

Diplôme d'ingénieur géophysicien

Présenté à l'Université Louis Pasteur

Ecole et Observatoire de Physique du Globe de
Strasbourg

Institut de Physique de Globe

Par

Dorothee COPPENS

Analyse et inversion
d'anomalies gravimétriques marines
dérivées de mesures satellitaires

Tuteur: Stéphane CALMANT

Laboratoire d'accueil: Laboratoire de Géologie/ Géophysique
Centre ORSTOM de Nouméa
Nouvelle Calédonie

ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

CENTRE DE NOUMEA

Septembre 1996

Fonds Documentaire ORSTOM



010012960

A* 12959, ex 2

Diplôme d'ingénieur géophysicien

Présenté à l'Université Louis Pasteur

Ecole et Observatoire de Physique du Globe de
Strasbourg

Institut de Physique de Globe

Par

Dorothee COPPENS

Analyse et inversion
d'anomalies gravimétriques marines
dérivées de mesures satellitaires

Tuteur: Stéphane CALMANT

Laboratoire d'accueil: Laboratoire de Géologie/ Géophysique
Centre ORSTOM de Nouméa
Nouvelle Calédonie

ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

CENTRE DE NOUMEA

Septembre 1996

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: A* 12959 Ex: Z

Sommaire

Remerciements

Introduction

Partie I : Comparaison de données d'anomalies gravimétriques enregistrées en mer et dérivées de mesures satellitaires.....	3
<u>A- Présentation des données.....</u>	3
1- Les données satellitaires	
a) Présentation → tableau n°1.	
b) Principe de la mesure	3
c) Des données altimétriques aux données gravimétriques.....	4
d) Différences entre les deux versions de données de Sandwell.....	5
2- Les données bateau.....	5
<u>B- Tracés des cartes gravimétriques dans les zones de Tuvalu, du Vanuatu et du bassin nord fidjien</u>	
→ Présentation de la zone d'étude.....	7
1- Pourquoi ces régions ?.....	8
2- Comparaison des données	8
a) Etude générale.....	9
b) Etude par profils.....	21
<u>C- Conclusion.....</u>	42
Appendice A: De l'altimétrie à l'anomalie gravimétrique.....	43
Appendice B: L'interpolation des données atimétriques.....	45
Appendice C: Densité de puissance spectrale, fonction de cohérence.....	46
Partie II : Méthodes inverses appliquées à la signature gravimétrique d'un mont sous-marin.....	47
<u>A- Problème direct: Relation physique entre la gravimétrie et la bathymétrie.....</u>	47

Sommaire

1- La lithosphère, l'épaisseur élastique et la déflexion.....	47
2- La relation physique directe.....	48
<u>B- Problème inverse.....</u>	<u>51</u>
1- Linéarisation du problème.....	51
2- Méthodes inverses: méthode de Newton.....	53
3- La matrice C_t	54
4- Les matrices C_m , C_m' et R	56
<u>C- Programmation.....</u>	<u>57</u>
1- Schéma de présentation.....	57
2- Fonctionnement du programme.....	48
3- Etude du programme avec des données synthétiques.....	59
a) Introduction.....	59
b) Tests sur les différents termes de la méthode.....	59
→ La matrice G	49
→ Le modèle a-priori.....	60
→ La matrice C_m	63
→ La matrice C_d	63
→ La bathymétrie et la matrice C_t	64
4- Etude du programme avec des données réelles.....	67
4-1) Mangaia.....	70
4-2) Maria.....	76
4-3) Rarotonga.....	79
4-4) Necker.....	82
4-5) Columbia.....	85
4-6) Great meteor seamont.....	88
4-7) Gilbert's seamont.....	92
5- Applications des résultats.....	95

Conclusion

Perspectives

Bibliographie

Annexe

Liste des figures

Figure I-0: Représentation d'un mont sous-marin.....	4
Figure I-1: Représentation de la zone d'étude.....	7
Figure T1: Représentation de l'ensemble des profils gravimétriques de la zone de Tuvalu.....	10
Figure T2: Carte des données gravimétriques bateau de la zone de Tuvalu.....	11
Figure T3: Carte des données GGSS version 6.2 de la zone de Tuvalu.....	12
Figure T4: Carte des données GGSS version 7.2 de la zone de Tuvalu.....	13
Figure V1: Représentation de l'ensemble des profils gravimétriques de la zone du Vanuatu.....	14
Figure V2: Carte des données gravimétriques bateau de la zone du Vanuatu.....	15
Figure V3: Carte des données GGSS version 6.2 de la zone du Vanuatu.....	16
Figure V4: Carte des données GGSS version 7.2 de la zone du Vanuatu.....	17
Figure B1: Carte des données GGSS version 6.2 du Bassin nord fidjien.....	19
Figure B2: Carte des données GGSS version 7.2 du Bassin nord fidjien.....	20
Figure T5: Tracés des anomalies gravimétriques et des écarts de la coupe 1, dans la zone de Tuvalu.....	22

Sommaire

Figure T6: Densités de puissance spectrale de la coupe 1, dans la zone de Tuvalu.....	23
Figure T7: Cohérences entre la gravimétrie bateau et celle GGSS de la coupe 1, dans la zone de Tuvalu.....	24
Figure T8: Tracés des anomalies gravimétriques et des écarts de la coupe 2, dans la zone de Tuvalu.....	26
Figure T9: Densités de puissance spectrale de la coupe 2, dans la zone de Tuvalu.....	27
Figure T10: Tracés des anomalies gravimétriques et des écarts de la coupe 3, dans la zone de Tuvalu.....	28
Figure T11: Densités de puissance spectrale de la coupe 3, dans la zone de Tuvalu.....	29
Figure T12: Cohérences entre la gravimétrie bateau et celle GGSS de la coupe 3, dans la zone de Tuvalu.....	30
Figure V5: Tracés des anomalies gravimétriques et des écarts de la coupe Est, dans la zone du Vanuatu.....	32
Figure V6: Densités de puissance spectrale de la coupe Est, dans la zone du Vanuatu.....	33
Figure V7: Tracés des anomalies gravimétriques et des écarts de la coupe Ouest, dans la zone du Vanuatu.....	34
Figure V8: Densités de puissance spectrale de la coupe Ouest, dans la zone du Vanuatu.....	35
Figure B3: Tracés des anomalies gravimétriques et des écarts de la coupe Est, dans le Bassin nord fidjien.....	38
Figure B4: Densités de puissance spectrale de la coupe Est, dans le Bassin nord fidjien.....	39
Figure B5: Tracés des anomalies gravimétriques et des écarts de la coupe Ouest, dans le Bassin nord fidjien.....	40
Figure B6: Densités de puissance spectrale de la coupe Ouest, dans le Bassin nord fidjien.....	41
Figure II-1: Représentation du mont sous-marin et du modèle de lithosphère.....	49

Sommaire

Figure II-2: Représentation des convergences du programme avec plusieurs modèles a-priori.....	61
Figure II-3: Représentation des convergences du programme avec plusieurs modèle a-posteriori.....	62
Figure 3-1: Carte de représentation générale.....	69
Figure mg1: Représentation de la bathymétrie et de la gravimétrie GGSS V7.2 grillées et de la zone d'étude pour Mangaia.....	71
Figure mg2: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Mangaia.....	72
Figure mg3: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Mangaia pour tous les tests.....	75
Figure ma1: Représentation de la bathymétrie et de la gravimétrie GGSS V7.2 grillées et de la zone d'étude pour Maria.....	77
Figure ma2: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Maria.....	78
Figure ra1: Représentation de la bathymétrie et de la gravimétrie GGSS V7.2 grillées et de la zone d'étude pour Rarotonga.....	80
Figure ra2: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Rarotonga.....	81
Figure ne1: Représentation de la bathymétrie et de la gravimétrie GGSS V7.2 grillées et de la zone d'étude pour Necker.....	83
Figure ne2: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Necker.....	84
Figure co1: Représentation de la bathymétrie et de la gravimétrie GGSS V7.2 grillées et de la zone d'étude pour Columbia.....	86
Figure co2: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Columbia.....	87
Figure gm1: Représentation de la bathymétrie et de la gravimétrie GGSS V7.2 grillées et de la zone d'étude pour Great Meteor seamont.....	90
Figure gm2: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Great Meteor seamont.....	91

Figure smt1: Représentation de la bathymétrie et de la gravimétrie GGSS V7.2 grillées et de la zone d'étude pour Gilbert's seamont.....93

Figure smt2: Signatures gravimétriques, bathymétrie sur une coupe ainsi que les résidus gravimétriques du calcul pour Gilbert's seamont.....94

Liste des tableaux

Tableau 1: Présentation des différents satellites.....	4
Tableau 3-1: Résultats du programme avec plusieurs modèles a-priori.....	60
Tableau 3-2: Résultats du test sur Σ_b	65
Tableau 3-3: Résultats du test sur la bathymétrie	65
Tableau 3-4: Calculs de la trace des matrices de résolution et des incertitudes du modèle a-posteriori.....	66
Tableau 4-1: Résultats des calculs de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Mangaia.....	70
Tableau 4-1bis: Résultats des tests sur Mangaia.....	74
Tableau 4-2: Résultats des calculs de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Maria.....	76
Tableau 4-3: Résultats des calculs de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Rarotonga.....	79
Tableau 4-4: Résultats des calculs de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Necker.....	82
Tableau 4-5: Résultats des calculs de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Columbia.....	85
Tableau 4-6: Résultats des calculs de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Great Meteor seamont.....	89
Tableau 4-7: Résultats des calculs de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Gilbert's seamont.....	92

Remerciements

Ce travail a été effectué dans le Laboratoire de Géologie/Géophysique de l'ORSTOM de Nouméa, Nouvelle Calédonie.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Stéphane Calmant pour m'avoir confié ce travail et pour m'avoir guidée et soutenue tout au long de cette étude. Je tiens surtout à le remercier pour son dynamisme et pour la motivation qu'il témoigne chaque jour à pousser la recherche toujours plus loin.

