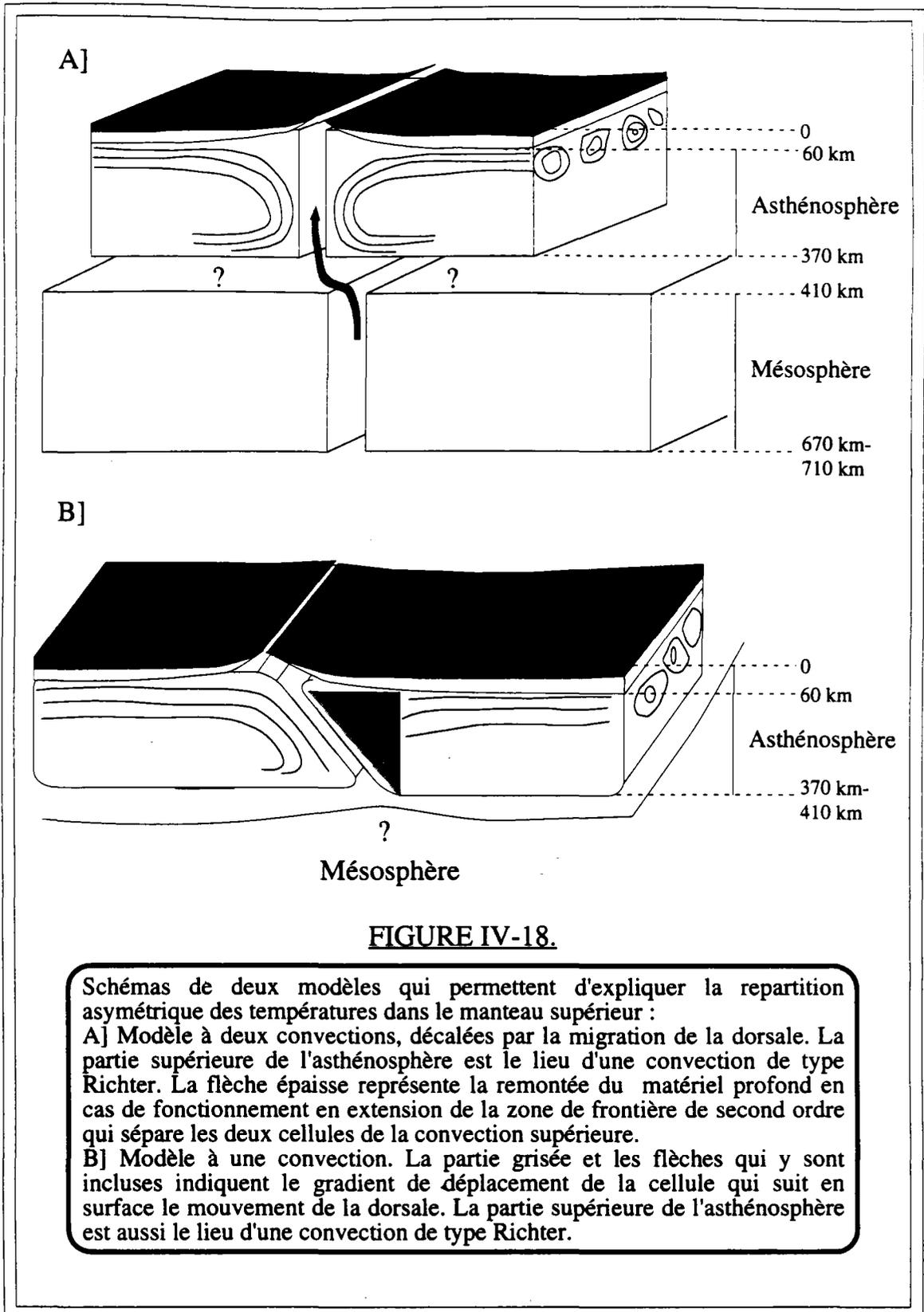
### **Asymétrie, convection et tomographie**

L'asymétrie de part et d'autre des dorsales fut déjà décrite dans l'Atlantique Sud par Hayes [1988], à partir des données de profondeur du plancher océanique, puis par Kane et Hayes [1992], grâce à divers résultats géophysiques, et dans l'ensemble des océans par l'étude des ondes de surface par les études des ondes de Love [Tanimoto & Zhang, 1990]. Le rapport G/T confirme donc l'existence de cette asymétrie ainsi que celle de la division du manteau supérieur en provinces tectoniques de comportements différents (géochimique, géophysique, bathymétrique) [Hayes, 1988 ; Kane et Hayes, 1992].

Par ailleurs, l'inversion de polarité de cette dissymétrie observée dans l'Atlantique Nord est en accord avec les données tomographiques de Montagner et Tanimoto [1991]. L'anomalie thermique positive se situe au nord-ouest du point chaud de l'Islande et au sud de celui des Açores.

Cependant, les mensurations verticales de la convection supérieure liée à la dorsale, à l'instar de celles de la zone à faible viscosité (*cf.* chp. I-2.B), demeurent imprécises ; certains auteurs circonscrivent cette convection dans les cent premiers kilomètres [Zhang & Tanimoto, 1992], d'autres l'étendent jusqu'à 250 km de profondeur [Montagner & Tanimoto, 1991], voire jusqu'à plus de 300 km de profondeur [Su *et al.*, 1992]. Les résultats de notre étude ne peuvent élucider ce problème. Toutefois, on peut supposer que les changements de phase du manteau supérieur (à 370 km-410 km et à 670 km-710 km de profondeur) limitent des compartiments de comportements différents. Cette division verticale du manteau supérieur pourrait générer différents niveaux de convection. Ainsi la limite convection supérieure-convection inférieure pourrait se situer au premier changement de phase, vers 400 km. Dans ce cas, la configuration du manteau supérieur peut être décrite par une première convection dans la tranche 50 km-400 km et une deuxième convection en dessous, limitée dans sa partie basale par le changement de phase à 670 km-700 km de profondeur (fig. IV-18.A).

Cependant, les récents travaux de tomographie semble indiquer la présence sous l'océan Atlantique d'une région « froide », ou tout au moins normale, sous la discontinuité de 370 km-410 km [Montagner & Tanimoto, 1991 ; Su *et al.*, 1992]. Si ce résultat est avéré et si aucune anomalie (ou aucune convection) n'est observée sous la limite de 370 km-410 km, l'asymétrie observée sur les diverses données géophysiques peut s'expliquer de deux façons : soit les deux convections se localisent au-dessus de 410 km, mais il doit se poser un problème d'épaisseur des cellules, soit la partie sommitale de la convection, emportée par le mouvement rapide de la dorsale, se décale de sa base, « ancrée » par le manteau sous-jacent (fig. IV-18.B) ; un gradient de vitesse



horizontale devrait alors s'observer dans la partie ascendante de la cellule. Certaines difficultés pourront cependant être rencontrées, dans ce dernier modèle, pour rendre compte de l'existence des deux longueurs d'onde 6 000 km et 1 000 km-2 000 km mise

en évidence par les diverses disciplines : les cellules de convection doivent posséder la même base, linéaire, et se décaler dans la partie sommitale.

Il est fort peu probable que deux convections (et celle de Richter par surcroît) puissent être contenues dans les 400 premiers kilomètres. De plus, les zones de changement de phases (et celle de 670 km-710 km, également) doivent indubitablement jouer un rôle important dans la division verticale du manteau supérieur ; la tranche 400 km-700 km, même plus « froide », soumise à un fort cisaillement, devrait elle aussi être le lieu d'une convection. Les études tomographiques globales signalent que l'Atlantique est un océan « froid » ; cela n'exclut peut-être pas une convection dans la partie inférieure du manteau supérieur ou l'existence d'anomalies thermiques relatives. Des études tomographiques régionales des différentes parties de l'océan Atlantique, qui mettraient en œuvre des méthodes adaptées à la géométrie du domaine étudié (par exemple le choix d'une distribution optimale du système stations/sources pour la région étudiée), pourraient certainement permettre de choisir entre ces modèles.

Quoi qu'il en soit, les points chauds sont créés, dans les deux cas de figure, par le fonctionnement en extension d'une zone de frontière de second ordre qui facilite soit la remontée d'un matériel enrichi soit la remontée plus importante d'un matériel appauvri qui occasionne une fusion partielle du manteau supérieur hétérogène et enrichi. De plus, chacun de ces modèles (et plus encore le dernier) exposent clairement le rôle essentiel de la répartition des plaques et l'influence de la structure de la lithosphère continentale dans l'ordonnance des anomalies thermiques dans le manteau supérieur et dans le mécanisme d'expansion de l'océan Atlantique.

## **CONCLUSION**

## CONCLUSION

L'application de la méthode G/T « visuel » dans l'océan Atlantique Nord et Central et la confrontation de ses résultats avec ceux des autres disciplines révèlent quatre points essentiels :

— les flancs opposés de la dorsale médioatlantique n'ont pas un comportement similaire ;

— la subsidence thermique pure ne peut expliquer cette asymétrie ;

— cette dissymétrie, qui persiste loin des points chauds, est inhérente à la répartition de la température dans le manteau supérieur, elle-même liée au mouvement relatif de la dorsale par rapport au manteau profond ;

— les points chauds étudiés, connectés aux zones de frontière de second ordre et aux zones de faiblesse lithosphérique continentale, sont générés par des mouvements en extension des zones de frontière de second ordre qui facilitent la remontée du matériel profond.

L'ordonnance des plaques et leurs mouvements relatifs jouent donc un rôle fondamental dans la division du manteau supérieur en plusieurs provinces tectoniques et dans la création des cellules de la convection supérieure. Le mouvement des plaques dans l'océan Atlantique n'est donc pas dû à l'action « perforante » de panaches sur la lithosphère, mais est probablement inhérente au processus plus global qui guida la fermeture de la Thétys ; la convection qui s'est mise en place par la suite dans le manteau supérieur résulte des mouvements principaux et secondaires entre les plaques principales et de second ordre. La formation des bombements topographiques découle des mouvements en extension. Les points chauds étudiés dans cette étude (et vraisemblablement tous ceux de l'océan Atlantique, liés aux zones de faiblesse lithosphérique) ne sont donc pas créés par des panaches profonds. Il est fort plausible que ces panaches soient en nombre très limité (moins de six), comme semblent l'indiquer des récents modèles numériques [Tackley *et al.*, 1993] ; la majorité des points chauds résulteraient alors de processus plus superficiels, lithosphériques, du type de ceux invoqués dans cette étude. Les réactivations tardives, dans ce modèle, seraient dues à un rejeu en extension des zones de faiblesse, qui autorise à nouveau une remontée accrue de matériel et une augmentation de la température et du taux de fusion partielle.

Deux réflexions viennent à l'esprit :

— Que se passe-t-il si la dorsale migre « trop loin » ?

— Que se passe-t-il sous la convection supérieure ?

Il est fort plausible qu'une migration rapide de la dorsale par rapport au manteau profond implique un décalage trop important de la partie superficielle par rapport à celle de la partie profonde, et qu'une réorganisation importante des cellules de la convection supérieure en résulte. Cette ébauche de réponse pourrait fort bien expliquer les sauts de dorsale (mais aussi les sauts d'axe) observés dans l'histoire des océans. L'application de la méthode du G/T « visuel » à l'océan Pacifique pourrait ainsi signaler les diverses provinces tectoniques qui émaneraient d'un tel schéma.

Dans chacun des deux modèles présentés à la fin du chapitre IV, la partie du manteau située sous les cellules de la convection supérieure est soumise à un très fort taux de cisaillement ; l'épaisse couche de transition (40 km environs) ne peut-elle pas être le lieu d'une convection secondaire (du type Richter) ou d'un boudinage, de cannelures, de plis en « fourreau » (analogues à ceux observés dans les massifs montagneux) ?

Pour avancer dans la compréhension de la répartition des températures dans le manteau supérieur, il est nécessaire d'envisager d'autres études du rapport G/T « visuel », sur d'autres parties d'océan, avec des profils synthétiques (perpendiculaires à la dorsale) et filtrés (pour supprimer l'influence possible de la composante régionale dans certaine région), l'élaboration de cartes du géoïde filtré dans des bandes de longueur d'onde comprises entre 200 km et 2000 km (pour les processus plus superficiels) ainsi que des études de tomographie, plus « ciblées », c'est-à-dire régionales.

## **BIBLIOGRAPHIE**

**Bibliographie thématique****Chapitre I : Point chaud et convection****Introduction**

[38], [47], [55], [69], [79], [84], [101], [133], [144], [159], [170], [171], [186], [187], [203], [206], [242].

**I-1. Les points chauds**

[5], [12], [14], [26], [27], [33], [36], [42], [48], [49], [62], [84], [85], [86], [90], [91], [126], [140], [154], [155], [156], [157], [163], [169], [178], [179], [185], [195], [198], [199], [207], [208], [209], [214], [225], [230], [231], [238], [243], [246], [247], [248], [249], [250].

**I-1.A. Fixité des panaches**

[5], [26], [55], [56], [62], [109], [127], [146], [148], [149], [150], [157], [199], [207], [225].

**I-1.B. Panache = moteur des mouvements des plaques**

[6], [21], [39], [45], [66], [67], [102], [155], [197], [206], [223].

**I-1.C. Profondeur et répartition des panaches**

[2], [3], [5], [6], [17], [21], [25], [33], [42], [61], [78], [81], [82], [90], [92], [93], [97], [102], [103], [104], [110], [112], [116], [117], [118], [122], [126], [134], [144], [150], [155], [158], [162], [165], [167], [185], [223], [238], [241], [247], [250].

**I-1.D. Différences géochimiques, origine profonde et flux thermique**

[1], [3], [4], [5], [6], [10], [15], [17], [18], [19], [34], [37], [46], [49], [50], [59], [61], [71], [72], [87], [88], [94], [95], [96], [97], [104], [111], [115], [116], [128], [147], [161], [168], [171], [176], [189], [195], [196], [197], [198], [200], [201], [202], [211], [212], [219], [220], [221], [232], [233], [234], [235], [240], [251].

**I-2 La convection****I-2.A. Modèles de convection**

[2], [5], [6], [9], [21], [45], [60], [67], [90], [131], [142], [144], [153], [184], [187], [206], [220], [229], [244].

**I-2.B. Le manteau supérieur**

[6], [8], [11], [23], [29], [30], [38], [55], [58], [60], [74], [75], [78], [84], [89], [99], [101], [103], [105], [119], [133], [134], [142], [144], [153], [170], [172], [181], [182], [183], [186], [188], [203], [205], [206], [207], [217], [218], [223], [226], [244], [250].

**Chapitre II : La région d'étude : l'Atlantique****II-2. Cinématique de l'Atlantique**

[13], [24], [43], [51], [64], [65], [75], [114], [120], [121], [122], [132], [135], [150], [151], [160], [164], [165], [166], [173], [174], [177], [190], [204], [217], [227], [228].

**II-3. ZFSO et anomalies topographique**

[13], [32], [64], [65], [102], [138], [150], [160], [161], [162], [165], [228], [245].

**Chapitre : III La méthode du G/T****Introduction**

[7], [31], [54], [70], [75], [76], [78], [83], [108], [134], [175], [194].

**III-1 Principe de l'admittance et du rapport G/T**

[20], [25], [28], [29], [36], [37], [40], [48], [52], [53], [57], [73], [74], [81], [93], [98], [113], [129], [141], [143], [145], [152], [191], [236], [237].

**III-2 Données altimétriques et bathymétriques**

[16], [35], [44], [108], [125], [139], [224].

**III-3 La méthode du G/T « visuel »**

[8], [22], [28], [29], [30], [41], [63], [68], [77], [78], [80], [98], [106], [107], [123], [124], [130], [134], [136], [152], [180], [192], [193], [216].

**Chapitre IV : Résultats et interprétation**

[4], [5], [6], [8], [15], [29], [47], [72], [78], [98], [91], [99], [100], [103], [109], [111], [118], [134], [135], [137], [142], [143], [144], [149], [150], [153], [160], [162], [171], [195], [210], [213], [215], [217], [218], [222], [223], [238], [239], [247], [250].

**Bibliographie alphabétique**

- [1] **Anderson, D. L.**, Chemical plumes in the mantle, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 1593-1600, 1975.
- [2] **Anderson, D. L.**, Chemical Stratification of the Mantle, *J. Geophys. Res.*, 84, 6297-6298, 1979.
- [3] **Anderson, D. L.**, Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid, *Nature*, 297, 391-393, 1982.
- [4] **Anderson, D. L.**, Hotspot magmas can form by fractionation and contamination of mid-ocean ridge basalts, *Nature*, 318, 6042, 145-149, 1985.
- [5] **Anderson, D. L.**, Theory of the Earth, pp. 365, *Blackwell Scientific Publications*, Boston, Oxford, London, Edinburgh, Melbourne, 1989.
- [6] **Anderson, D. L., Tanimoto, T. et Zhang, Y.-S.**, Plate Tectonics and Hotspots: The Third Dimension, *Science*, 256, 1645-1651, 1992.
- [7] **Baudry, N., Diament, M. et Albouy, Y.**, Precise location of unsurveyed seamounts in the Austral archipelago area using SEASAT data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 869-888, 1987.
- [8] **Baudry, N. & Kroenke, L.**, Intermediate-wavelength (400-600 km), South Pacific geoidal undulations : their relationship to linear volcanic chains, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 430-443, 1991.
- [9] **Bercovici, D., Schubert, G. et Glatzmaier, G. A.**, Three-Dimensional Spherical Models of Convection in the Earth's Mantle, *Science*, 244, 950-955, 1989.
- [10] **Bienvenu, P.**, Géochimie comparée des éléments hygromagphiles dans le système exogène océanique, *Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 1989.
- [11] **Bina, C. R.**, Mantle Discontinuities, *Rev. Geophys.*, supp, 783-793, 1991.
- [12] **Binard, N., Hékinian, R., Cheminée, J. L., Searle, R. C. et Stoffers, P.**, Morphological and structural studies of the Society and Austral hotspot regions in the South Pacific, *Tectonophysics*, 186, 293-312, 1991.
- [13] **Binks, R. M. & Fairhead, J. D.**, A plate tectonic for Mesozoic rifts of West and Central Africa, *Tectonophysics*, 213, 141-151, 1992.
- [14] **Bird, P.**, Continental Delamination and the Colorado Plateau, *J. Geophys. Res.*, 84, 7561-7571, 1979.
- [15] **Bonatti, E.**, Not So Hot "Hot Spots" in the Oceanic Mantle, *Science*, 250, 107-111, 1990.
- [16] **Born, G. H., Mitchell, J. L. et Heyler, G. A.**, Design of the GEOSAT exact repeat mission, in *Hopkins, J. APL Technical Digest*, 260-266, 1987.

- [17] **Bougault, H., Dmitriev, L., Schilling, J.-G., Sobolev, A., Joron, J. L. et Needham, H. D.**, Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 27-36, 1988.
- [18] **Bougault, H. & Treuil, M.**, Mid-Atlantic Ridge : zero-age geochemical variations between Azores and 22°N, *Nature*, 286, 209-212, 1980a.
- [19] **Bougault, H. & Treuil, M.**, Ride médio-atlantique : variations géochimiques à âge zéro entre les Açores et 22°N, *C. R. Acad. Sc. Paris*, T. 290, 22, 1389-1392, 1980b.
- [20] **Bowin, C.**, Depth of Principal Mass Anomalies Contributing to the Earth's Geoidal Undulations and Gravity Anomalies, *Mar. Geodesy*, 7, 61-100, 1983.
- [21] **Bowin, C.**, The Earth's gravity field and plate tectonics, *Tectonophysics*, 187, 69-89, 1991.
- [22] **Bowin, C., Thompson, G. et Schilling, J.-G.**, Residual Geoid Anomalies in Atlantic Ocean Basin : Relationship to Mantle Plumes, *J. Geophys. Res.*, 89, 9905-9918, 1984.
- [23] **Buck, W. R. & Parmentier, E. M.**, Convection Beneath Young Oceanic Lithosphere: Implications for Thermal Structure and Gravity, *J. Geophys. Res.*, 91, B2, 1961-1974, 1986.
- [24] **Bullard, E. C., Everett, J. E. et Smith, A. G.**, The fit of the continents around the Atlantic, *Symposium on Continental Drift*, 1965.
- [25] **Bulot, A., Diament, M., Kogan, M. G. et Dubois, J.**, Isostasy of aseismic tectonic units in the south Atlantic ocean and geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 346-354, 1984.
- [26] **Burke, K., Kidd, W. S. F. et Wilson, J. T.**, Relative and Latitudinal Motion of Atlantic Hot Spots, *Nature*, 245, 133-137, 1973.
- [27] **Burke, K. C. & Wilson, J. T.**, Hot spots on the Earth's surface, *Sci. Am.*, 235, 46-57, 1976.
- [28] **Cazenave, A., Dominh, K., Allègre, C. J. et Marsh, J. G.**, Global relationship between oceanic geoid and topography, *J. Geophys. Res.*, 91, 11439-11450, 1986.
- [29] **Cazenave, A., Dominh, K., Rabinowicz, M. et Ceuleneer, G.**, Geoid and depth anomalies over ocean swells and troughs: evidence of an increasing trend of the geoid to depth ratio with age of plate, *J. Geophys. Res.*, 93, B7, 8064-8077, 1988.
- [30] **Cazenave, A., Houry, S., Lago, B. et Dominh, K.**, Geosat-derived geoid anomalies at medium wavelength, *J. Geophys. Res.*, 97, B5, 7081-7096, 1992.
- [31] **Cazenave, A., Monnereau, M. et Gibert, D.**, Seasat gravity undulations in the central Indian Ocean, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 48, 130-141, 1987.

- [32] Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F. et Bender, A. A., Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview, *Tectonophysics*, 213, 97-138, 1992.
- [33] Chase, C. G., Subduction, the geoid, and lower mantle convection, *Nature*, 282, 464-468, 1979.
- [34] Chen, C.-Y. & Frey, F. A., Origine of Hawaiian tholéiites and alkalic basalt, *Nature*, 302, 698-700, 1983.
- [35] Cheney, R. E., Douglas, B. C., Agreen, R. W., Miller, L., Porter, D. L. et Doyle, N. S., GEOSAT Altimeter Geophysical Data Record, User Handbook, Rep. NOAA Technical Memorandum NOS NGS-46, U.S. Department of Commerce, Rockville, MD, July, 1987.
- [36] Courtney, R. C. & Recq, M., Anomalous heat flow near the Crozet Plateau and mantle convection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79, 373-384, 1986.
- [37] Courtney, R. C. & White, R. S., Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise : evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 815-867, 1986.
- [38] Craig, C. H. & McKenzie, D., The existence of a thin low-viscosity layer beneath the lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 420-426, 1986.
- [39] Creager, K. C. & Jordan, T. H., Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs in the northwest Pacific, *JFR*, 91, 3573-3589, 1986.
- [40] Crough, S. T., Thermal origin of mid-plate hot-spot swells, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, 451-469, 1978.
- [41] Crough, S. T., The Correction for Sediment Loading on the Seafloor, *J. Geophys. Res.*, 88, 6449-6454, 1983b.
- [42] Crough, S. T. & Jurdy, D. M., Subducted lithosphere, hotspots and the geoid, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 15-22, 1980.
- [43] Curie, D., Ouverture de l'Atlantique Sud et discontinuités intraplaques : une nouvelle analyse, *Thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 1984.
- [44] Dars, M., Bessero, G. et Guevel, D., Les marées, 32 Bd Victor, Paris 75015, 1979.
- [45] Davies, G. F., Mantle plumes, mantle stirring and hotspot chemistry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99, 94-109, 1990.
- [46] Davis, E. E., Thermal Aging of Oceanic Lithosphere, in *Handbook of Seafloor Heat Flow*, Wright, J. & Loudon, K. CRC Press, Boca Raton, Fla., 145-167, 1989.
- [47] Davis, E. E. & Lister, C. R. B., Fundamentals of ridge crest topography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 405-413, 1974.

- [48] Detrick, R. S. & Crough, S. T., Island subsidence, hot spots, and lithospheric thinning, *J. Geophys. Res.*, 83, 1236-1244, 1978.
- [49] Detrick, R. S., von Herzen, R. P., Crough, S. T., Epp, D. et Fehn, U., Heat flow on the Hawaiian Swell and lithospheric reheating, *Nature*, 292, 142-143, 1981.
- [50] Detrick, R. S., Von Herzen, R. P., Parsons, B., Sandwell, D. et Dougherty, M., Heat flow observations on the Bermuda Rise and thermal models of midplate swells, *J. Geophys. Res.*, 91, 3701-3723, 1986.
- [51] Dewey, J. F., La Tectonique des plaques, *Pour la Science S.A.R.L.*, in *La Dérive des Continents*, 1984.
- [52] Diament, M., Etude de la réponse isostatique en domaine océanique et applications à trois zones de fractures de l'Atlantique, *Thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, 1981.
- [53] Diament, M., Isostasie, réponses mécanique et thermique de la lithosphère. Applications à la géodynamique, *Thèse de doctorat d'Etat*, Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, 1987.
- [54] Diament, M. & Baudry, N., Structural trends in the Southern Cook and Austral archipelagoes (South Central Pacific) based on an analysis of SEASAT data : geodynamic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, 427-438, 1987.
- [55] Diraison, C., Le volcanisme aérien des archipels polynésiens de la Société, des Marquises et des Australes-Cook. Téphrostratigraphie, datation isotopique et géochimie comparées. Contribution à l'étude des origines du volcanisme intraplaque du pacifique central, *Thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 1991.
- [56] Diraison, C., Bellon, H., Leotot, C., Brousse, R. et Barszczus, H., L'alignement de la Société (Polynésie française) : volcanologie, géochronologie, proposition d'un modèle de point chaud, *Bull. Soc. géol. France*, 162, 479-496, 1991.
- [57] Dorman, L. M. & Lewis, B. T. R., Experimental isostasy 1. Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load, *J. Geophys. Res.*, 75, 17, 3357-3365, 1970.
- [58] Duncan, R. A. & Clague, D. A., Pacific plate motions recorded by linear volcanic chains, in *The Ocean Basins and Margins*, Nairn, A. E. M., Stelhi, F. G. et Uyeda, S. Plenum Press, New York and London, 89-121, 1985.
- [59] Dupré, B. & Allègre, C. J., Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature*, 303, 142-146, 1983.
- [60] Dziewonski, A. M. & Anderson, D. L., Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297-356, 1981.
- [61] Elliott, T. R., Hawkesworth, C. J. et Grönvold, K., Dynamic melting of the Iceland plume, *Nature*, 351, 201-260, 1991.

- [62] **Epp, D.**, Possible Perturbations to Hotspot Traces and Implications for the Origin and Structure of the Line Islands, *J. Geophys. Res.*, 89, 11273-11286, 1984.
- [63] **Ewing, M., Carpenter, G., Windisch, C. et Ewing, J.**, Sediment Distribution in the Oceans : The Atlantic, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 71-87, 1973.
- [64] **Fairhead, J. D.**, Mesozoic plate tectonic reconstitutions of the central South Atlantic Ocean: The role of the West and Central African rift system, *Tectonophysics*, 155, 181-191, 1988.
- [65] **Fairhead, J. D. & Binks, R. M.**, Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system, *Tectonophysics*, 187, 191-203, 1991.
- [66] **Forte, A. M. & Peltier, W. R.**, Core-Mantle Boundary topography and whole-mantle convection, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 7, 621-624, 1989.
- [67] **Forte, A. M. & Peltier, W. R.**, Mantle convection and core-mantle boundary topography: explanations and implications, *Tectonophysics*, 187, 91-116, 1991.
- [68] **Freedman, A. P. & Parsons, B.**, Geoid anomalies over two South Atlantic fracture zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100, 18-41, 1990.
- [69] **Gable, C. W. & O'Connell, R. J.**, Tomography, the Geoid and Plate Motions, *Rev. Geophys. supp.*, 776-782, 1991.
- [70] **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.**, Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data, *Tectonophysics*, 155, 1-26, 1988.
- [71] **Gente, P.**, Etude morphostructurale comparative des dorsales océaniques à taux d'expansion variés : - Schéma d'évolution morphologique de l'axe des dorsales - Liaison avec l'hydrothermalisme, *Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 1987.
- [72] **Gerlach, D. C.**, Eruption rates and isotopic systematics of ocean islands: further evidence for small-scale heterogeneity in the upper mantle, *Tectonophysics*, 172, 273-289, 1990.
- [73] **Gibert, D.**, Le géoïde altimétrique : traitement de l'information et application à la géodynamique de l'Atlantique Sud, *Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. De Paris VII et Institut de Physique du Globe, 1988.
- [74] **Gibert, D. & Courtillot, V.**, Seasat Altimetry and the South Atlantic Geoid : 1 Spectral Analysis, *J. Geophys. Res.*, 92, 6235-6248, 1987.
- [75] **Gibert, D. & Courtillot, V.**, Geoid roughness and long-wavelength segmentation of the South Atlantic spreading ridge, *Nature*, 333, 255-258, 1988.
- [76] **Gibert, D., Courtillot, V. et Olivet, J.-L.**, Seasat Altimetry and the South Atlantic Geoid : 2. Short-Wavelength undulations, *J. Geophys. Res.*, 94, 5545-5559, 1989.

- [77] Gilg-Capar, L., Goslin, J., Aslanian, D., Maia, M., Olivet, J.-L. et Beuzart, P., Segmentation of the upper mantle from the interprétation of altimetry data, *E.U.G.*, Strasbourg, 1993.
- [78] Gilg-Capar, L., Goslin, J., Aslanian, D., Maia, M., Olivet, J.-L. et Beuzart, P., Segmentation of the upper mantle from the interprétation of altimetry data : 1] North and Central Atlantic, en préparation.
- [79] Gordon, R. G., Plate Motion, *Rev. Geophys. Supp.*, 748-758, 1991.
- [80] Goslin, J. & Aslanian, D., Asymmetry of the structure beneath the Mid-Atlantic Ridge, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 11, 1165-1168, 1992.
- [81] Goslin, J. & Diament, M., Mechanical and thermal isostatic response of the Del Cano Rise and Crozet Bank (southern Indian ocean) from altimetry data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 285-294, 1987.
- [82] Goslin, J., Diament, M., Bulot, A. et Stephan, M., Réponse isostatique de la lithosphère dans le domaine sud du plateau de Madagascar, *Bull. Soc. géol. France*, 8, t. I, 2, 199-206, 1985.
- [83] Goslin, J. & Gibert, D., The geoid roughness : a scanner for isostatic processes in oceanic areas, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1957-1960, 1990.
- [84] Goslin, J. & Maia, M., Les apports des travaux récents de géophysique à la compréhension du volcanisme intraplaque en domaine océanique : évolutions de l'hypothèse des points chauds, *Bull. Soc. géol. France*, sous presse.
- [85] Goslin, J., Recq, M. et Schlich, R., Structure profonde du plateau de Madagascar : relations avec le plateau de Crozet, *Tectonophysics*, 75-97, 1981.
- [86] Goslin, J. & Sibuet, J.-C., Geophysical study of the Easternmost Walvis Ridge, South Atlantic : Deep structure, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 1713-1724, 1975.
- [87] Graham, D. W., Humphris, S. E., Jenkins, W. J. et Kurz, M. D., Helium isotope geochemistry of some volcanic rocks from Saint Helena, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, 121-131, 1992b.
- [88] Graham, D. W., Jenkins, W. J., Schilling, J.-G., Thompson, G., Kurz, M. D. et Humphris, S. E., Helium isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts from the South Atlantic, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, 133-147, 1992a.
- [89] Grand, S. P. & Helmberger, D. V., Upper Mantle Shear Structure Beneath the Northwest Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 89, B13, 11465-11475, 1984.
- [90] Griffiths, R. W. & Campbell, I. H., Stirring and structure in mantle starting plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99, 66-78, 1990.
- [91] Griffiths, R. W. & Campbell, I. H., Interaction of Mante Plume Heads With the Earth's Surface and Onset of Small-Scale Convection, *J. Geophys. Res.*, 96, 18295-18310, 1991.