Je remercie également Jean-Marie Auzende, Bernard Pelletier, Nicolas Baudry, Pierre Lebellegard et tout le laboratoire de Géophysique pour leur contribution à ce travail, pour leur humour et surtout pour leur bonne humeur.

Introduction

Depuis une vingtaine d'années, les études menées sur le comportement mécanique de la lithosphère océanique ont particulièrement porté sur la détermination de l'épaisseur élastique en considérant un modèle de lithosphère élastique ou viscoélastique (A.B. Watts (1975), Lambeck et Coleman (1981 et 1982), S. Calmant (1987)). Ces recherches, effectuées par méthode directe, obligeait à fixer tous les autres paramètres composants le modèle de lithosphère considéré.

L'approche scientifique de notre travail, complètement différente des travaux antérieurs, est basée sur les méthodes inverses. Nous avons entrepris cette étude dans le but de restituer les épaisseurs élastiques sans forcer la densité du mont considéré. Nous avons utilisé, pour cela, la grille d'anomalies gravimétriques de D.T. Sandwell et W. Smith qui a l'avantage d'être calculée sur l'ensemble du domaine océanique.

Sachant que la qualité des données gravimétriques est essentielle, nous avons donc, dans un premier temps, comparé ces données gravimétriques grillées aux profils d'anomalies gravimétriques enregistrées lors de campagnes à la mer. Puis, nous avons, en seconde partie, développé les relations physiques liant la pesanteur au modèle de lithosphère dans le but de trouver la densité du mont et l'épaisseur élastique, en utilisant la méthode inverse itérative de Newton, que nous avons appliqué à quelques cas réels répartis sur l'ensemble du domaine océanique.

Partie 1

“ Il est inconcevable que la matière brute inanimée, sans la médiation d'autre chose qui ne soit pas matérielle, agisse sur une autre matière sans contact mutuel (...). Et c'est une des raisons pour lesquelles je désirais que vous ne m'attribuiez point la gravitation innée. Que la gravitation soit innée, inhérente et essentielle à la matière, de sorte qu'un corps puisse agir sur un autre à distance (...) c'est pour moi d'une si grande absurdité que je crois qu'aucun homme doué d'une faculté compétente de penser (...) ne pourra jamais y tomber.”

Isaac NEWTON
(Lettre à l'éditeur des principia, 1687).

Partie 1

Comparaison de données d'anomalies gravimétriques enregistrées en mer et dérivées de mesures satellitaires.

A- Présentation des données

1- Les données satellitaires

a) Présentation:

L'étude porte sur les cartes d'anomalies gravimétriques en domaine océanique élaborées par W. SMITH et David T. SANDWELL. Ces cartes résultent du traitement des mesures altimétriques satellitaires. Celles-ci viennent de plusieurs satellites comme le satellite Geosat (Geosat/GM: Geodetic Mission, mission géodésique à 168 jours) et le satellite ERS-1.

b- Principe de la mesure:

Le satellite altimétrique mesure, par radar, la distance entre lui et la surface de la mer. Celle-ci suit une équipotentielle du champ de gravité terrestre. La terre n'étant pas un ellipsoïde homogène, sa surface présente des ondulations par rapport à l'ellipsoïde d'une terre de référence.

Par exemple, un mont sous-marin a une densité supérieure à celle de l'eau de mer qui l'entoure. Etant ainsi plus dense que l'eau, il attire une masse d'eau au dessus de lui et forme donc une "bosse" de la surface de la mer. En mesurant les ondulations de la surface de la mer, on obtient une représentation de l'équipotentiel terrestre (géοide), ce qui permet, ensuite, d'avoir le potentiel gravimétrique perturbateur. La précision est alors de quelques cm alors que l'anomalie due à un mont peut atteindre plusieurs mètres.

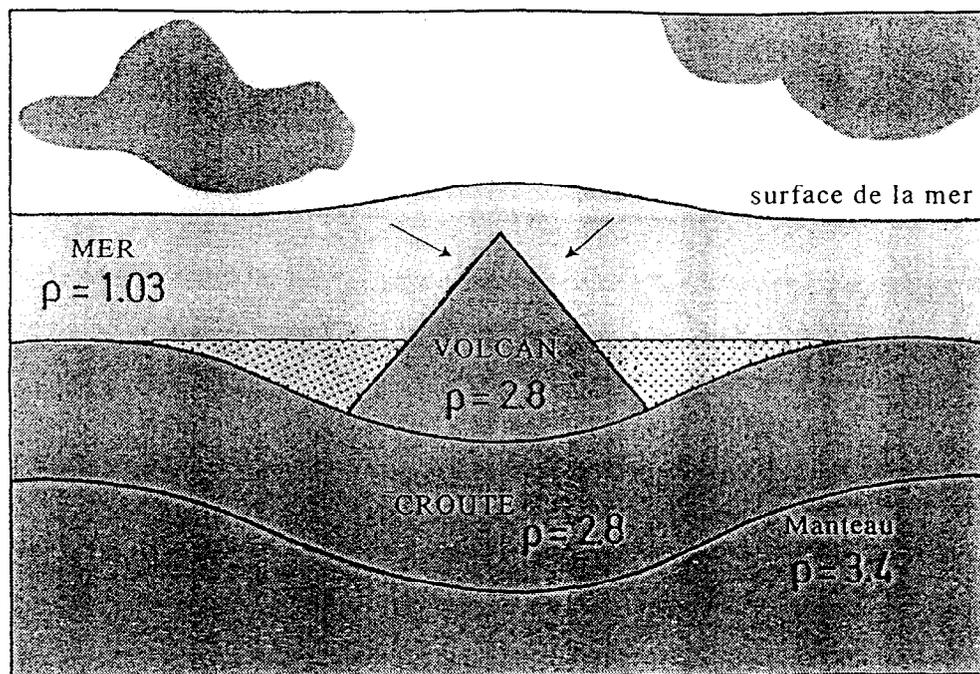


Figure n°1-0:

c- Des données altimétriques aux données gravimétriques:

Les données brutes sont affectées d'erreurs qui proviennent essentiellement de trois sources: le bruit de mesure, les erreurs d'orbite et les phénomènes météo-océanographique qui modifient la surface de la mer. Dans leur traitement, D.T. Sandwell et W. Smith ont négligé le problème des erreurs d'origine météo-océanographique. Les erreurs d'orbites peuvent être considérées comme des constantes vu leur très grande longueur d'onde (> 10000 km). Ainsi, le processus de dérivation, utilisé par ces auteurs, permet d'atténuer ces erreurs très fortement (cf. appendice). Les hautes fréquences du géoïde sont extraites par soustraction d'un modèle globale. Elles sont ensuite traitées par différentiation le long des traces (conversion en déflexion de la verticale), par transformée de Fourier (application de l'équation de Laplace) pour obtenir, ainsi, les hautes fréquences des anomalies de gravité. Les anomalies totales sont obtenues en réinjectant ces hautes fréquences dans le modèle global exprimé en anomalies gravimétriques. (David T. Sandwell 1992, cf. appendice A)

d- Différences entre les deux grilles de Sandwell:

Nous avons utilisé les deux dernières versions de données grillées de Smith et Sandwell (GGSS, par la suite): Les versions V6.2 et V7.2. Par rapport aux versions précédentes, ces grilles sont améliorées par l'introduction de données du satellite Geosat lors de la mission ERM (Exact Repeat Mission).

Version 6.2 → version 7.2:

La version V7.2 a subi, à deux reprises, par rapport à la version V6.2, un filtre supplémentaire passe-bas, qui vaut 0.5 à une longueur d'onde de 18 km: le premier filtre est à 1 dimension (le long des traces) et s'applique sur les données directement. Le second, identique au premier, est à 2D et s'applique sur la grille interpolée. D. Sandwell a constaté que ce traitement améliorerait de façon importante la composante est de la déflexion de la verticale, pour des basses latitudes, où l'espace entre les traces est le plus large.

Etudiant des régions à basses latitudes, on a constaté, en effet, une amélioration entre la version 6.2 et 7.2 essentiellement pour des faibles profondeurs. Les hautes fréquences sont plus lissées et ainsi, bien mieux retranscrites.

2- Les données enregistrées en mer (données EM, par la suite)

Les données de l'anomalie gravimétrique sont enregistrées en mer, lors de campagne à bord des navires Atalante et Jean Charcot, par un gravimètre marin de type "BODENSEEWERK KSS330". Ce gravimètre est composé d'un capteur de gravité "GSS 330" monté sur une plate-forme stabilisée KT-30. Par mer calme, la précision théorique du capteur est

d'environ ± 0.2 mGal. On constate, néanmoins, en comparant les points de croisement, des variations de ± 2 mGal. Dans le cadre de cette étude, on a pu constater que cette précision pouvait se dégrader fortement avec l'état de la mer.

Grâce à un système de pré-traitement, la gravité réelle est obtenue à bord à environ 120 secondes après la mesure. Ce système donne les valeurs de gravité brute, la gravité corrigée de l'effet d'Eötvös, l'anomalie de Bouguer, l'anomalie à l'air libre en mGal. L'anomalie de Bouguer est calculée avec un contraste de densité entre la croûte terrestre et l'eau de mer de 1.64 g/cm^3 .

Les données gravimétriques que nous utilisons dans la partie 2 ont été corrigées de toutes les corrections citées ci-dessus et proviennent des campagnes suivantes: Les campagnes Seapso (SPS100) à bord du Jean Charcot en 1985 pour la zone du Vanuatu, Sopacmaps 2 à bord de l'Atalante en 1993 pour la zone de Tuvalu, Sopacmaps 3 en 1993 et Nofi en 1994 à bord de l'Atalante pour la zone du Bassin Nord Fidjien. Ces campagnes ont été réalisées par l'équipe de Nouméa, qui travaille essentiellement sur le SO du Pacifique (Bassin Nord Fidjien). ..

B- Tracés des cartes gravimétriques dans les zones du Vanuatu, de Tuvalu et du bassin nord fidjien.

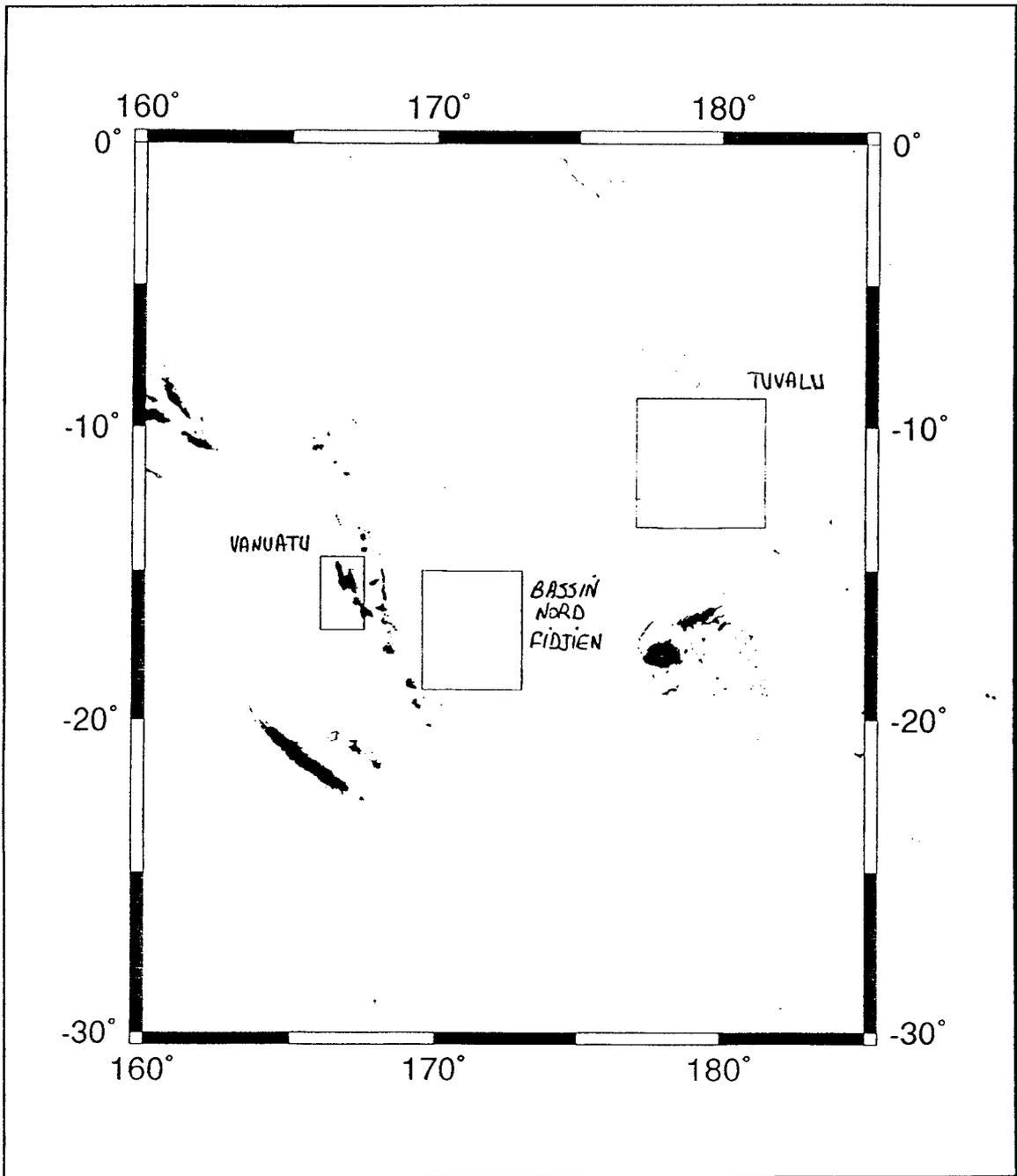


Figure n°1-1: Représentation de la zone d'étude.

1- Pourquoi ces trois régions ?

Nous avons choisi trois régions, pour des caractéristiques bien différentes les unes des autres. Nous avons ainsi:

- La *région de Tuvalu* : Domaine océanique classique constitué d'édifices volcaniques vraisemblablement de type "points chauds", sur une lithosphère océanique ancienne de l'océan pacifique. C'est une zone avec des profondeurs très variées à environ 4000 m de profondeur qui possède des terres émergées. Il y a eu beaucoup de campagnes effectuées en mer dans cette région donc les cartes représentant les données gravimétriques sont fiables.

- La *région du Vanuatu* : Arc insulaire associé à la subduction des Nouvelles Hébrides bordant la lithosphère océanique récente de Bassin Nord Fidjien. La région échantillonnée par les profils sélectionnés se situe sur la plaque australienne en avant de la subduction. Le fond est quasi-identique à la région précédente (4000m) mais sans terres émergées.

- Le *Bassin Nord Fidjien* : Bassin océanique avec une lithosphère jeune, sans édifices volcaniques majeurs avec une profondeur moyenne des fonds à 3000m. C'est une zone peu cartographiée. On a donc très peu de données gravimétriques acquises en mer.

2- Comparaison des données:

Pour faire une analyse préliminaire, nous avons tracé, à l'aide du logiciel G.M.T., les cartes à partir des données GGSS et à partir des données gravimétriques enregistrées en mer, pour les deux premières régions. En effet, le peu de campagnes effectuées dans le Bassin Nord Fidjien n'a pas permis de tracer une carte des données gravimétriques. Deux à trois profils ont été sélectionnés dans chaque zone d'étude pour faire une comparaison plus précise entre les données GGSS (V6.2 et V7.2) et les données bateau.

a- Etude générale:

a-1) Région de Tuvalu (figures T1 à T4)

La figure T1 représente l'ensemble des profils gravimétriques disponibles sur la zone (Campagnes Sopacmaps). La distance caractéristique entre les profils est de 5 à 10 miles. Les profils sont essentiellement NO/SE. La résolution d'une carte réalisée à partir de ces données (figure T2) est donc comprise entre quelques km environ le long des traces et une dizaine de km perpendiculairement (NO/SE). Les figures T3 et T4 représentent respectivement les données gravimétriques GGSS des versions 6.2 et 7.2. La résolution des cartes T3 et T4 est globalement comparable à celle de la figure T2.

Les anomalies gravimétriques dans cette région vont de -150 à 130 mGal. Cette importante dynamique provient de la juxtaposition d'édifices volcaniques massifs et de dépressions crustales d'origine tectonique. On observe, en premier lieu, un décalage entre la carte T2 et les cartes T3 et T4. Dans la carte T2, les anomalies gravimétriques négatives sont plus prononcées et, inversement, les anomalies gravimétriques positives sont plus importantes dans les cartes T3 et T4. Ceci se retrouve dans l'étude des profils (cf. § 2-b). La carte T4 (GGSS V7.2) apparaît plus lisse que la carte T3 (GGSS V6.2).

a-2) Région de Vanuatu (figures V1 à V4)

De part son intérêt scientifique majeur (collision entre une ride asismique et la marge chevauchante dans une zone de subduction), cette région a fait l'objet de très nombreuses campagnes à la mer (figure V1). La résolution de la carte d'anomalies gravimétriques dressée à partir des