- [92] Gudmundsson, O., Clayton, R. W. et Anderson, D. L., CMB Topography Inferred from ISC PcP Travel Times, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 67, 144, 1100, 1986.
- [93] Hager, B. H., Clayton, R. W., Richards, M. A., Comer, R. P. et Dziewonski, A. M., Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid, *Nature*, 313, 541-545, 1985.
- [94] Hanan, B. B., Kingsley, R. H. et Schilling, J.-G., Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge-hotspot interactions, *Nature*, 322, 137-144, 1986.
- [95] Hart, S. R., A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, *Nature*, 309, 753-757, 1984.
- [96] Hart, S. R., Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 273-296, 1988.
- [97] Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. et Whitehead, J. A., Mantle Plumes and Entrainment: Isotopic Evidence, *Science*, 256, 517-520, 1992.
- [98] Haxby, W. F. & Turcotte, D. L., On Isostatic Geoid Anomalies, *J. Geophys. Res.*, 83, 5473-5478, 1978.
- [99] Haxby, W. F. & Weissel, J. K., Evidence for Small-Scale Mantle Convection From Seasat Altimeter Data, *J. Geophys. Res.*, 91, B3, 3507-3520, 1986.
- [100] Hayes, D. E., Age-Depth Relationships and Depth Anomalies in the Southeast Indian Ocean and South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 93, 2937-2954, 1988.
- [101] Heestand, R. L. & Crough, S. T., The effect of hot spots on the oceanic age-depth relation, *J. Geophys. Res.*, 86, 6107-6114, 1981.
- [102] Hill, R. I., Starting plumes and continental break-up, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 398-416, 1991.
- [103] Houseman, G. A., The deep structure of ocean ridges in a convecting mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 283-294, 1983.
- [104] Humphris, S. E., Thompson, G., Schilling, J.-G. et Kingsley, R. H., Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1445-1464, 1985.
- [105] Ito, E. & Katsura, T., A temperature profile of the mantle transition zone, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 425-428, 1989.
- [106] Jourdin, F., Etude de la compensation isostatique au voisinage de l'Islande par altimétrie satellitaire, Rep. Rapport de stage de D.E.A., Brest, 1989.
- [107] Jung, W.-Y. & Rabinowitz, P. D., Residual Geoid Anomalies of the North Atlantic Ocean and Their Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.*, 91, 10383-10396, 1986.

- [108] Jung, W.-Y. & Vogt, P. R., Predicting bathymetry from Geosat-ERM and shipborne profiles in the South Atlantic Ocean, *Tectonophysics*, 210, 235-253, 1992.
- [109] Jurdy, D. M., Reference frames for plate tectonics and uncertainties, *Tectonophysics*, 182, 373-382, 1990.
- [110] Kanasewich, E. R., Ellis, R. M., Chapman, C. H. et Gutowski, P. R., Seismic Array Evidence of a Core Boundary Source for the Hawaiian Linear Volcanic Chain, *J. Geophys. Res.*, 78, 1361-1371, 1973.
- [111] Kane, K. A. & Hayes, D. E., Tectonic Corridors in the South Atlantic: Evidence for Long-Lived Mid-Ocean Ridge Segmentation, *J. Geophys. Res.*, 97, B12, 17317-17330, 1992.
- [112] Karsten, J. L. & Delaney, J. R., Hotspot-Ridge crest Convergence in the Northeast Pacific, *J. Geophys. Res.*, 94, 700-712, 1989.
- [113] Kogan, M. G., Diament, M., Bulot, A. et Balmino, G., Thermal isostasy in the South Atlantic Ocean from geoid anomalies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 280-290, 1985.
- [114] Kristoffersen, Y. & Talwani, M., Extinct triple junction south of Greenland and the tertiary motion of Greenland relative to the North America, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 1037-1040, 1977.
- [115] Kurz, M. D., Jenkins, W. J., Schilling, J.-G. et Hart, S. R., Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 1-14, 1982.
- [116] Langmuir, C. H. & Bender, J. F., The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 107-127, 1984.
- [117] Larson, R. L. & Olson, P., Mantle plumes control magnetic reversal frequency, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 437-447, 1991.
- [118] Le Douaran, S. & Francheteau, J., Axial depth anomalies from 10 to 50° north along the Mid-Atlantic Ridge: correlation with other mantle properties, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 29-47, 1981.
- [119] Le Moigne, J., Crème, crêpes, Irish Coffee et bigoudènes dans le biotope logonnais : influence sur le panache et le brio bretons., inédit.
- [120] Le Pichon, X., Sea-Floor Spreading and Continental Drift, *J. Geophys. Res.*, 73, 3661-3697, 1968.
- [121] Le Pichon, X. & Hayes, D. E., Marginal Offsets, Fracture Zones and the early Opening of the South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 76, 6283-6293, 1971.
- [122] Le Pichon, X. & Huchon, P., Geoid, Pangea and convection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 123-135, 1984.
- [123] Lerch, F. J., Klosko, S. M. et Patel, G. B., A refined gravity model from Lageos (GEM-L2), Rep. 84986, Nasa, Tech. Memo., 1983.

- [124] **Lerch, F. J., Putney, B. H., Wagner, C. A. et Klosko, S. M.**, Goddard earth models for oceanographic implications (GEM10B and 10C), *Mar. Geodesy*, 5, 145-187, 1981.
- [125] **Liang, C.**, The adjustment and combination of GEOS-3 and SEASAT altimeter data, Rep. 346, *Dep. of Geod. Sci. and Surv., Ohio State University*, 1983.
- [126] **Liu, M. & Chase, C. G.**, Evolution of Midplate Hotspot Swells: Numerical Solutions, *J. Geophys. Res.*, 94, 5571-5584, 1989.
- [127] **Liu, M., Yuen, D. A., Zhao, W. et Honda, S.**, Development of Diapiric Structures in the Upper Mantle Due to Phase Transitions, *Science*, 252, 1836-1839, 1991.
- [128] **Loubet, M., Sassi, R. et Di Donato, G.**, Mantle heterogeneities: a combined isotope trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, 299-315, 1988.
- [129] **Louden, K. E.**, A comparison of the isostatic response of bathymetric features in the north Pacific Ocean and Philippine Sea, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 64, 393-424, 1981.
- [130] **Ludwig, W. J. & Houtz, R. E.**, Isopach map of sediments in the Pacific ocean basin and marginal sea basins, *Am. Assoc. of Pet. Geol., Tulsa, Okla.*, 1979.
- [131] **Machetel, P. & Weber, P.**, Intermittent layered convection in a model mantle with an endothermic phase change at 670 km, *Nature*, 350, 55-57, 1991.
- [132] **Madeira, J. & Ribeiro, A.**, Geodynamic models for the Azores triple junction : a contribution from tectonics, *Tectonophysics*, 184, 405-415, 1990.
- [133] **Maia, M.**, Etude des anomalies de courtes et moyennes longueurs d'onde du géoïde altimétrique. Implications pour l'origine des structures intraplaques du Pacifique Central, *Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Université de Paris-Sud, centre d'Orsay, 1990.
- [134] **Maia, M. & Diament, M.**, An analysis of the altimetric geoid in various wavebands in the Central Pacific Ocean: constraints on the origin of intraplate features, *Tectonophysics*, 190, 133-153, 1991.
- [135] **Malavieille, J.**, Les mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissie : les « metamorphic core complexes » du Basin and Range (USA), *Thèse de docteur d'Etat*, Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc, 1987.
- [136] **Marks, K. M., Sandwell, D. T., Vogt, P. R. et Hall, S. A.**, Mantle downwelling beneath the Australian-Antarctic discordance zone : evidence from geoid height versus topography,, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 103, 325-338, 1991.
- [137] **Marzocchi, W. & Mulargia, F.**, On the spreading of the East Pacific Rise, *Tectonophysics*, 179, 93-102, 1990.

- [138] Mascle, J., Blarez, E. et Marinho, M., The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins: Their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution, *Tectonophysics*, 155, 193-209, 1988.
- [139] McAdoo, D. & Sandwell, D. T., GEOSAT's Exact Repeat Mission, EOS, *Trans Am. Geophys. Union*, 69, 1569-1570, 1988.
- [140] McDougall, I. & Duncan, R. A., Linear volcanic chains-Recording plate motions ?, *Tectonophysics*, 63, 275-295, 1980.
- [141] McKenzie, D. & Bowin, C., The Relationship Between Bathymetry and Gravity in the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 81, 1903-1915, 1976.
- [142] McKenzie, D. & Richter, F., Les mouvements de convection dans le manteau terrestre., in *La Dérive des Continents. La tectonique des plaques, Pour la Science, E. F. d. S. A.* 1980.
- [143] McKenzie, D., Watts, A., Parsons, B. et Roufousse, M., Planform of mantle convection beneath the Pacific Ocean, *Nature*, 288, 442-446, 1980.
- [144] McKenzie, D. & Weiss, N., Speculations on the Thermal and Tectonic History of the Earth, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 42, 131-174, 1975.
- [145] McNutt, M., Compensation of Oceanic Topography : An Application of the Response Function Technique to the Surveyor Area, *J. Geophys. Res.*, 84, 7589-7598, 1979.
- [146] McNutt, M. K., Fischer, K., Kruse, S. et Natland, J., The origin of the Marquesas fracture zone ridge and its implications for the nature of hot spots, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, 381-393, 1989.
- [147] Mertz, D. F., Devey, C. W., Todt, W., Stoffers, P. et Hofmann, A. W., Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 243-255, 1991.
- [148] Minster, J. B. & Jordan, T. H., Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83, 5331-5354, 1978.
- [149] Molnar, P. & Atwater, T., Relative Motion of Hot Spots in the Mantle, *Nature*, 246, 288-291, 1973.
- [150] Molnar, P. & Stock, J., Relative motions of Hot spots in the Pacific, Atlantic and Indian Oceans since late Cretaceous time, *Nature*, 327, 587-591, 1987.
- [151] Molnar, P. & Tapponier, P., Active tectonics of Tibet, *J. Geophys. Res.*, 83, 5361-5374, 1978.
- [152] Monnereau, M. & Cazenave, A., Variation of the apparent compensation depth of hotspot swells with age of plate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, 179-197, 1988.

- [153] **Montagner, J.-P. & Tanimoto, T.**, Global Upper Mantle Topography of Seismic Velocities and Anisotropies, *J. Geophys. Res.*, 96, 20337-20351, 1991.
- [154] **Morgan, J.**, Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56, 203-213, 1972.
- [155] **Morgan, W. J.**, Convection Plumes in the Lower Mantle, *Nature*, 230, 42-43, 1971.
- [156] **Morgan, W. J.**, Rodriguez, Darwin, Amsterdam...A second type of hotspot island, *J. Geophys. Res.*, 83, 5355-5360, 1978.
- [157] **Morgan, W. J.**, Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic, *Tectonophysics*, 94, 123-139, 1983.
- [158] **Neavel, K. E. & Johnson, A. M.**, Entrainment in compositionally buoyant plumes, *Tectonophysics*, 200, 1-15, 1991.
- [159] **Nicolas, A.**, Les montagnes sous la mer, *Editions du BRGM*, Orléans, France, pp. 188, 1990.
- [160] **Nürnberg, D. & Müller, R. D.**, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present, *Tectonophysics*, 191, 27-53, 1991.
- [161] **O'Connor, J. M. & Duncan, R. A.**, Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise Hot Spot System : Implications for African and South American Plate Motions Over Plumes, *J. Geophys. Res.*, 95, 17475-17502, 1990.
- [162] **O'Connor, J. M. & Le Roex, A. P.**, South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 343-364, 1992.
- [163] **Okal, E. A. & Cazenave, A.**, A model for the plate tectonic evolution of the east-central Pacific based on SEASAT investigations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 99-116, 1985.
- [164] **Olivet, J.-L.**, L'Atlantique, pp. sous presse.
- [165] **Olivet, J.-L., Bonnin, J., Beuzart, P. et Auzende, J.-M.**, Cinématique de l'Atlantique Nord et Central, Rep. 54, *Cent. Nat. Exploit. Océans*, Rapp. Sci. Tech., 1984.
- [166] **Olivet, J.-L., Goslin, J., Beuzart, P., Unternehr, P., Bonnin, J. et Carré, D.**, The breakup and dispersion of Pangea, *SNEA(P), Coédition Elf Aquitaine et IFREMER*, 1987
- [167] **Olson, P. & Nam, I. S.**, Formation of Seafloor Swells by Mantle Plumes, *J. Geophys. Res.*, 91, 7181-7191, 1986.
- [168] **Parmentier, E. M., Turcotte, D. L. et Torrance, K. E.**, Numerical Experiments on the Structure of Mantle Plumes, *J. Geophys. Res.*, 80, 4417-4424, 1975.
- [169] **Parsons, B. & Daly, S.**, The Relationship Between Surface Topography, Gravity Anomalies, and Temperature Structure of Convection, *J. Geophys. Res.*, 88, 1129-1144, 1983.

- [170] **Parsons, B. & McKenzie, D.**, Mantle Convection and the Thermal Structure of the Plates, *J. Geophys. Res.*, 83, 4485-4496, 1978.
- [171] **Parsons, B. & Sclater, J. G.**, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827, 1977.
- [172] **Phipps Morgan, J. & Smith, W. H. F.**, Flattening of the sea-floor depth-age curve as a response to asthenospheric flow, *Nature*, 359, 524-527, 1992.
- [173] **Pindell, J. L. & Dewey, J. F.**, Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, *Tectonics*, 1, 2, 179-211, 1982.
- [174] **Pitman, W. C. & Talwani, M.**, Sea-Floor Spreading in North Atlantic, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 619-632, 1972.
- [175] **Pontoise, B., Baudry, N., Diament, M., Aubouin, J., Blanchet, R., Butscher, J., Chotin, P., Dupont, J., Eissen, J.-P., Ferrière, J., Herzer, R., Lapouille, A., Louat, R., d'Ozouville, L., Pelletier, B., Soakai, S. et Stevenson, A.**, Levés SEABEAM dans l'archipel des Iles Australes : Confirmation d'une nouvelle méthode de localisation de monts sous-marins basée sur l'analyse des données SEASAT, *C. R. Acad. Sc.*, II, 7, 563-568, 1986.
- [176] **Poreda, R., Schilling, J.-G. et Craig, H.**, Helium and hydrogen isotopes in ocean-ridge basalts north and south of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 1-17, 1986.
- [177] **Rabinowitz, P. D. & La Brecque, J.**, The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins, *J. Geophys. Res.*, 84, B11, 5973-6002, 1979.
- [178] **Recq, M., Brefort, D., Malod, J. et Veinante, J. L.**, The Kerguelen Isles (southern Indian Ocean) : new results on deep structure from refraction profiles, *Tectonophysics*, 182, 227-248, 1990.
- [179] **Recq, M. & Charvis, P.**, A seismic refraction survey in the Kerguelen Isles, southern Indian Ocean, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 84, 529-559, 1986.
- [180] **Reigber, C., Balmino, G., Muller, H., Bosch, W. et Moynot, B.**, GRIM gravity model improvement using LAGEOS (GRIM-L1), *J. Geophys. Res.*, 90, 9285-9299, 1985.
- [181] **Revenaugh, J. & Jordan, T. H.**, Observations of first-order mantle reverberations, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 77, 1704-1717, 1987.
- [182] **Revenaugh, J. & Jordan, T. H.**, A Study of Mantle Layering Beneath the Western Pacific, *J. Geophys. Res.*, 94, 5787-5813, 1989.
- [183] **Revenaugh, J. & Jordan, T. H.**, Mantle Layerling From ScS Reverberations. 3. The Upper Mantle., *J. Geophys. Res.*, 96, B12, 19781-19810, 1991.
- [184] **Richards, M. A. & Engebretson, D. C.**, Large-scale mantle convection and the history of subduction, *Nature*, 355, 437-440, 1992.