Zone de TUVALU

Carte de situation des campagnes bateau

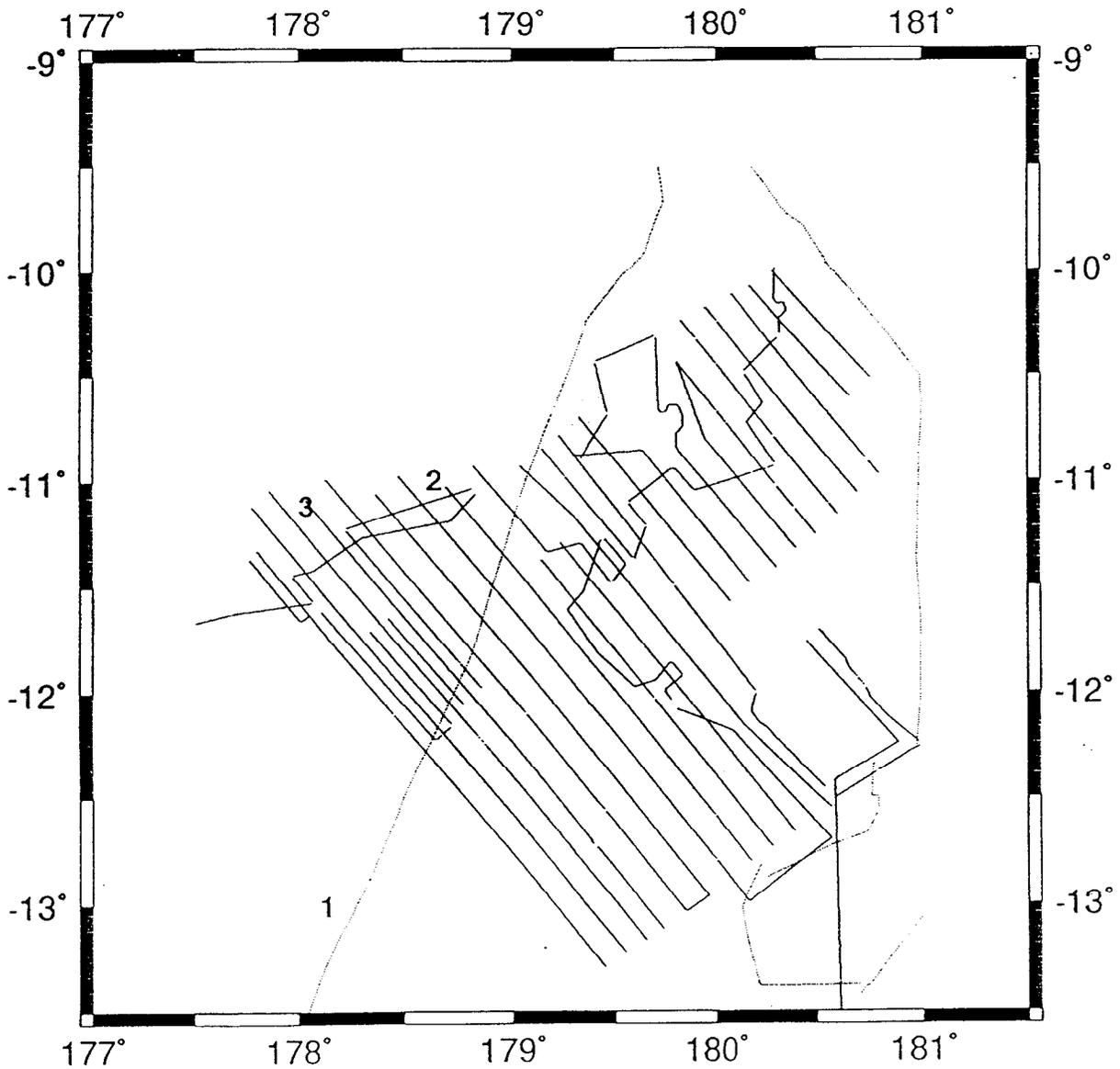


figure T1

Zone de TUVALU

Carte des anomalies gravimetriques des campagnes bateau

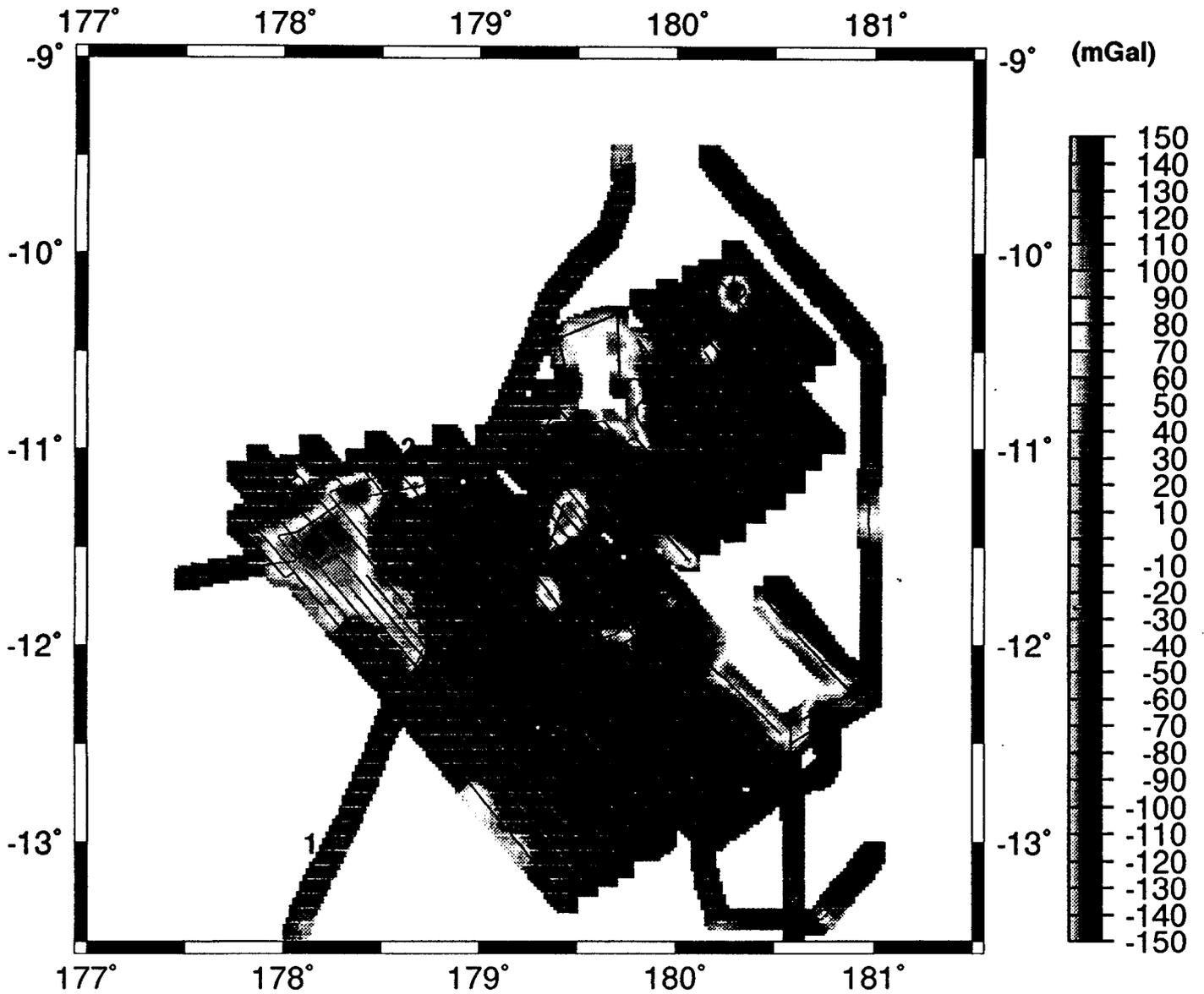


figure T2

Zone de TUVALU

Carte gravimetrique de Sandwell V6