- [185] Richards, M. A., Hager, B. H. et Sleep, N. H., Dynamically Supported Geoid Highs Over Hotspots: Observation and Theory, *J. Geophys. Res.*, 93, 7690-7708, 1988.
- [186] Richter, F. M., Convection and the large-scale circulation of the mantle, *J. Geophys. Res.*, 78, 8735-8745, 1973.
- [187] Richter, F. M. & Parsons, B., On the Interaction of Two Scales of Convection in the Mantle, *J. Geophys. Res.*, 80, 17, 2529-2541, 1975.
- [188] Robinson, E. M., Parsons, B. et Daly, S. F., The effect of a shallow low viscosity zone on the apparent compensation of mid-plate swells, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 335-348, 1987.
- [189] Roden, M. K., Hart, S. R., Frey, F. A. et Melson, W. G., Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's Rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 376-390, 1984.
- [190] Ross, M. I. & Scotese, C. R., A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region, *Tectonophysics*, 155, 139-168, 1988.
- [191] Sandwell, D. T., Thermal Isostasy : Response of a Moving Lithosphere to a Distributed Heat Source, *J. Geophys. Res.*, 87, 1001-1014, 1982.
- [192] Sandwell, D. T. & MacKenzie, K. R., Geoid Height Versus Topography for Oceanic Plateaus and Swells, *J. Geophys. Res.*, 94, 7403-7418, 1989.
- [193] Sandwell, D. T. & Renkin, M. L., Compensation of Swells and Plateaus in the North Pacific : No Direct Evidence for Mantle Convection, *J. Geophys. Res.*, 93, 2775-2783, 1988a.
- [194] Sandwell, D. T. & Ruiz, M. B., Along-Track Gravity Anomalies from Geosat and Seasat Altimetry: Gebco Overlay, *Mar. Geophys. Res.*, 14, 165-205, 1992.
- [195] Schilling, J.-G., Iceland Mantle Plume: Geochemical Study of Reykjanes Ridge, *Nature*, 242, 565-571, 1973.
- [196] Schilling, J.-G., Azores mantle blob: rare-earth evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, 103-115, 1975.
- [197] Schilling, J.-G., Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, *Nature*, 352, 397-403, 1991.
- [198] Schilling, J.-G., Meyer, P. S. et Kingsley, R. H., Evolution of the Iceland hotspot, *Nature*, 296, 313-320, 1982.
- [199] Schilling, J.-G. & Noe-Nygaard, A., Færøe-Iceland plume: rare-earth evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, 1-14, 1974.
- [200] Schilling, J.-G. & Sigurdsson, H., Thermal minima along the axis of the Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 282, 370-375, 1979.

- [201] Schilling, J.-G., Thompson, G., Kingsley, R. H. et Humphris, S. E., Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic, *Nature*, 313, 187-191, 1985.
- [202] Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W. M., Devine, J. D. et Kingsley, R. H., Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N, *Am. J. Sci.*, 510-586, 1983.
- [203] Sclater, J. G. & Francheteau, J., The Implications of Terrestrial Heat Flow Observations on Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper Mantle of the Earth, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 20, 509-542, 1970.
- [204] Scotese, C. R., Gahagan, L. M. et Larson, R. L., Plate tectonic reconstruction of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins, *Tectonophysics*, 155, 27-48, 1988.
- [205] Shearer, P. M., Seismic imaging of upper-mantle structure with new evidence for a 520-km discontinuity, *Nature*, 344, 121-126, 1990.
- [206] Silver, P. G., Carlson, R. W. et Olson, P., Deep slabs, geochemical heterogeneity, and the large-scale structure of mantle convection, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, 477-541, 1988.
- [207] Skilbeck, J. N. & Whitehead, J. A., Formation of discrete islands in linear island chains, *Nature*, 272, 499-501, 1978.
- [208] Sleep, N. H., Lithospheric delamination beneath Hawaii : no plume, EOS, *Trans. Am. Geophys. Union*, 65, 1087, 1984.
- [209] Sleep, N. H., Monteragian Hotspot: A Long-Lived Mantle Plume, *J. Geophys. Res.*, 95, B13, 21 983-21 990, 1990.
- [210] Sparks, D. W. & Parmentier, E. M., The structure of three-dimensional convection beneath oceanic spreading centres, *Geophys. J. Int.*, 112, 81-91, 1993.
- [211] Staudacher, T., Sarda, P., Richardson, S. H., Allègre, C. J., Sagna, I. et Dmitriev, L. V., Noble gases in basalt glasses from a Mid-Atlantic Ridge topographic high at 14°N: geodynamic consequences, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 119-133, 1989.
- [212] Staudigel, H., Park, K.-H., Pringle, M., Rubenstone, J. L., Smith, W. H. F. et Zindler, A., The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 24-44, 1991.
- [213] Steckler, M. S., Uplift and extension at the Gulf of Suez: indications of induced mantle convection, *Nature*, 317, 135-139, 1985.
- [214] Stein, C. A. & Abbott, D. H., Implications of Estimated and Measured Thermal Conductivity for Oceanic Heat Flow Studies, *Marine Geophys. Res.*, 13, 311-329, 1991.
- [215] Stein, S., Melosh, H. L. et Minster, J. B., Ridge migration and asymmetric sea-floor spreading, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 51-62, 1977.

- [216] **Stéphan, M.**, Rhéologie de la lithosphère océanique sous les rides aismiques : Application au bombement des Bermudes, *Thèse de doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 1988.
- [217] **Su, W.-J. & Dziewonski, A. M.**, Predominance of long-wavelength heterogeneity in the mantle, *Nature*, 352, 121-126, 1991.
- [218] **Su, W.-J., Woodward, R. L. et Dziewonski, A. M.**, Deep origin of mid-ocean-ridge seismic velocity anomalies, *Nature*, 360, 149-152, 1992.
- [219] **Sun, S.-S., Tatsumoto, M. et Schilling, J.-G.**, Mantle Plume Mixing Along the Reykjanes Ridge Axis: Lead Isotopic Evidence, *Science*, 190, 143-147, 1975.
- [220] **Tackley, P. J., Stevenson, D. J., Glatzmaier, G. A. et Schubert, G.**, Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle, *Nature*, 361, 6414, 699-704, 1993.
- [221] **Takazawa, E., Frey, F. A., Shimizu, N., Obata, M. et Bodinier, J. L.**, Geochemical evidence for melt migration and reaction in the upper mantle, *Nature*, 359, 55-58, 1992.
- [222] **Tanimoto, T. & Zhang, Y.-S.**, Lithospheric thickness and thermal anomalies in the upper mantle inferred from the Love wave data, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 12, 2405-2408, 1990.
- [223] **Tanimoto, T. & Zhang, Y.-S.**, Cause of low velocity anomaly along the South Atlantic hotspot, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 1567-1570, 1992.
- [224] **Tapley, B. D., Born, G. H. et Parke, M. E.**, The SEASAT Altimeter Data and its Accuracy Assessment, *J. Geophys. Res.*, 87, 3179-3188, 1982.
- [225] **Tucholke, B. E. & Smoot, N. C.**, Evidence for Age and Evolution of Corner Seamounts and Great Meteor Seamount Chain From Multibeam Bathymetry, *J. Geophys. Res.*, 95, 17555-17569, 1990.
- [226] **Turner, D. L. & Jarrard, R. D.**, K-Ar dating of the Cook-Austral island chain: a test of the hot-spot hypothesis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, 187-220, 1982.
- [227] **Unterneh, P.**, Etude structurale et cinématique de la mer de Norvège et du Groënland. Evolution du microcontinent de Jan Mayen, *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 1982.
- [228] **Unterneh, P., Curie, D., Olivet, J.-L., Goslin, J. et Beuzart, P.**, South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America, *Tectonophysics*, 155, 169-179, 1988.
- [229] **Van der Hilst, R., Engdahl, R., Spakman, W. et Nolet, G.**, Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs, *Nature*, 353, 37-43, 1991.
- [230] **Vogt, P. R.**, Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 13, 153-160, 1971.

- [231] Vogt, P. R., On the Applicability of Thermal Conduction Models to Mid-Plate Volcanism : Comments on a Paper by Gass et al, *J. Geophys. Res.*, 86, 950-960, 1981.
- [232] Vogt, P. R., Johnson, G. L. et Kristjanson, L., Morphology and magnetic anomalies north of Iceland, *J. Geophys.*, 47, 67-80, 1980.
- [233] von Drigaski, E., Ist Kerguelen eine ozeanische oder kontinental Insel, pp. 392-398, 1912.
- [234] Von Herzen, R. P., Cordery, M. J., Detrick, R. S. et Fang, C., Heat Flow and the Thermal Origin of Hot Spot Swells : The Hawaiian Swell Revisited, *J. Geophys. Res.*, 94, 13783-13799, 1989.
- [235] Von Herzen, R. P., Detrick, R. S., Crough, S. T., Epp, D. et Fehn, U., Thermal origin of the Hawaiian swell : heat flow evidence and thermal models, *J. Geophys. Res.*, 87, 6711-6723, 1982.
- [236] Watts, A. B., An Analysis of Isostasy in the World's Oceans : Hawaiiin-Emperor Seamount Chain, *J. Geophys. Res.*, 83, 5989-6004, 1978.
- [237] Watts, A. B. & Daly, S. F., Long wavelength gravity and topography anomalies, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, 415-448, 1981.
- [238] Weinstein, S. A. & Olson, P. L., The proximity of hotspots to convergent and divergent plate boundaries, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 433-436, 1989.
- [239] White, R. S., A hot-spot model for Tertiary volcanism in the North Atlantic, in *Early Tertiary Volcanism and the Opening of NE Atlantic*, Morton, A. C. & P., L.M. *Geological Society Special Publication*, 3-13, 1988.
- [240] White, W. M. & Schilling, J.-G., The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the Central North Atlantic, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1501-1516, 1978.
- [241] Whitehead Jr., J. A. & Luther, D. S., Dynamics of Laboratory Diapir and Plume Models, *J. Geophys. Res.*, 80, 705-717, 1975.
- [242] Wilson, J. T., A possible origin for the Hawaiian Islands, *Can. J. Phys.*, 41, 863-870, 1963.
- [243] Wilson, J. T., Mantle plumes and plate motions,, *Tectonophysics*, 19, 149-164, 1973.
- [244] Wilson, M., Igneous petrogenesis: a global tectonic approach, pp. pp. 1-72 & 101-150, *Unwin Himan*, London, 1989.
- [245] Wilson, M. & Guiraud, R., Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times, *Tectonophysics*, 213, 203-225, 1992.
- [246] Woods, M. T., Lévêque, J.-J., Okal, E. A. et Cara, M., Two-station measurements of Rayleigh wave group velocity along the Hawaiian swell, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1, 105-108, 1991.

[247] **Yamaji, A.**, Periodic hotspot distribution and small-scale convection in the upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 107-116, 1992.

[248] **Yuen, D. A. & Schubert, G.**, Mantle Plumes : A Boundary Layer Approach for Newtonian and Non-Newtonian Temperature-Dependent Rheologies, *J. Geophys. Res.*, 81, 2499-2510, 1976.

[249] **Zhang, Y.-S. & Tanimoto, T.**, Three-dimensional modelling of upper mantle structure under the Pacific Ocean and surrounding area, *Geophys. Jour. Int.*, 98, 255-269, 1989.

[250] **Zhang, Y.-S. & Tanimoto, T.**, Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps, *Nature*, 355, 45-49, 1992.

[251] **Zindler, A., Hart, S. R., Frey, F. A. et Jakobsson, S. P.**, Nd and Sr isotope ratios and rare earth element abundances in Reykjanes peninsula basalts: evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 249-263, 1979.

**LISTES DES FIGURES  
ET  
DES TABLEAUX**

<b>Liste des figures</b>
--------------------------

**Chapitre Premier**

Figure I-1 : Carte de la topographie du plancher océanique dans l'océan Atlantique .....	22
Figure I-2 : Formation des bombements lithosphériques par amincissement thermique.....	24
Figure I-3 : Formation des alignements volcaniques selon le modèle de Morgan .....	25
Figure I-4 : Localisation des points chauds selon trois listes différentes .....	26
Figure I-5 : Schémas des aménagements possibles du modèle initial de Wilson et Morgan .....	28
Figure I-6 : Profil bathymétrique et variations géochimiques près de l'axe de la dorsale de l'Atlantique Nord et Central.....	36
Figure I-7 : Profil bathymétrique et variations géochimiques près de l'axe de la dorsale de l'Atlantique Sud .....	38
Figure I-8 : Modèle de convection unicellulaire .....	41
Figure I-9 : Modèle de convection pénétrante.....	42
Figure I-10 : Structure du manteau supérieur.....	45
Figure I-11 : Convection superficielle à petite échelle .....	46
Figure I-12 : Anomalies du géoïde et bathymétrie DBDB5 du Pacifique Central.....	48

**Chapitre II**

Figure II-1 : Chronologie des anomalies magnétiques et des événements tectoniques principaux dans l'océan Atlantique.....	55
Figure II-2 : Cassure et dispersion de la Pangée .....	57
Figure II-3 : Reconstitution cinématique à 270 Ma.....	59
Figure II-4 : Evolution cinématique de la Pangée .....	61
Figure II-5 : Synthèse cinématique de l'ouverture de l'Atlantique Sud.....	62
Figure II-6 : Reconstitution cinématique à l'anomalie M0.....	64
Figure II-7 : Reconstitution cinématique de l'Atlantique Nord à l'anomalie 13.....	66
Figure II-8 : Fonctionnement actuel de la frontière Afrique-Europe entre les Açores et Gibraltar .....	67
Figure II-9 : Reconstitution cinématique de l'Atlantique Nord et Central à l'anomalie 20 .....	69
Figure II-10 : Reconstitution cinématique de l'Atlantique Sud à l'anomalie 20.....	71

**Chapitre III**

Figure III-1 : Les différents mécanismes de compensation .....	79
Figure III-2 : Interface perturbée séparant deux milieux de masses volumiques différentes.....	80
Figure III-3 : Schéma d'une structure située sur un bombement topographique .....	81
Figure III-4 : Admittances altimétriques correspondant à la figure III-3.....	82
Figure III-5 : Méthodes d'estimation de la valeur limite de l'admittance .....	83
Figure III-6 : Couverture des traces du satellite GeoSat.....	84
Figure III-7 : Principe de la mesure altimétrique .....	85

Figure III-8 : Traces des navigations effectuées dans l'océan Atlantique .....	89
Figure III-9 : Spectres d'énergie des modèles du géoïde GEM et GRIM.....	92
Figure III-10 : Forme du géoïde de référence aux environs de l'île des Bermudes pour les degrés et ordres inférieurs ou égaux à 10.....	93
Figure III-11 : Géoïde résiduel sur la même zone que la figure III-10.....	94
Figure III-12 : Différences entre les géoïdes résiduels obtenus sur la figure III-11 le long de trois coupes .....	95
Figure III-13 : Comparaison des résultats obtenus par deux méthodes de calcul du G/T sur la région des Açores.....	96
Figure III-14 : Avantages de la méthode du G/T « visuel ».....	98
Figure III-15 : Spectre d'énergie d'une trace altimétrique ascendante dans l'Atlantique Sud .....	99

### Chapitre IV

Figure IV-1 : Localisation des traces GeoSat sur la dorsale de Reykjanes .....	104
Figure IV-2 : Courbes G(T) sur la dorsale de Reykjanes.....	105
Figure IV-3 : Rapport G/T en fonction de l'éloignement du point chaud sur la dorsale de Reykjanes.....	106
Figure IV-4 : Localisation des traces GeoSat au sud des Açores .....	108
Figure IV-5 : Courbes G(T) au sud des Açores .....	109
Figure IV-6 : Rapport G/T en fonction de l'éloignement du point chaud sur la dorsale médioatlantique au sud des Açores.....	110
Figure IV-7 : Localisation des traces GeoSat entre la zone de fracture Bight et les Açores - Rapport G/T moyenné .....	111
Figure IV-8 : Localisation des traces GeoSat au sud de la zone de fracture Atlantis - Rapport G/T moyenné.....	113
Figure IV-9 : Localisation des traces GeoSat dans l'Atlantique Sud - Rapport G/T moyenné .....	115
Figure IV-10 : Localisation des traces GeoSat autour du point triple de Bouvet.....	118
Figure IV-11 : Courbes G(T) sur les dorsales Sud-Ouest Indienne et Atlantique Sud, au nord-ouest et à l'est du point triple de Bouvet .....	119
Figure IV-12 : Schéma simplifié du modèle à deux convections (coupe).....	122
Figure IV-13 : Ordonnance schématique des cellules de la convection supérieure entre les zones de fracture Charlie-Gibbs et Vema (plan).....	123
Figure IV-14 : Modèle de genèse des points chauds étudiés .....	124
Figure IV-15 : Perspective schématique de l'ordonnance des cellules de la convection supérieure .....	125
Figure IV-16 : Configuration des réservoirs géochimiques dans le manteau supérieur selon le modèle d'Anderson.....	126
Figure IV-17 : Anomalies du géoïde dans la bande de longueur d'onde 200 km-1200 km dans l'Atlantique Nord et Central .....	128

Figure IV-18 : Schémas de deux modèles expliquant la répartition asymétrique des températures dans le manteau supérieur .....	131
---	-----

<b>Liste des Tableaux</b>
---------------------------

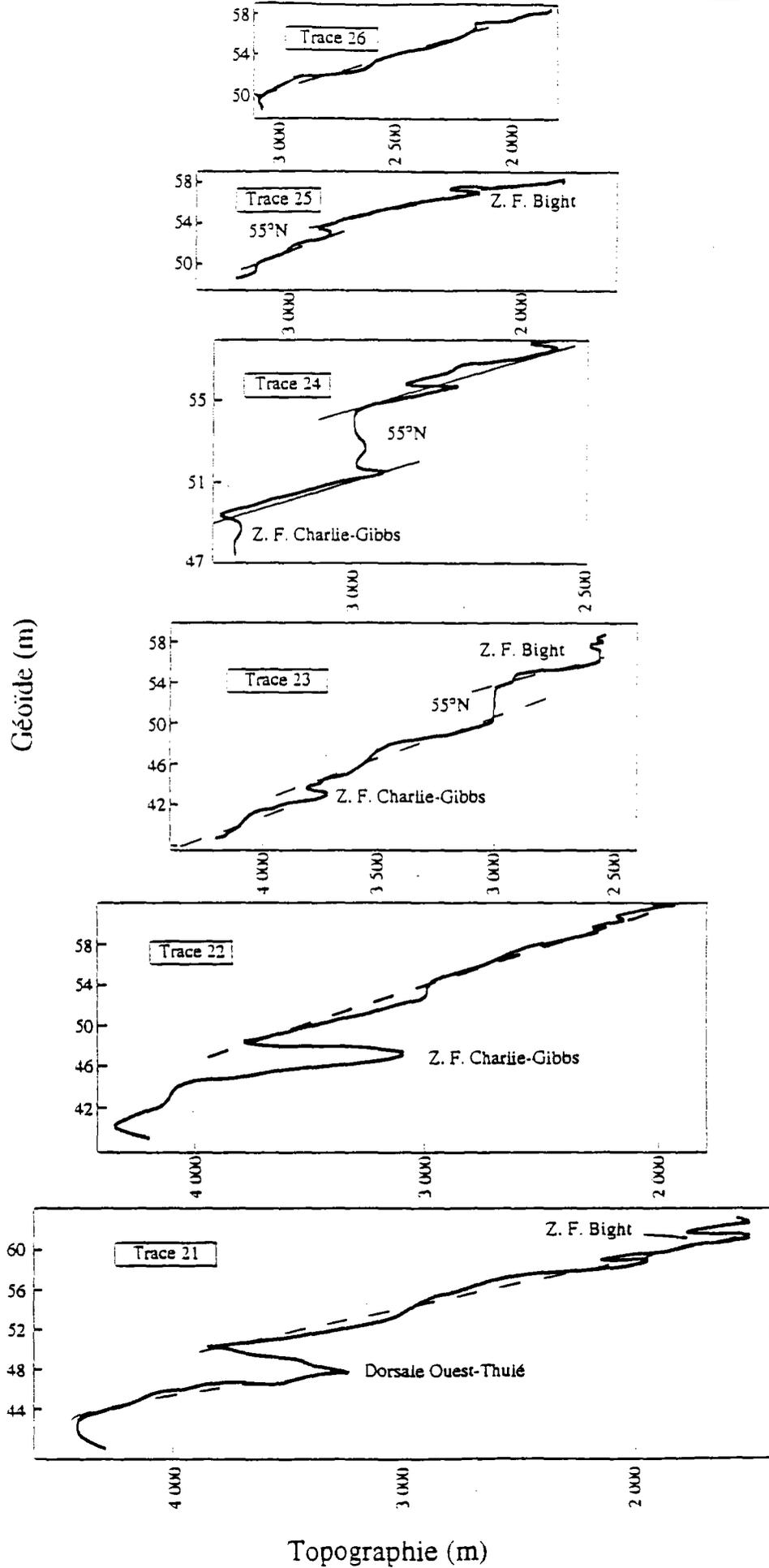
**Chapitre II**

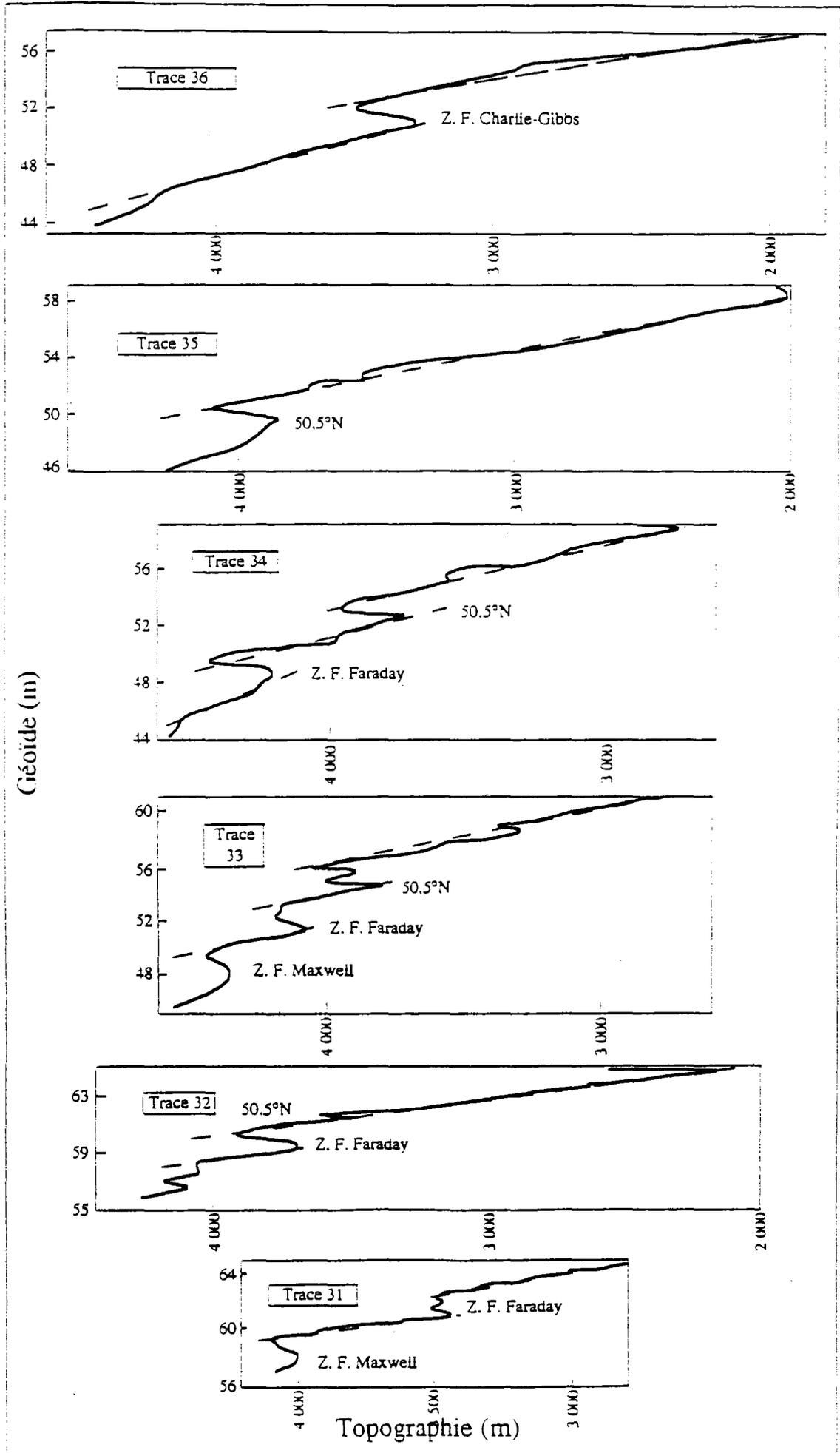
Tableau II-1 : Pôles des rotations des figures II-9 et II-10.....	72
---	----

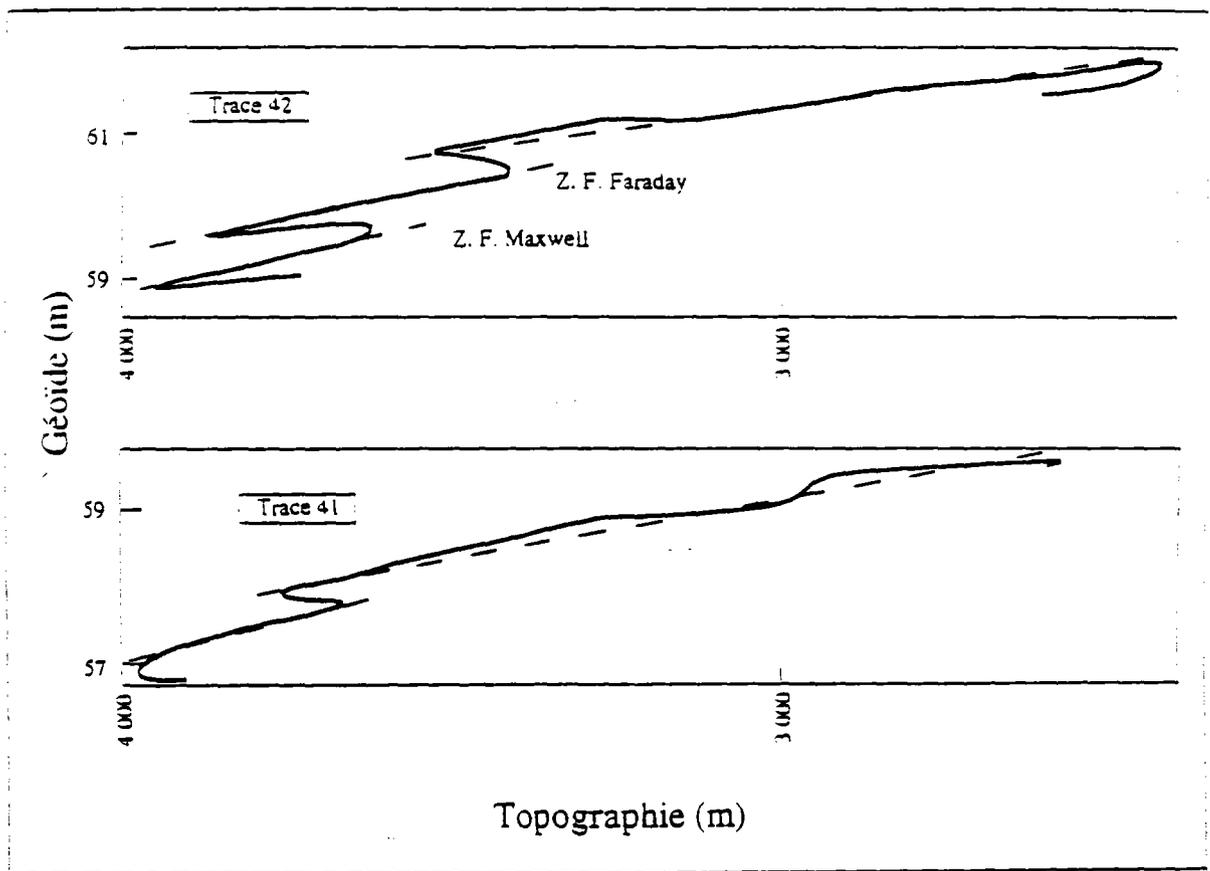
**Chapitre IV**

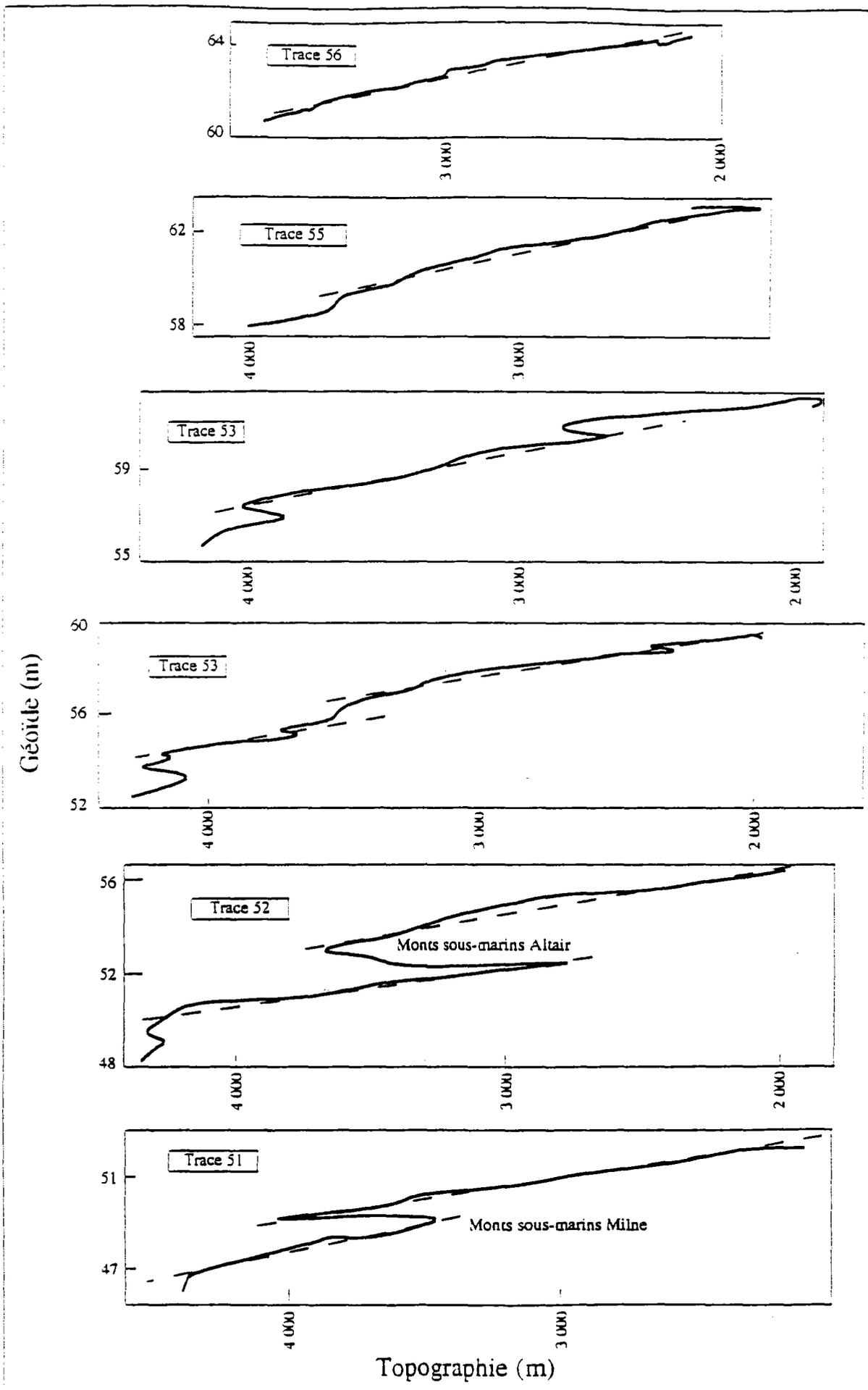
Tableau IV-1 : Rapports G/T et profondeur de compensation (Pratt) : dorsale de Reykjanes .....	107
Tableau IV-2 : Rapports G/T et profondeur de compensation (Pratt) : au sud des Açores .....	107
Tableau IV-3 : Rapports G/T entre la zone de fracture Bight et les Açores.....	112
Tableau IV-4 : Rapports G/T au sud de la zone de fracture Atlantis.....	114
Tableau IV-5 : Rapports G/T dans l'Atlantique Sud .....	116
Tableau IV-6 : Rapports G/T au sud de l'Atlantique Sud (Bouvet) .....	117