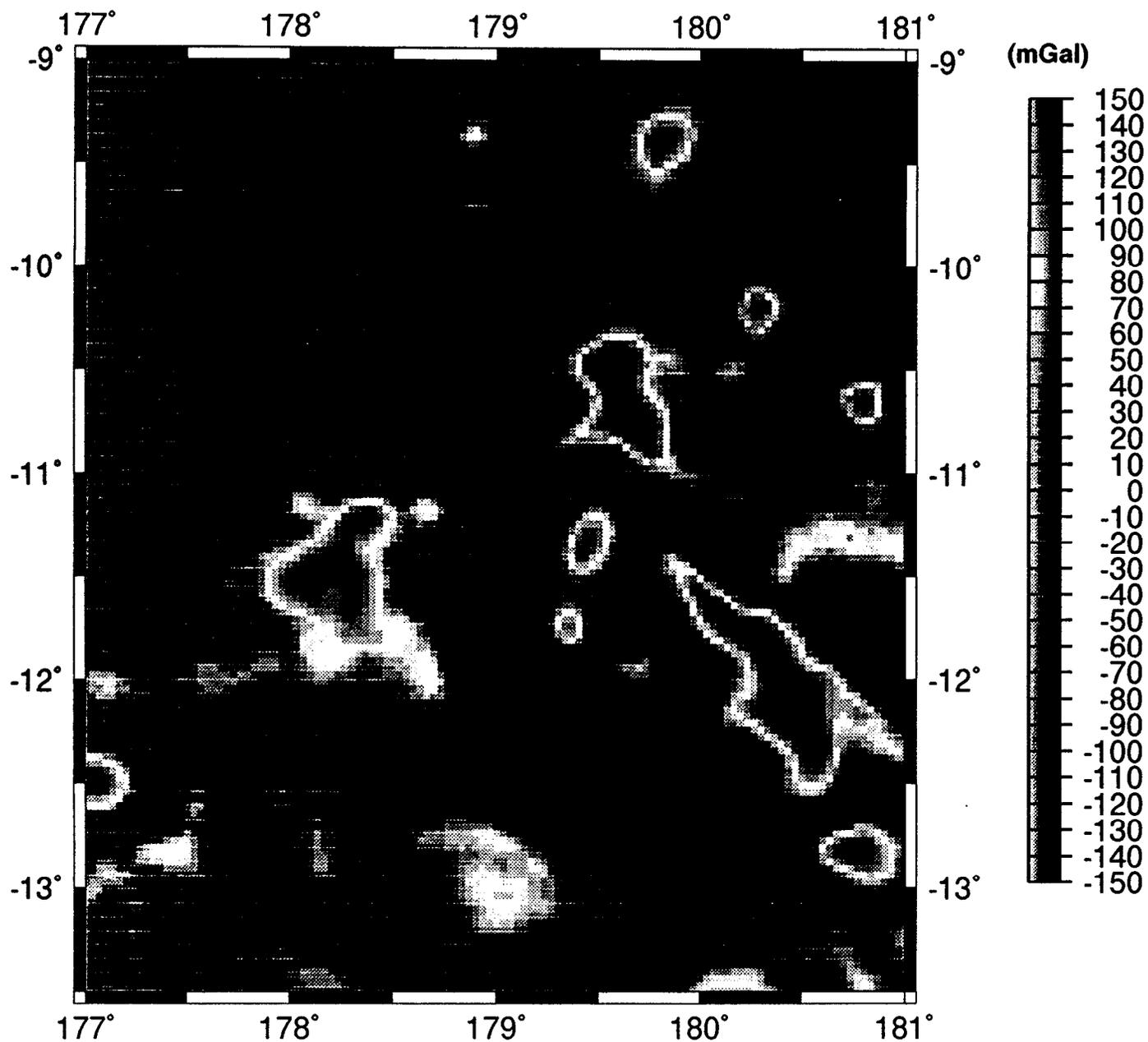


figure T3

Zone de TUVALU

Carte gravimetrique de Sandwell V7

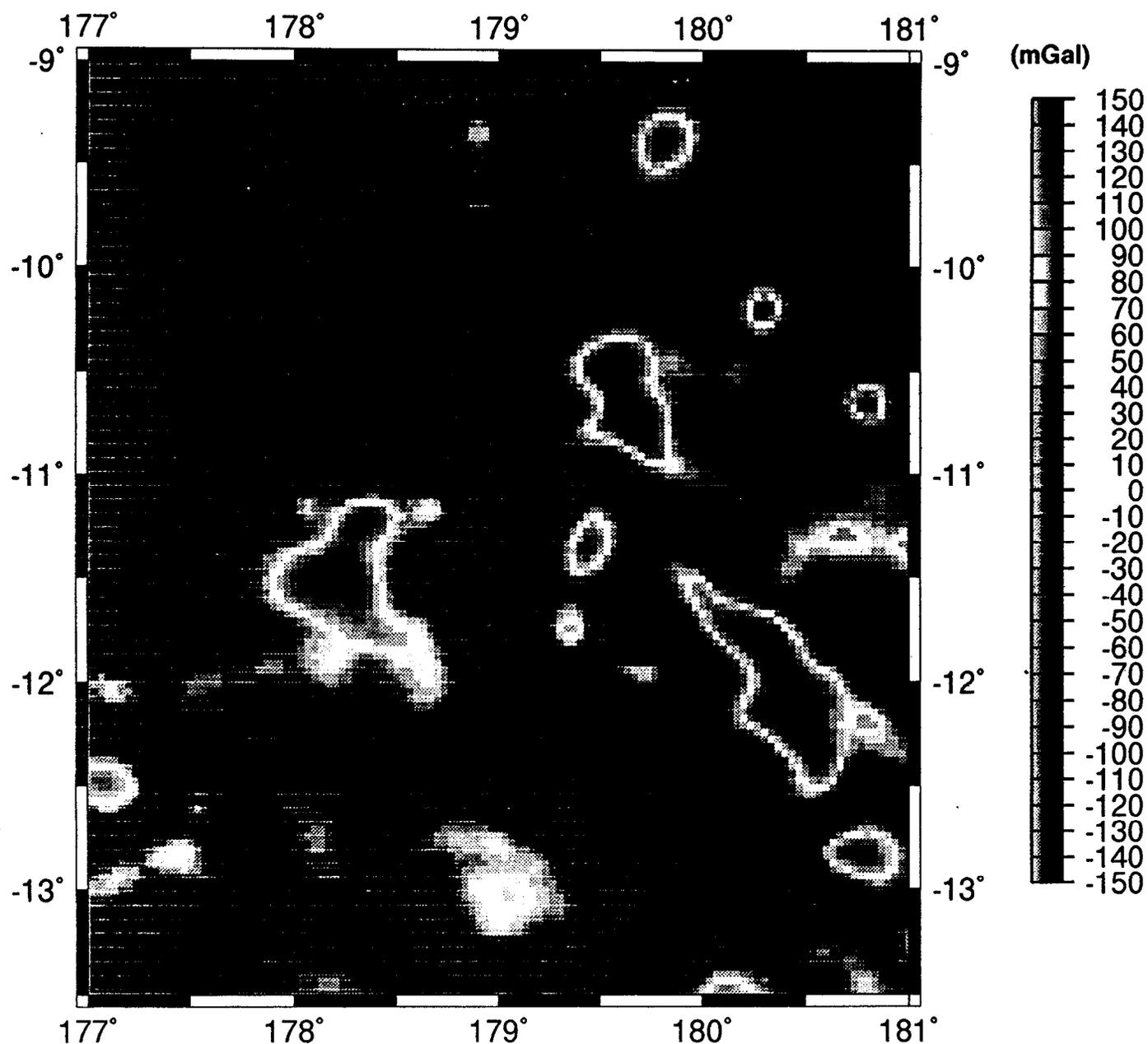


figure T4

Carte de situation des campagnes bateau zone de VANUATU

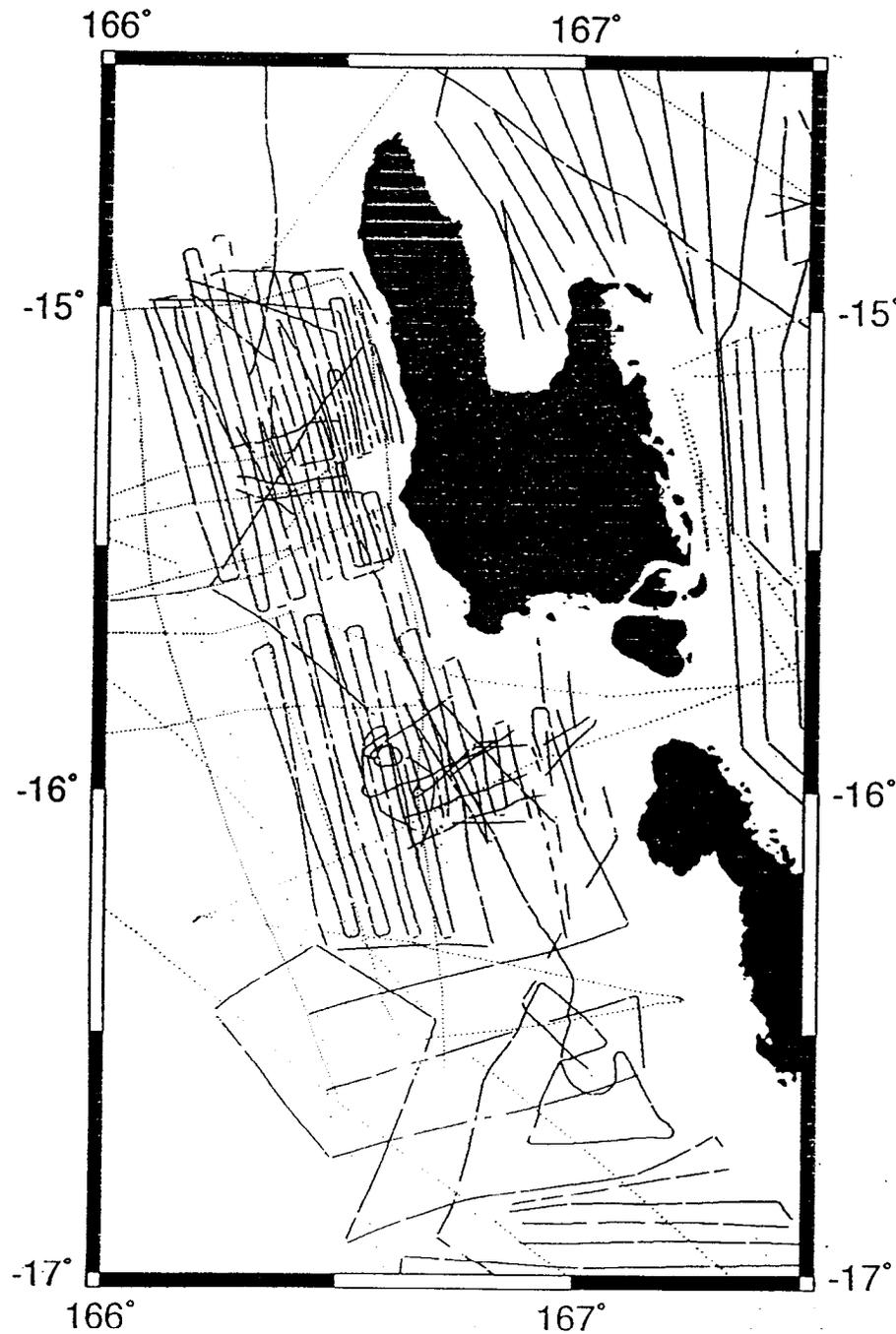


figure V1

Zone du Vanuatu

Carte gravimetrique a partir des donnees bateau

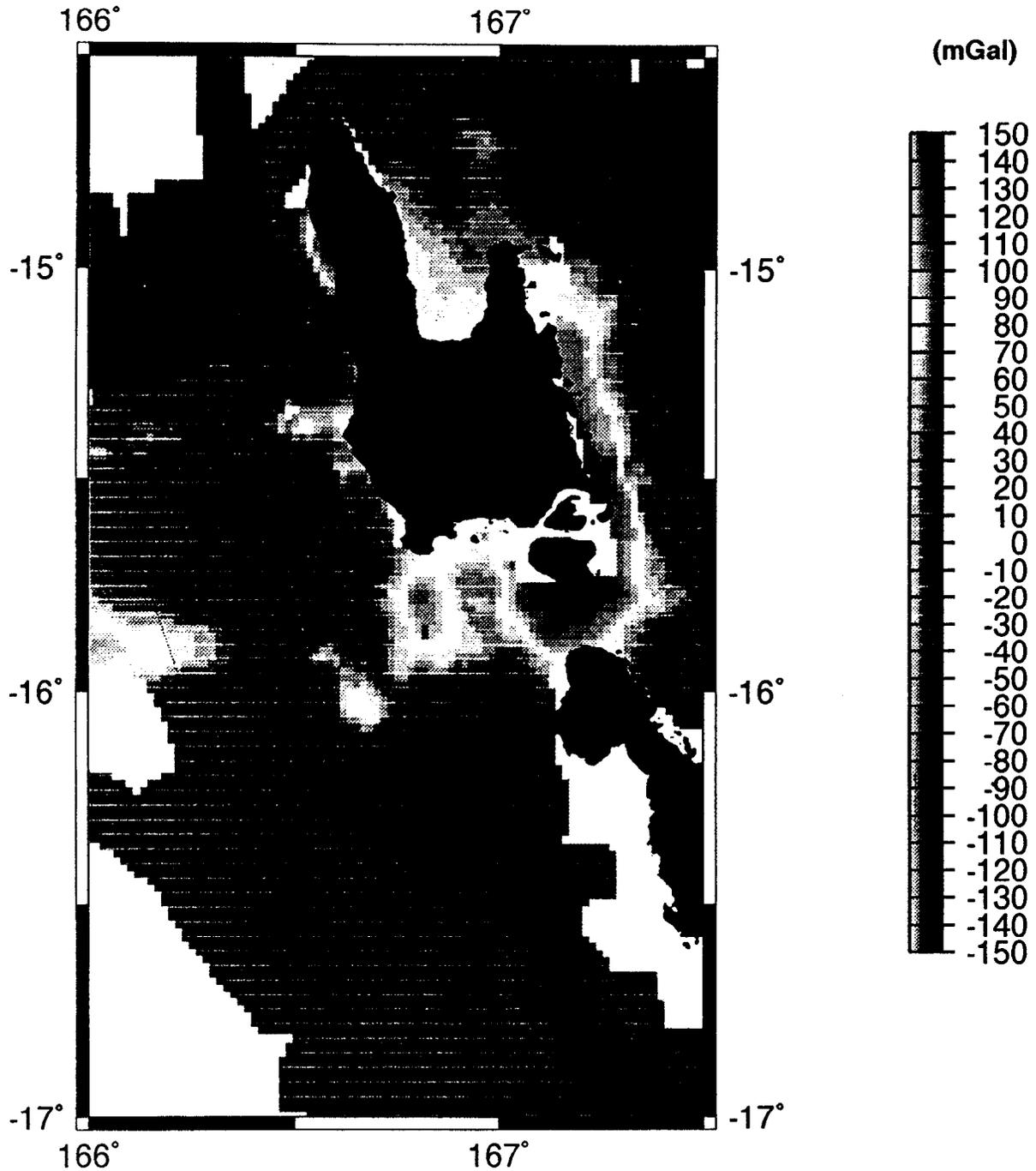


figure V2

Zone de VANUATU

Carte gravimetrique de Sandwell V6

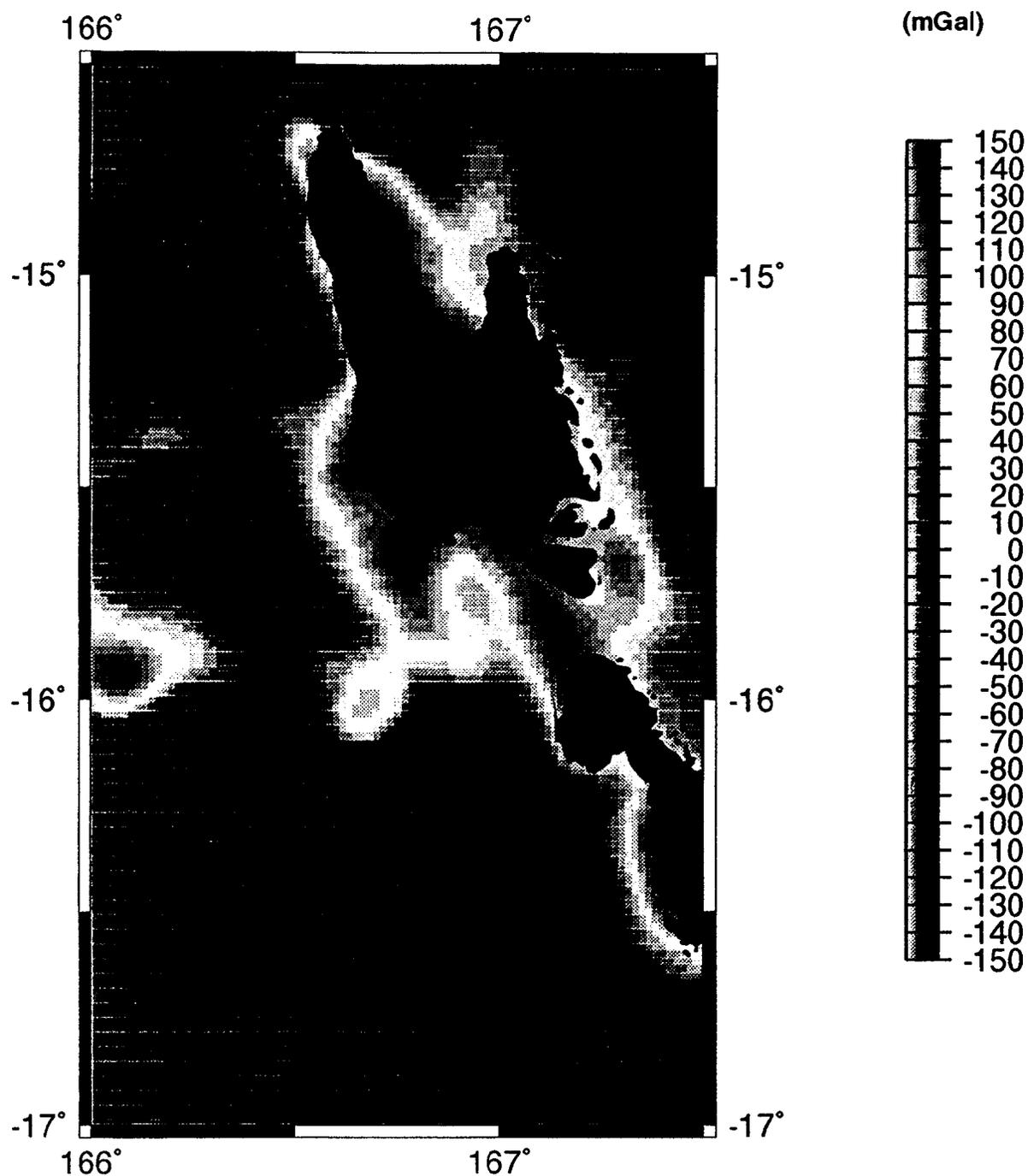
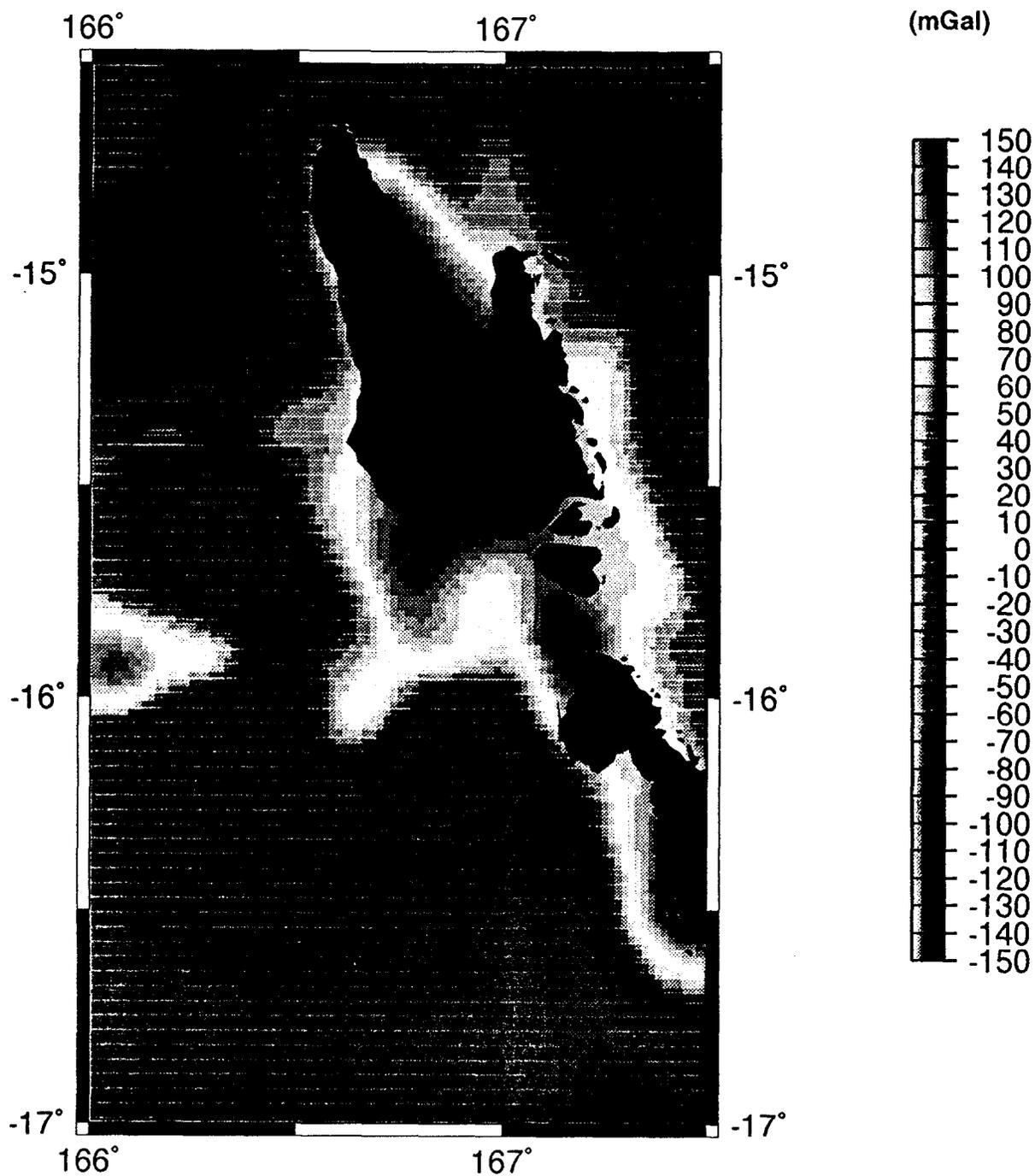