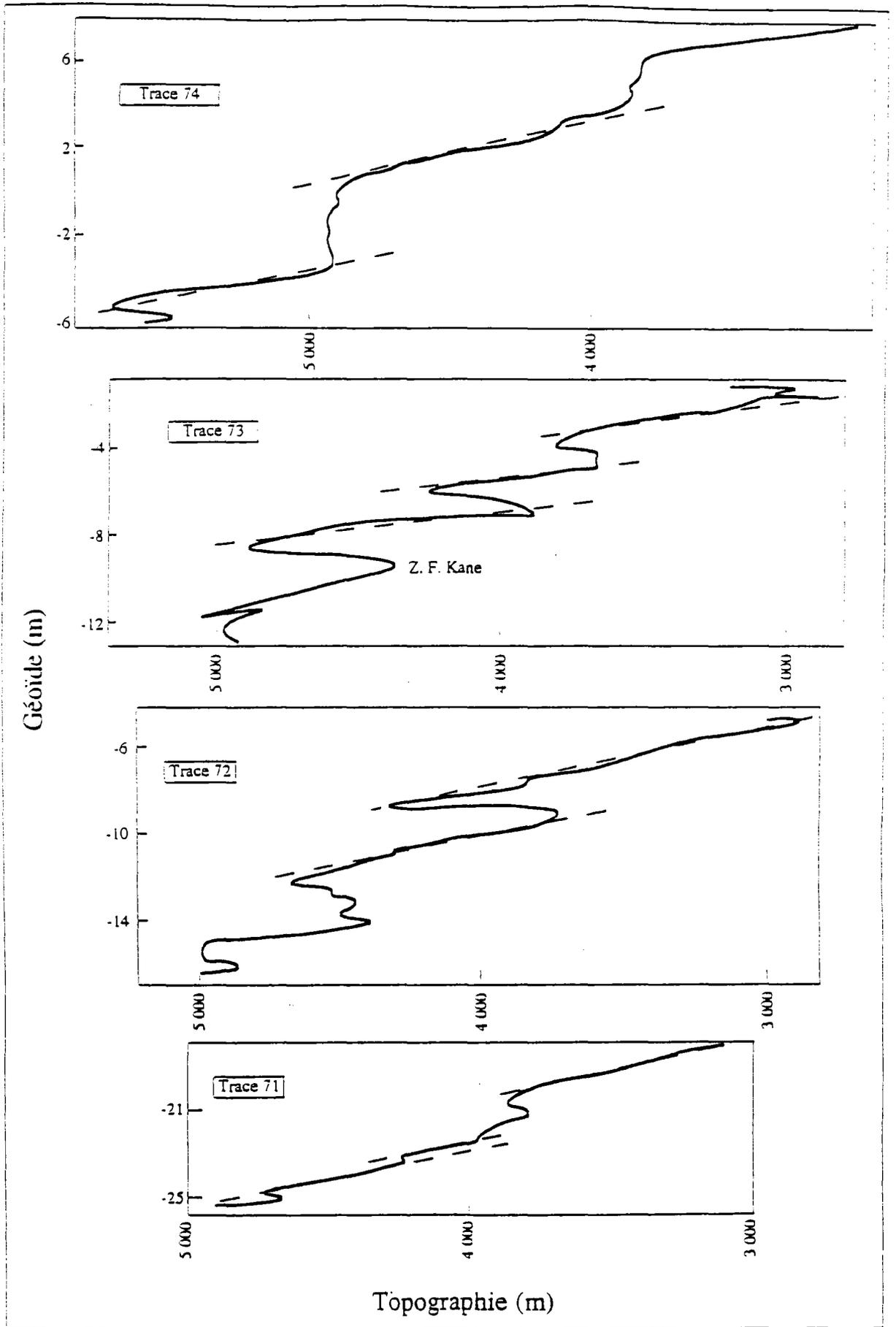
# ANNEXES

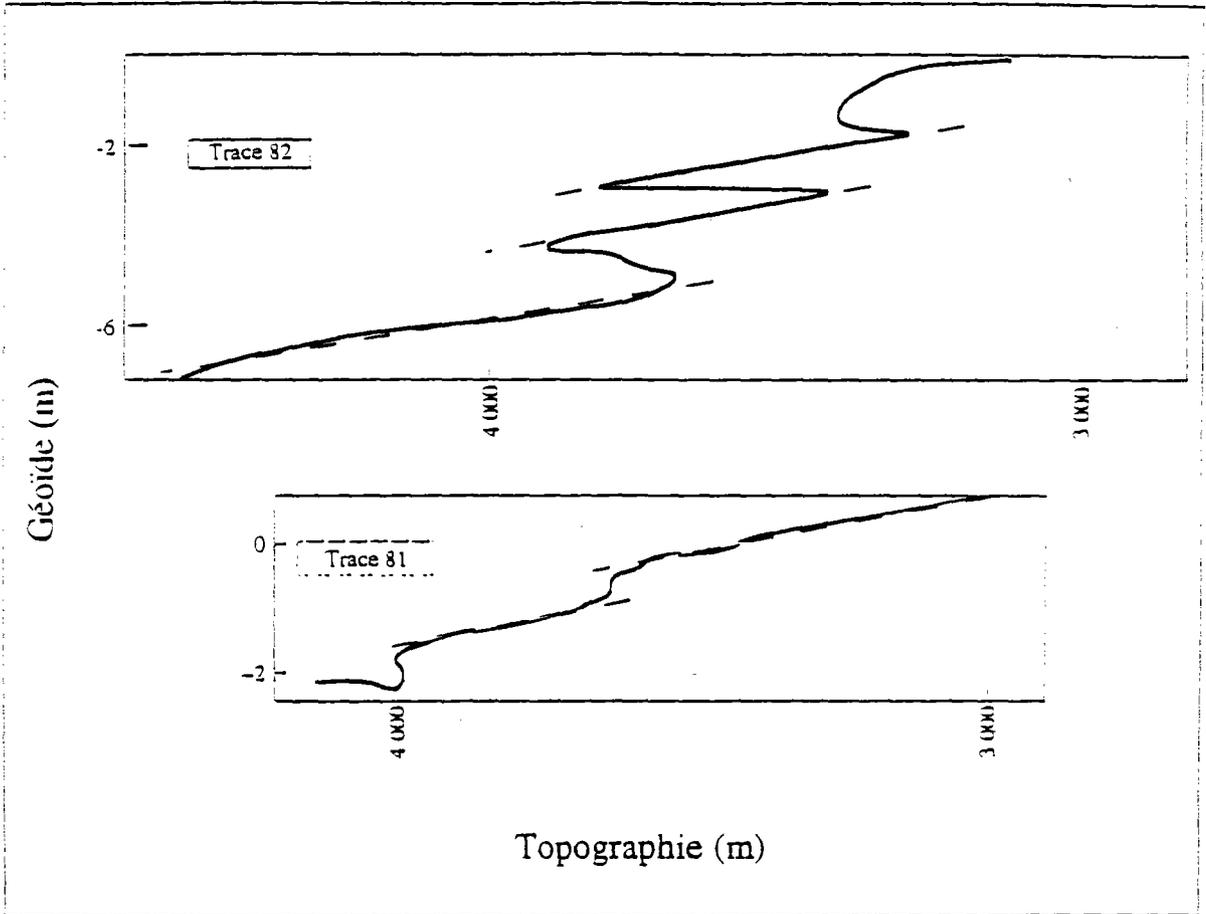


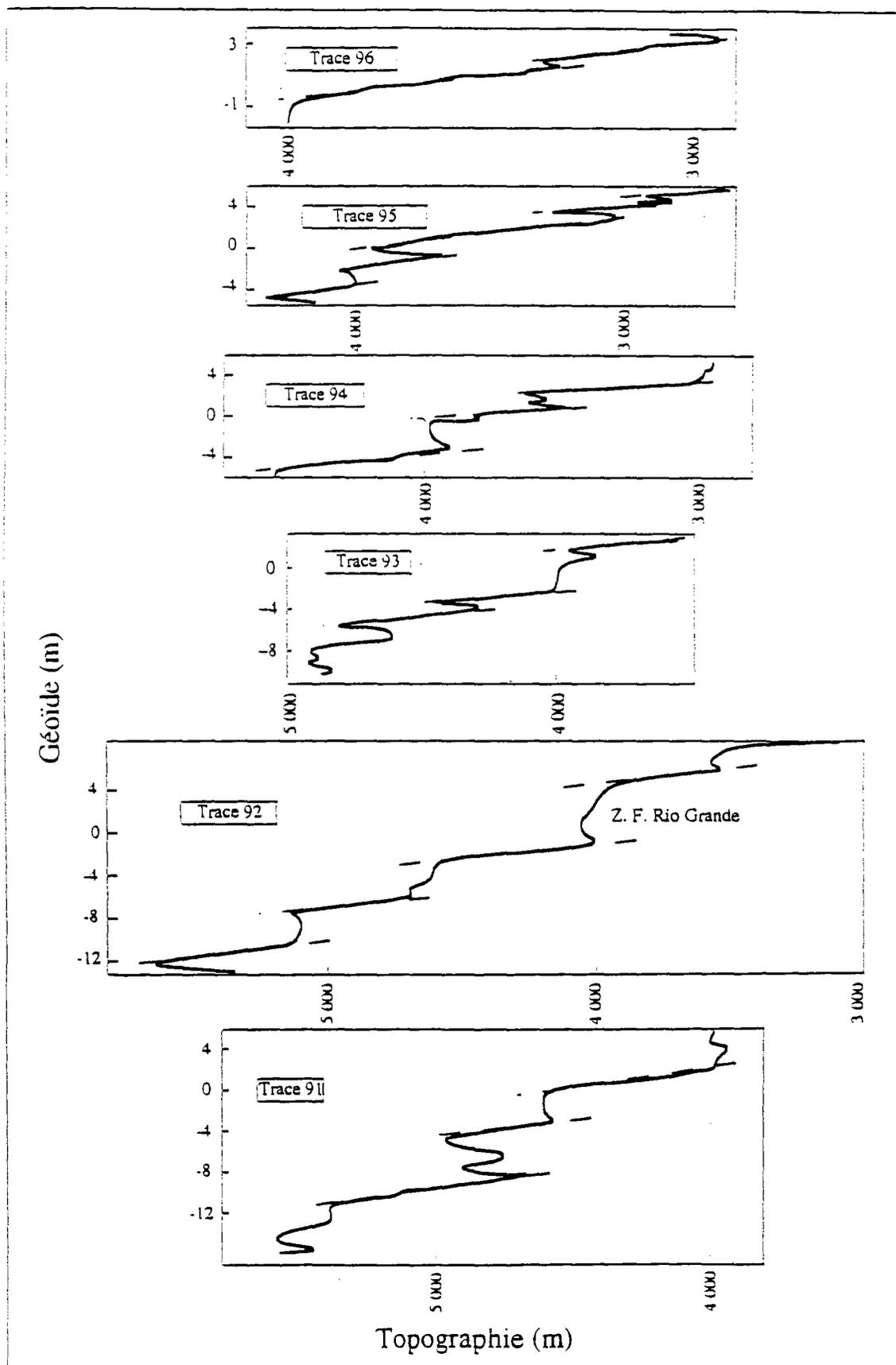


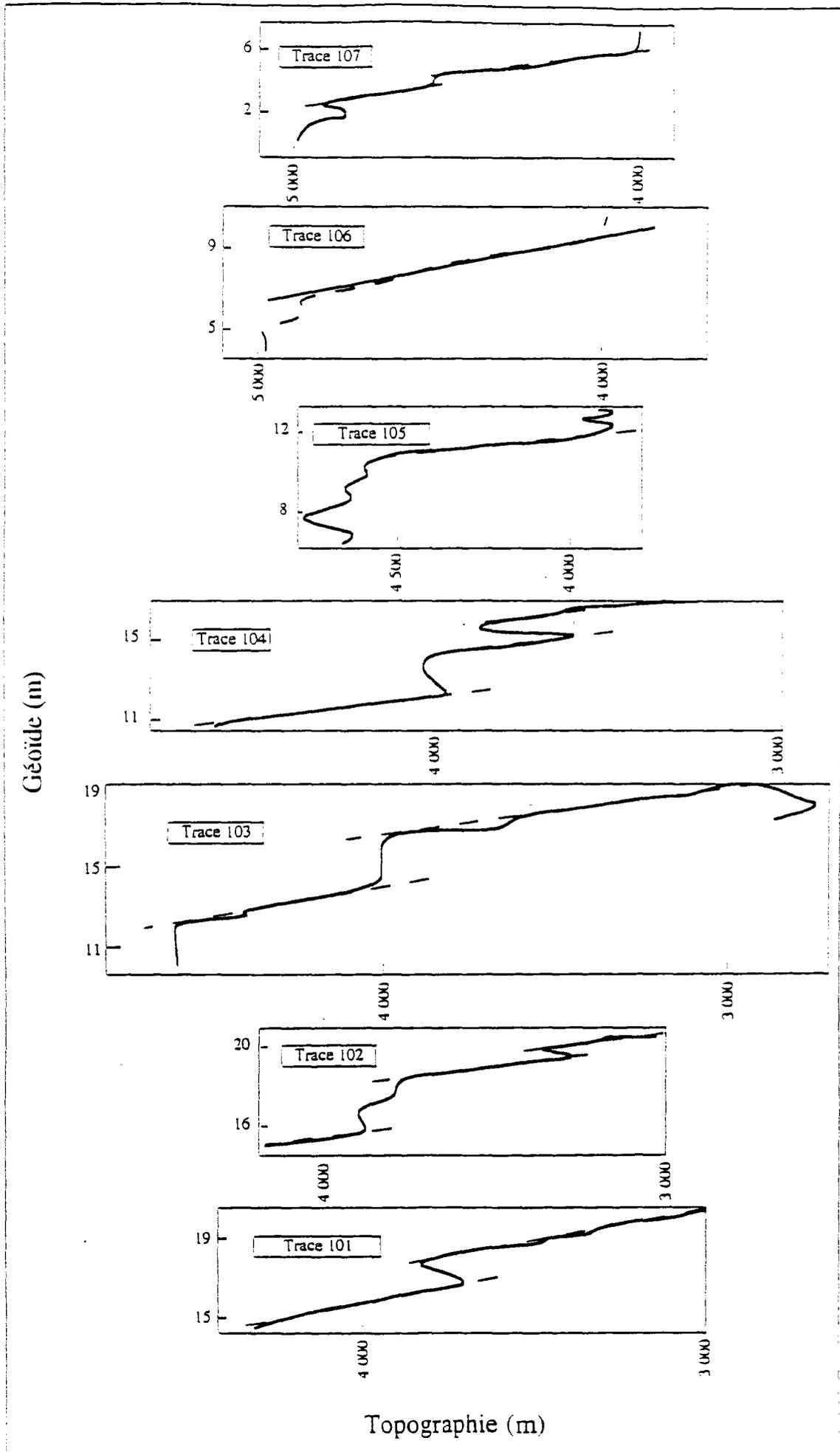












## ASYMMETRY OF THE MANTLE STRUCTURE BENEATH THE MID-ATLANTIC RIDGE

Jean Goslin and Daniel Aslanian

Unité de Recherche Associée "Domaines Océaniques", Brest, France

**Abstract.** Altimetry data from repetitive orbits of the GEOSAT satellite are interpreted together with sea-floor depths over the Mid-Atlantic Ridge, South of Iceland and South of the Azores. Geoid / Topography ratios indicate a strong asymmetry of the upper mantle structure in oceanic areas created since 35 My, extending several hundreds kilometers from Iceland to the Azores. A model including interaction between the MAR and two layers of mantle convection seems adequate to produce the observed asymmetry.

## Introduction

Most models of upper mantle structure under oceanic ridges, either based on field observations, such as those exhaustively reviewed by Nicolas [1989] from ophiolites complexes, or those proposed from the study of mid-oceanic ridges [e.g. Phipps Morgan et al., 1987] consider a 2D-symmetry of mantle physical parameters about the ridge axis. This indispensable simplification, making models numerically resolvable, is adequate to explain most field surface observations. However, it appears to differ somewhat from the more complicated picture of the mantle which emerges from deep seismic tomography of oceanic domains [Honda and Tanimoto, 1987; Sheehan and Solomon, 1991; Montagner and Tanimoto, 1991] or from geochemistry [Dupré and Allègre, 1980; Schilling et al., 1983].

Moreover, several indications that oceanic accretion processes are indeed asymmetric have been published, even if they pertain to small-scale processes occurring in the ridges' axial domains themselves, as, for example, the location of focal mechanisms under the Mid-Atlantic Ridge near 23°N [Toomey et al., 1988] or the asymmetry in the free-air anomaly across the South Atlantic Ridge [Forsyth, 1990]. Finally, frequent episodes of asymmetric spreading have been observed along various ridge segments [e.g. Patriat, 1987]. However, the possibility that asymmetry in the accretion processes could affect mantle depths or be found on a larger scale has been scarcely investigated. Cochran [1986] shows evidence of such an asymmetry in the depth vs. age curves on intermediate to fast ridges in the Indian and Pacific oceans. This asymmetry is especially apparent for regions whose crustal ages are less than 12 Ma. Gibert and Courtillot [1990] point out two unusually high admittance values on the western flank of the South Atlantic Ridge, at wavelengths around 700 km, and propose that these could be due to "asthenospheric density heterogeneities". Lastly, Crane et al. [1991] have examined various models liable to produce asymmetric spreading along the Knipovich Ridge, west of Spitsbergen.

This paper presents a joint interpretation of topography and altimetry data along profiles crossing the Mid-Atlantic Ridge. A schematic model of upper mantle convection which accounts for such an asymmetry is proposed. The interactions between convection and the MAR itself are discussed.

## The method

Geoid height data along GEOSAT's ERM (Exact Repeat Mission) tracks are plotted against sea-floor topography

values interpolated from the gridded DBDB5 data set. These plots are termed below "G(T) curves". For the same T, similar isostatic responses under the two ridge flanks will produce the same G, whatever the physical processes causing such responses. G/T ratios are the slopes of the G(T) curves and provide a direct representation of the variations of the isostatic response mechanism. Separate plots of T and G as functions of the distance to the ridge axis, or as functions of the crustal age, might be harder to interpret: for example T(distance) and G(distance) plots are less demonstrative if the dominant effect in the isostatic response were not the distance from the ridge, but the distance to the center of the nearest topographic anomaly (either Iceland or the Azores).

G(T) curves and G/T ratios are compared to those computed from a thermal subsidence law, such as that of Haxby and Turcotte [1978], by setting the initial  $T_0$  depth to the zero-age depth observed under each satellite track. Besides, the G/T ratios allow an estimation of the average depth of large-scale density anomalies if an expression of the Pratt admittance such as the one derived by Haxby and Turcotte [1978] is used. Such a compensation mechanism is deemed to be effective for a young enough oceanic lithosphere, where the crust and mantle temperature vs. depth distributions are heterogeneous in the horizontal direction. Revenaugh and Parsons [1987] and O'Connell et al. [1991] pointed out the importance of the upper mantle viscosity distribution in the compensation process. However, this process will not be considered below, as possible differences between the viscosity distributions under the two flanks of the MAR are presently unresolvable.

Two domains along the Mid-Atlantic Ridge, South of Iceland and South of the Azores have been selected. The main reasons for this choice are: 1) the density of bathymetric data, giving reliable T values interpolated from the DBDB5 gridded set; 2) well constrained crustal ages and detailed kinematic patterns; 3) some geochemical results - even if restricted to the axial province of the MAR-; 4) due to the low spreading rate, a wide interval of crustal ages is scanned by the satellite track segments along which G/T ratios are computed.

Satellite altimetry data from the twelve first orbital cycles of GEOSAT (Nov. 36 - May 37) are used. Geoid height values from repetitive passes along the same ground track are interpolated at 10 km-spaced points and stacked. No correction for ocean tides was applied, considering the very short flight time along each orbit segment with respect to the tide period. Depth are then interpolated from the DBDB5 gridded data set at the locations of the stack points. It should be mentioned that no correction to the depth values for sediment loading has been applied, as the average sediment cover over the ridge axial province is thin. Caution was exercised as regards the possibility of averaging over different domains - especially for the Reykjanes Ridge profiles, to avoid including the Greenland Margin and the western slope of the Rockall Plateau-. The G/T values of Tables 1 and 2 have thus been computed only after visual selection of the flat parts of the G(T) curves. These parts span crustal ages from magnetic chron 13 (ca. 37 Ma) to chron 5 (ca. 12 Ma).

## The results

The Reykjanes Ridge

Data along five ascending tracks crossing the Reykjanes Ridge over oceanic areas younger than magnetic anomaly 13 (about 300 km from the ridge's axis on each flank) are inter-

TABLE 1. Geoid over topography ratios and Pratt compensation depths over the Reykjanes Ridge

Profile #	Western flank	Eastern flank	model
5	3.9 m/km (79 km) <sup>†</sup>	3.1 m/km (63 km) <sup>†</sup>	2.3 m/km *
4	4.6 m/km (93 km) <sup>†</sup>	3.3 m/km (66 km) <sup>†</sup>	2.3 m/km *
3	4.3 m/km (87 km) <sup>†</sup>	2.5 m/km (50 km) <sup>†</sup>	2.3 m/km *
2	4.1 m/km (83 km) <sup>†</sup>	2.2 m/km (46 km) <sup>†</sup>	2.3 m/km *
1	2.6 m/km (53 km) <sup>†</sup>	1.5 m/km (31 km) <sup>†</sup>	2.3 m/km *

\* Mean G/T ratio between magnetic isochrons 6 and 13  
<sup>†</sup> Pratt compensation depth (Haxby and Turcotte, 1978)

TABLE 2. Geoid over topography ratios and Pratt compensation depths over Mid-Atlantic Ridge South of the Azores

Profile #	Western flank	Eastern flank	model
16	1.6 m/km (32 km) <sup>†</sup>	7.1 m/km (144 km) <sup>†</sup>	2.5 m/km *
15	2.3 m/km (47 km) <sup>†</sup>	6.8 m/km (138 km) <sup>†</sup>	2.5 m/km *
14	2.3 m/km (47 km) <sup>†</sup>	6.2 m/km (126 km) <sup>†</sup>	2.5 m/km *
13	2.0 m/km (40 km) <sup>†</sup>	5.8 m/km (117 km) <sup>†</sup>	2.5 m/km *
12	0.9 m/km (18 km) <sup>†</sup>	5.5 m/km (111 km) <sup>†</sup>	2.5 m/km *
11	0.8 m/km (16 km) <sup>†</sup>	4.3 m/km (87 km) <sup>†</sup>	2.5 m/km *

\* Mean G/T ratio between magnetic isochrons 6 and 21  
<sup>†</sup> Pratt compensation depth (Haxby and Turcotte, 1978)

puted, excluding values over the Greenland margin and over the Rockall Plateau (Figure 1). Figure 2 depicts G(T) curves G/T ratios listed Table 1. Thermal sea-floor and geoid subsidence model values are computed for the ages of several magnetic chrons from Haxby and Turcotte [1978].

The striking asymmetrical nature of the Reykjanes Ridge stands out on the G(T) plots (Figure 2). The asymmetry is less pronounced along track 5, running over shallow waters close to Iceland. Along the other tracks a steeper G/T slope is observed under the Ridge's western flank for all age periods. The G(T) curve for this flank clearly departs from that corresponding to a thermal subsidence model. G/T ratios for each track are listed Table 1. In terms of Pratt compensation levels [Haxby and Turcotte, 1978], the G/T ratios correspond to depths ranging northwards from 53 to 79 km on the western flank and from 31 to 63 km on the eastern one.

#### The MAR South of the Azores

The possibility that the mantle asymmetry observed under the Reykjanes Ridge be unique to this area prompted us to conduct a similar study South of the Azores, where reliable bathymetric data and some geochemical results are also available.

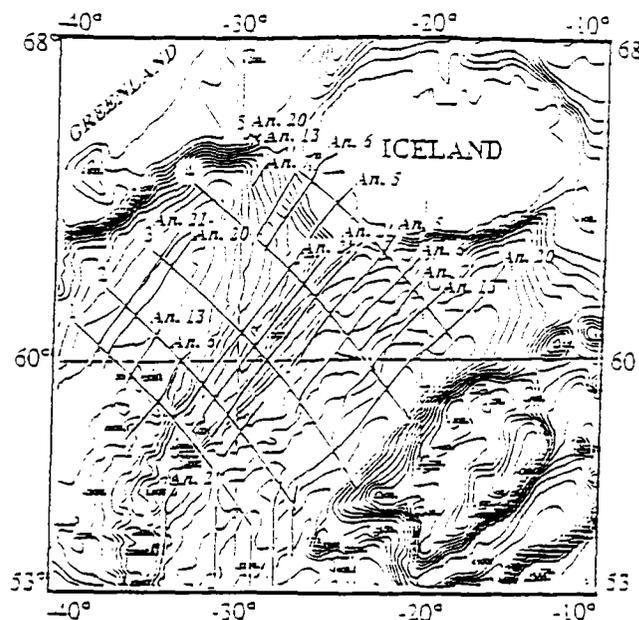


Fig. 1. Selected GEOSAT ascending tracks over the Reykjanes Ridge (track segments have been re-numbered from South to North and do not correspond to any NASA-NODC figures). 500 m-spaced isobaths are interpolated from the DBDB5 gridded data set.

Figure 3 shows the location of the six satellite tracks along which G(T) curves (Figure 2) and G/T ratios (Table 2) were computed. Interpretation of these results suggests similar conclusions to those proposed for the Reykjanes Ridge: a northward increase of the G/T ratios toward the Azores and a very strong asymmetry between the two flanks of the Ridge. The asymmetry is even more pronounced than under the Reykjanes Ridge: the average G/T value on the northwestern flank being over four-fold lower than the one computed for the southeastern flank. The Pratt compensation depths [Haxby and Turcotte, 1978] range between under 20 km below the north-western flank to over 140 km below the southeastern one. It is interesting to notice that the overall average G/T value (about 3.6 m/km) is close to the average slope of a bimodal set of G(T) values found by Cazenave et al. [1988] over a box centered on the Azores.

#### Discussion and model

The G/T ratios are the limit values of the admittances for infinite wavelengths. Therefore, though they were approached by computation over finite-length profiles, they included little effects from shallow processes such as crustal thickness variations or other local isostatic response mechanisms. In any case, G/T ratios have been computed for the two ridge flanks over areas of similar crustal age (between magnetic chrons 13 and 5), irrespective of their distance to the ridge axis. This allows to discard crustal effects which would depend on the variation of the crustal thickness with age. Moreover, if crustal thickness variations along the ridge participate in the G/T asymmetry, because of the obliquity of the orbits with respect to the flow-lines, this participation is probably quite small: a fifty percent increase in the crustal thickness (from 6 to 9 km) would induce a 400-m depth anomaly if simple isostatic mass balance is considered [Sheehan and Solomon, 1991]. While this would indeed bring some changes in the asymmetry ratio, this would not be sufficient to account for the asymmetry itself.

## Gosiin and Aslanian: Mantle under the Mid-Atlantic Ridge

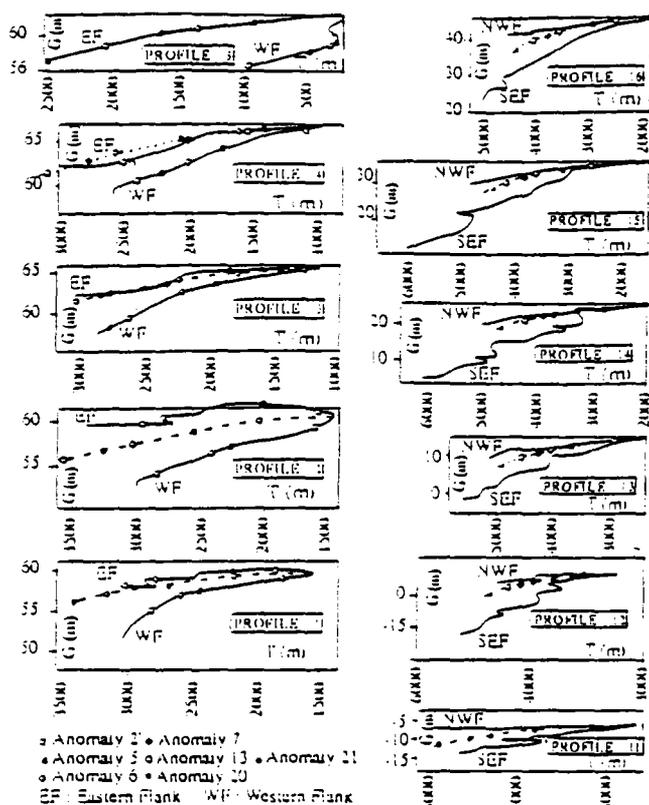


Fig. 2.  $G(T)$  plots over the Reykjanes Ridge and over the MAR, south of the Azores. The dotted line is the depth/geoid subsidence curve computed from the cooling model of Haxby and Turcotte [1978]. Symbols indicate the values of  $T$  and  $G$  at the crossing points between satellite tracks and magnetic chrons. Same symbols are used along the model curve.

We therefore consider that the asymmetry of the  $G/T$  ratios mostly reflect upper mantle heterogeneities under the MAR.

The possibility that the observed asymmetry of the mantle structure be the result of an artifact due to the particular orientations of the satellite's tracks with respect to the general trend of the ridge can be ruled out: asymmetry of opposite polarity is observed close to Iceland and near the Azores, while the orientations of the tracks with respect to the ridge are fairly similar in both areas.