figure V3

Zone de VANUATU

Carte gravimetrique de Sandwell V7



figureV4

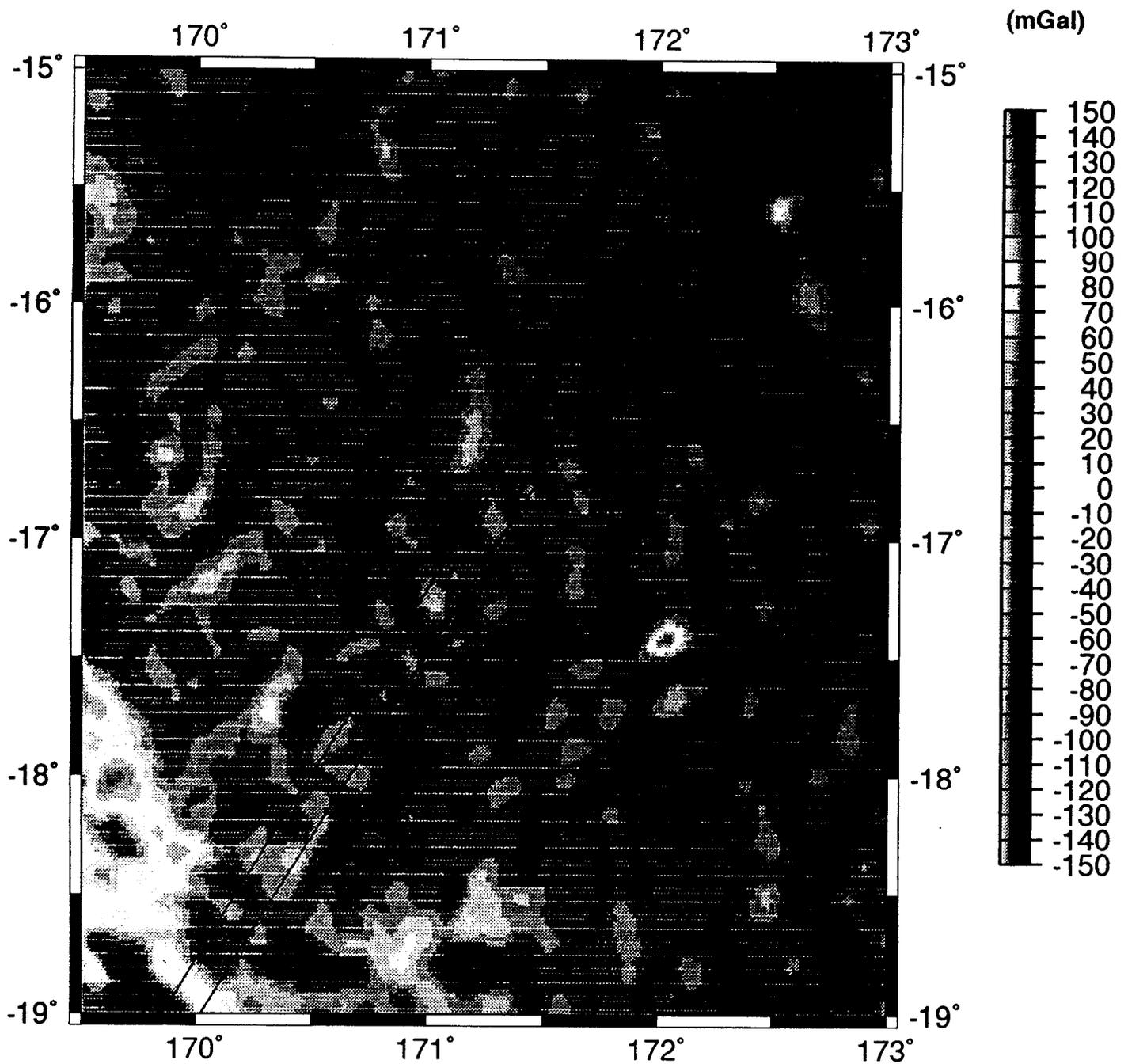
données EM (figure V2) est donc très bonne, de l'ordre de quelques miles seulement. Les trois cartes V2, V3 (GGSS V6.2) et V4 (GGSS V7.2) diffèrent notablement entre elles. Par exemple, le mont sous-marin (situé à 166.5°;-15.4° sur V2) n'apparaît ni sur V3, ni sur V4. Autre exemple, la très forte anomalie positive (>150 mGal) de la baie nord de Santo dans V4 apparaît moindre dans V3 et pas du tout dans V2. De même, l'anomalie négative (figure V2) que traverse le profil est, est plus faible dans la carte V3 et encore plus dans la carte V4. Contrairement à la zone de Tuvalu, ces différences entre cartes se semblent pas provenir d'un simple biais mais plutôt d'une erreur avec une longueur d'onde de l'ordre d'une centaine de km.

a-3) Région du Bassin Nord Fidjien (figures B1 et B2)

Les cartes B1 (GGSS V6.2) et B2 (GGSS V7.2) apparaissent assez monochrome car nous avons voulu garder la même palette de couleur que précédemment. Cette région se caractérise par une dynamique nettement moindre que dans les deux régions précédentes. On remarque que la carte B1 présente plus d'énergie aux très hautes fréquences que la carte B2. Les données grillées de Smith et Sandwell de la version 7.2 sont plus lissées que celle de la version 6.2.