The misfit between the observed  $G/T$  ratios and those derived from a pure cooling model [Haxby and Turcotte, 1978] cannot be overcome by a reasonable change in the parameters of the model  $G/T$  ratio. Other models with symmetrical mantle temperature would produce comparable misfits. Moreover, as remarked by Hayes [1988] concerning the depth/age<sup>1/2</sup> asymmetry South of Australia, such an asymmetry in the parameters ( $\alpha$ ,  $T$  and  $k$ ) is unlikely, as both flanks were created at the same location, with the same initial thermal and petrological conditions. It therefore appears that "symmetrical cooling models" cannot account for the observed  $G/T$  ratios.

It is therefore proposed that the observed asymmetry in the  $G/T$  ratios is due to an asymmetrical distribution of the temperatures at depth. This asymmetry in the upper mantle temperature distribution does not need to be very large: Buck and Su [1989] proposed that small lateral temperature variations can set small-scale convection in an asthenosphere with temperature-dependent viscosity, leading in turn to large changes in the subsidence rate. Such a model alleviates the need of "unreasonably asymmetric" temperature distribution at depth.

$G/T$  ratios listed Tables 1 and 2 show a systematic increase

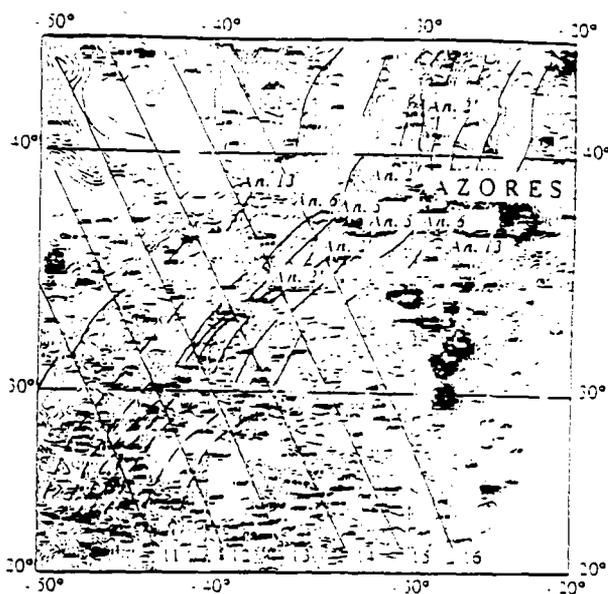


Fig. 3. Same as figure 1 South of the Azores.

northward toward Iceland, paralleling the increase in  $La/Sr$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  and  $^3He/^{4}He$  ratios [Poreda et al., 1986], and towards the Azores. It has been noted [Aslanian and Gosiin, 1990] that these systematic variations of  $G/T$  ratios on both flank are correlated to the distance to the closest topographic anomaly. It seems improbable however that their asymmetry solely reflect a channeling under the ridge axis of hot mantle material from an off-centered mantle plume of limited radius: as mentioned above,  $G/T$  ratios have been computed over 300-km wide areas, centered about 200 km away from the ridge axis.

Our results bear out that the mantle structure is asymmetric, at least under the post-Eocene oceanic domain created at the Mid-Atlantic Ridge. Such a feature is also clearly visible on the  $V_{sv}$  wave velocity distribution at a depth of 100 km [Montagner and Tanimoto, 1991]: lower velocities, which could be indicative of a hotter mantle, are observed under the northwestern flank of the Reykjanes Ridge and under the southeastern flank of the MAR South of the Azores, where we have evidenced higher  $G/T$  ratios. The mantle asymmetry could be due to the relative and absolute motions of plates (and, hence of the MAR, tied to convection cells in the low-viscosity zone) over distributed large-scale, deep-mantle convection cells, which reacts little -or not at all- to this motion. Such an hypothesis accounts for the change of polarity of the asymmetry between various portions of the MAR (Figure 4). Houseman [1983] considers that the timescale for heat transfer between convection cells is very large compared to the timescale of ridge motion: as the ridge moves, the ascending limbs of the upper convection cells would not be reset over the ascending limbs of deep mantle convection (Figure 4).

A second type of hypotheses suppose that the asymmetrical processes which could be dominant at various depths during the early phases of rifting, e.g. in the case of asymmetric pure shear, persist throughout the lifespan of a mature ocean. The major problem induced by such an hypothesis, leading us to reject it, is the need for a complicated mechanism to ensure the "asymmetry memory" of the Mid-Atlantic Ridge since these early phases.

In summary, the preliminary interpretation of geoid and topography data at a regional scale over two regions of the MAR brings evidence for a strong asymmetry of the deep processes active under this spreading center. This type of hypothesis matches recently published seismic tomography results.

Goslin and Aslanian: Mantle under the Mid-Atlantic Ridge

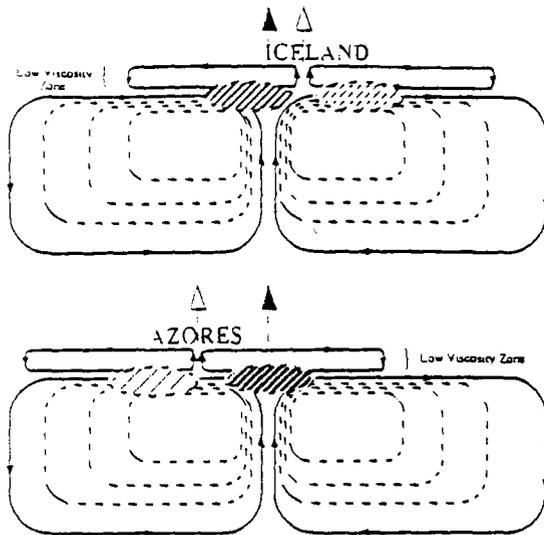


Fig. 4. Simplified sketch of the North Atlantic Ridge, mobile with respect to convection-induced thermal heterogeneities. Shaded ovals symbolize temperature anomalies, darker shades indicate hotter zones. Arrows indicate the location of the ascending limb of the deep mantle convection. Open arrows show the location of the Mid-Atlantic Ridge. The respective position of the arrows accounts for the polarity of the asymmetry. The greater distance between arrows on the lower sketch corresponds to a more pronounced asymmetry South of the Azores.

Heat flow and geochemical studies of slow spreading centers, when conducted over areas of sufficiently wide range of ages (a few 10 My?), might certainly help and argument this hypothesis of a ridge moving over an heterogeneous mantle.

**Acknowledgments.** Discussions with K. Loudon while he was interpreting heat-flow data in the North Atlantic certainly played a key role in initiating this work. He was also helpful in the tedious early steps of GEOSAT data processing. Y. Lagabrielle kept a geologist's eye. The comments of two anonymous reviewers helped us to clarify some important points of the discussion. Contribution 456 of the CNRS-INSU-DBT Program (Thème "Dynamique Globale").

#### References

- Aslanian, D. et Goslin, J., Extension des anomalies thermiques profondes de l'Islande et des Açores d'après l'interprétation des données altimétriques, paper presented at the Soc. Géol. Fr. Meeting "Géodynamique des océans et de leurs marges", Sophia Antipolis, 1990.
- Buck, W.R. and Su, W., Focused mantle upwelling below mid-ocean ridges due to feedback between viscosity and melting, *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 641-644, 1989.
- Cazenave, A., Dominik, K., Rabinowitz, M. and Ceuleneer, G., Geoid and depth anomalies over ocean swells and troughs: evidence of an increasing trend of the geoid to depth ratio with age of plate, *J. Geophys. Res.*, **93**, 8064-8077, 1988.
- Cochran, J.R., Variations in subsidence rates along intermediate and fast spreading mid-ocean ridges, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **37**, 421-454, 1986.
- Crane, K., Sunavbor, E., Buck, R. and Martinez, F., Rifting in the Northern Norwegian-Greenland Sea: thermal tests of asymmetric spreading, *J. Geophys. Res.*, **96**, 14,529-14,551, 1991.
- Dupré, B. and Allègre, C.J., Pb Sr Nd isotopic correlation and the geochemistry of the North Atlantic mantle, *Nature*, **286**, 17-21, 1980.
- Forsyth, D.W., Symmetric topography - asymmetric gravity anomalies across segments of the Mid-Atlantic Ridge, *EOS*, **71**, 624, 1990.
- Gibert, D. and Courtillot, V., Thermal isostasy in the South Atlantic: a new approach, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 251-254, 1990.
- Haxby, W.F. and Turcotte, D.L., On isostatic geoid anomalies, *J. Geophys. Res.*, **33**, 5473-5478, 1978.
- Hayes, D.E., Age-depth relationships and depth anomalies in the Southeast Indian ocean and South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **93**, 2937-2954, 1988.
- Honda, S. and Tanimoto, T., Regional 3-D heterogeneities by waveform inversion. Application to the Atlantic area, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **91**, 737-753, 1987.
- Houseman, G., The deep structure of oceanic ridges in a convective mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, 283-294, 1983.
- Montagner, J.-P. and Tanimoto, T., Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies, *J. Geophys. Res.*, **98**, 20337-20351, 1991.
- Nicoias, A., *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*, Kluwer Acad. Press, Dordrecht, 367 pp., 1989.
- O'Connell, R.J., Gable, C.W. and Hager, B.H., Toroidal-poleoidal partitioning of lithospheric plate motions, in *Glacial Isostasy, sea level and mantle rheology*, R. Saadani (Ed.), NATA ASI Series, Kluwer Acad. Pub., 1991.
- Patriat, Ph., Reconstitution de l'évolution du système de dorsales de l'océan Indien par les méthodes de la cinématique des plaques, Thèse de Doctorat d'Etat, 308 pp., Université Paris VI, 1987.
- Phipps Morgan, J., Parmentier, E.M. and Lin, J., Mechanisms for the mechanisms of mid-oceanic ridge axial topography: implications for the thermal and mechanical structure of accreting plate boundaries, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12823-12836, 1987.
- Poreda, R., Schilling, J.-G. and Craig, H., Helium and hydrogen isotopes of ocean-ridge basalts North and South of Iceland, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 1-17, 1986.
- Revenaugh, J. and Parsons, B.E., Dynamic topography and gravity anomalies for the fluid layers whose viscosity varies exponentially with depth, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **91**, 557-568, 1987.
- Schilling, J.-G., Iceland mantle plume: geochemical study of the Reykjanes Ridge, *Nature*, **242**, 565-571, 1973.
- Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D. and Kingsley, Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N, *Am. J. Sci.*, **283**, 510-586, 1983.
- Sheenan, A. F. and Solomon, S. C., Joint inversion of shear wave travel time residuals and geoid and depth anomalies for long-wavelength variations in upper mantle temperature and composition along the Mid-Atlantic Ridge, *J. Geophys. Res.*, **96**, 19981-20009, 1991.
- Toomey, D.R., Solomon, S.C. and Purdy, G.M., Microearthquakes beneath median valley of Mid-Atlantic Ridge near 23°N: tomography and tectonics, *J. Geophys. Res.*, **93**, 9093-9112, 1988.
- J. Goslin and D. Aslanian, URA 1278 du CNRS "Domaines Océaniques", Université de Bretagne Occidentale, 29287 Brest cedex, France.

(Received: October 10, 1991;

Revised: March 5, 1992;

Accepted: April 20, 1992)

## TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	7
AVANT-PROPOS .....	13
INTRODUCTION .....	15
CHAPITRE PREMIER : POINT CHAUD ET CONVECTION .....	19
Résumé .....	20
Introduction.....	21
I-1. Les points chauds.....	23
I-1.A. Fixité des panaches.....	27
I-1.B. Panache = moteur des mouvements des plaques.....	30
I-1.C. Profondeur et répartition des panaches.....	31
I-1.D. Différences géochimiques, origine profonde et flux thermique.....	33
I-2. La convection.....	40
I-2.A. Modèles de convection .....	40
I-2.B. Le manteau supérieur.....	44
CHAPITRE II : CINÉMATIQUE DE L' ATLANTIQUE.....	53
Introduction.....	53
II-1. Choix de la région.....	53
II-2. Cinématique de l'Atlantique .....	54
La Pangée.....	58
La phase de distension initiale (250 Ma- 180 Ma).....	58
Phase I : La dislocation de la Pangée.....	60
La révolution crétacée .....	63
Phase II.....	63
II-3. Zone de frontière de second ordre et anomalie topographique.....	68
CHAPITRE III : LA MÉTHODE DU G/T « VISUEL ».....	75
Introduction.....	75
III- 1. Principe de l'admittance et du rapport G/T .....	76
III-2.A. Définition de l'admittance.....	76
III-2.B. Mécanismes de réponse isostatique et de support dynamique.....	78
III-2. Données altimétriques et bathymétriques.....	84
III-2.A. Les données altimétriques.....	84
III-2.B. Les données bathymétriques.....	89
III-3. La méthode du G/T « visuel ».....	90
Correction liée aux sédiments.....	91
Ablation des grandes longueurs d'onde du géοide.....	92

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION.....	101
Résumé .....	102
Introduction.....	103
IV-1. Description des résultats.....	104
IV-1.A. Au sud des points chauds de l'Islande et des Açores.....	104
IV-1.B. Entre la zone de fracture Bight et les Açores, et au sud de Kane.....	110
Au nord des Açores.....	110
Au sud des Açores.....	114
IV-1.C. Atlantique Sud.....	114
IV-1.D. Aux environs du point triple de Bouvet.....	117
IV-2. Interprétation.....	120
IV-3. Discussion .....	126
Les variations géochimiques.....	125
Répartition des points chauds.....	127
Origine et mouvements des points chauds.....	127
Courtes longueurs d'onde du géoïde.....	129
Asymétrie, convection et tomographie.....	130
CONCLUSIONS .....	133
BIBLIOGRAPHIE.....	137
Bibliographie thématique.....	139
Bibliographie alphabétique.....	141
LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX.....	159
Liste des figures.....	161
Liste des tableaux.....	163
ANNEXES .....	165

# Interactions entre les processus intraplaques et les processus d'accrétion océanique : l'apport du géoïde altimétrique

par Daniel ASLANIAN

## Résumé

Le plancher océanique présente des anomalies topographiques de grandes longueurs d'onde qui sont généralement interprétées comme la manifestation de surface de panaches mantelliques originaires du manteau inférieur. Cependant la revue des résultats récents, tant géophysiques que géochimiques, montre combien cette théorie est inapte à expliquer ces nouvelles observations. —

L'application d'une nouvelle méthode altimétrique, le G/T « visuel », qui a l'avantage de dissocier les différents mécanismes de compensation suivant les régions, permet d'esquisser la répartition des températures dans le manteau supérieur, de part et d'autre de la dorsale médio-atlantique. Deux observations essentielles ressortent de cette étude : 1) la distribution des températures présente une forte asymétrie de part et d'autre de la dorsale qui ne peut être expliquée par un modèle de refroidissement pur ; 2) la partie supérieure du manteau supérieur semble être divisée en grandes provinces de comportement thermique analogue.

Les limites de ces larges zones (1 000 km-1 500 km) sont corrélées aux zones de frontière de plaque de second ordre (ZFSO) et aux épanchements volcaniques continentaux. La répartition des températures est donc fortement liée aux mouvements relatifs des plaques principales et de second ordre. Les points chauds étudiés semblent être générés par un fonctionnement en extension des ZFSO qui autorise la remontée d'un matériel d'origine plus profonde et de température plus élevée.

Les points chauds ne sont donc pas tous inhérents au fonctionnement d'un panache : nombre d'entre eux semblent résulter de processus plus superficiels, lithosphériques.

Le modèle proposé, compatible avec les modèles de convection à une ou plusieurs couches, permet d'expliquer à la fois l'asymétrie observée et la genèse des points chauds de l'océan Atlantique.