Zone du Bassin Nord Fidjien

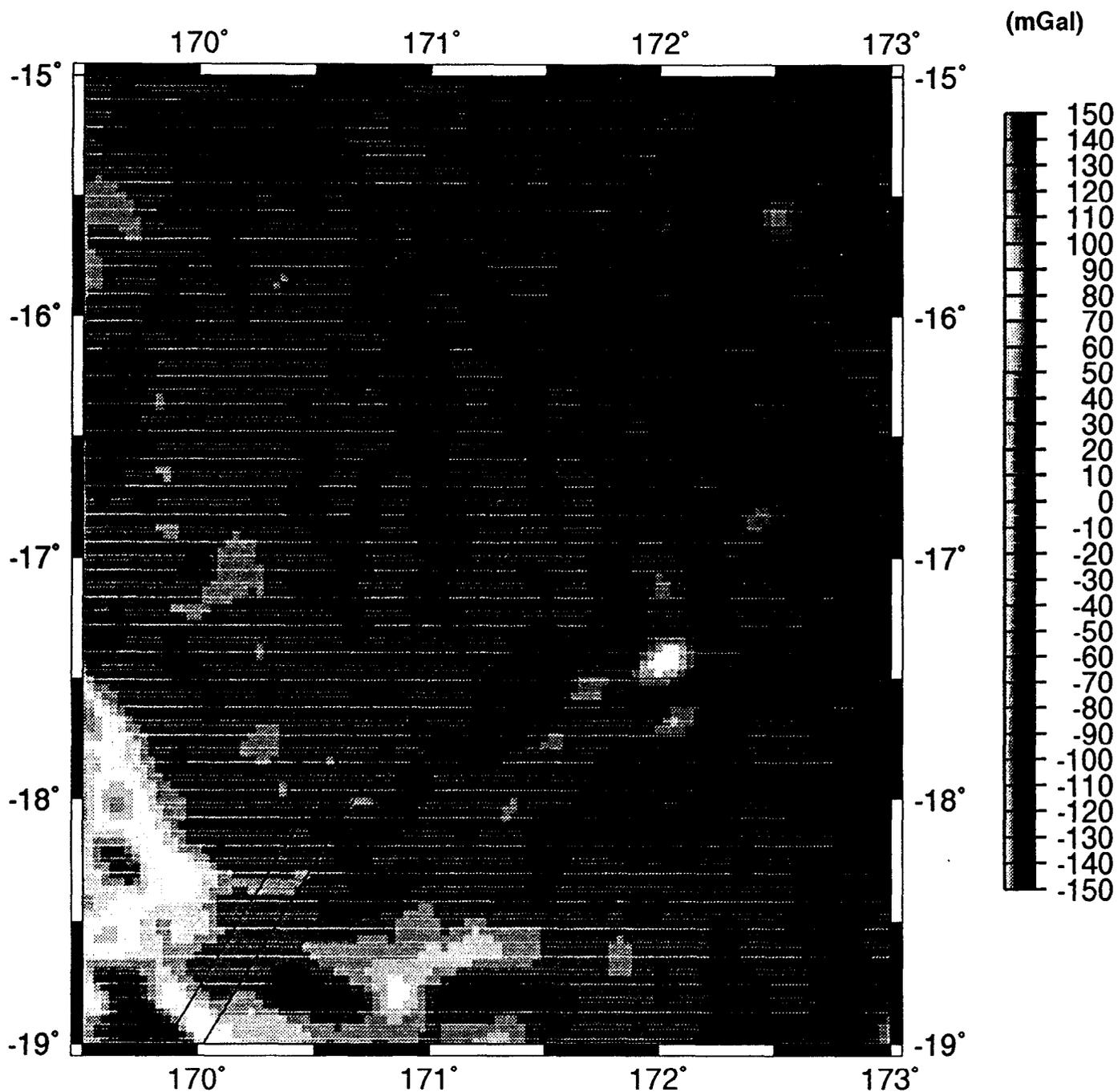
Carte gravimétrique de Sandwell V6



figureB1

Zone du Bassin Nord Fidjien

Carte gravimetrique de Sandwell V7



figureV2

b- Etude par profils:

Les profils ont été sélectionnés selon deux critères:

- Topographie variée
- Orientation

Nous avons tracé 5 courbes pour chaque profil:

- Données enregistrées en mer.
- Données de D.Sandwell, version 6.2 .
- Données de D.Sandwell, version 7.2
- Différences entre la version 6.2 et les données bateau
- Différences entre la version 7.2 et les données bateau

Nous avons calculé la densité de puissance spectrale (→ Appendice C) et, dans certains cas, la fonction de cohérence entre les deux types de données.

b-1) Région de Tuvalu (figures T5 à T13)

* **Coupe 1** (figure T5 à T7): Sur la figure T5, on constate que l'écart entre les données EM et les données GGSS, qui se situe entre -20 et +20 mGal, est de moyenne quasi-nulle (faible valeur limite du spectre et bonne cohérence aux basses fréquences, figures T6 et T7). Les écarts RMS entre les données EM et chacune des données GGSS sont inférieurs à 5 mGal. Ces résidus ont une longueur d'onde de 15-20 km environ pour une amplitude d'une dizaine de mGal. Sur les profils de densité spectrale (figure T6), on voit que les données GGSS n'ont quasiment pas d'énergie pour des longueurs d'onde inférieures à 15 km. Les hautes fréquences des courbes de résidus entre les données GGSS et les données EM (figure T5) proviennent donc essentiellement des données bateau.

Ce profil est dominé par la signature gravimétrique d'un mont sous-marin situé à -12° de latitude. On note un léger décalage entre la signature EM et les signatures GGSS qui se traduit, vu les gradients importants, par des résidus allant de -15 à +15 mGal. Cependant,

Coupe 1 dans la zone de TUVALU

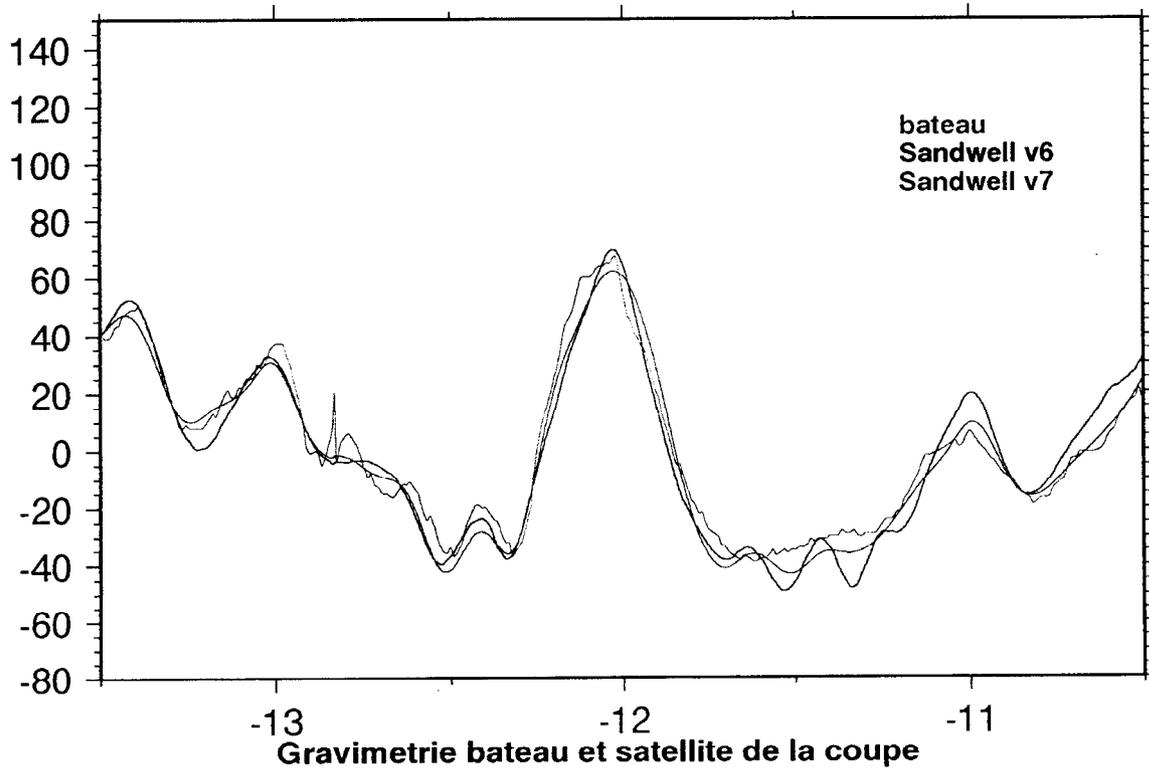
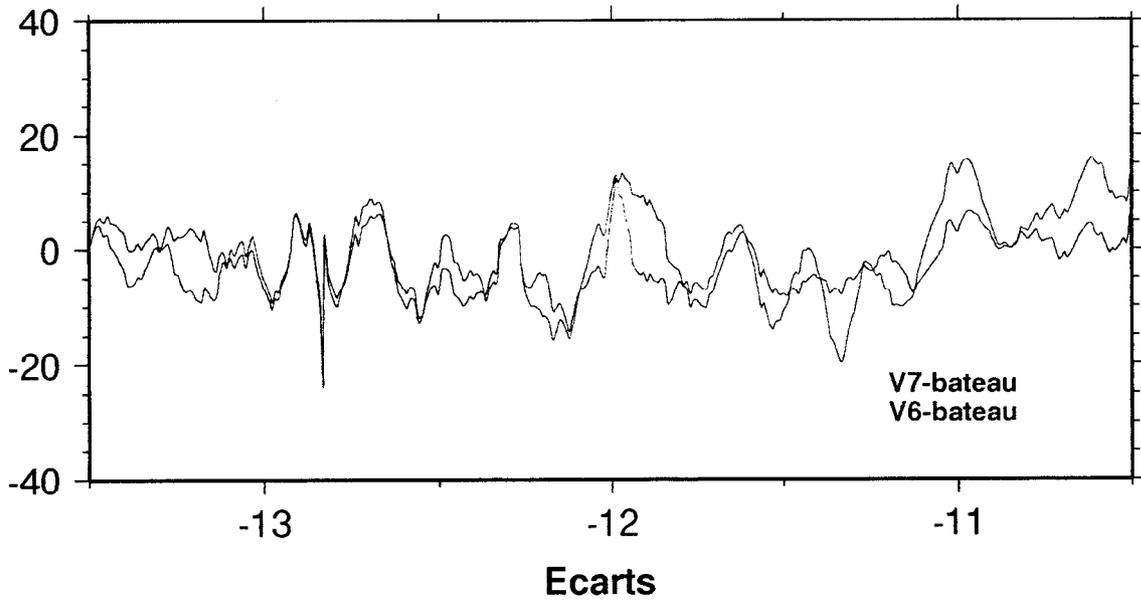
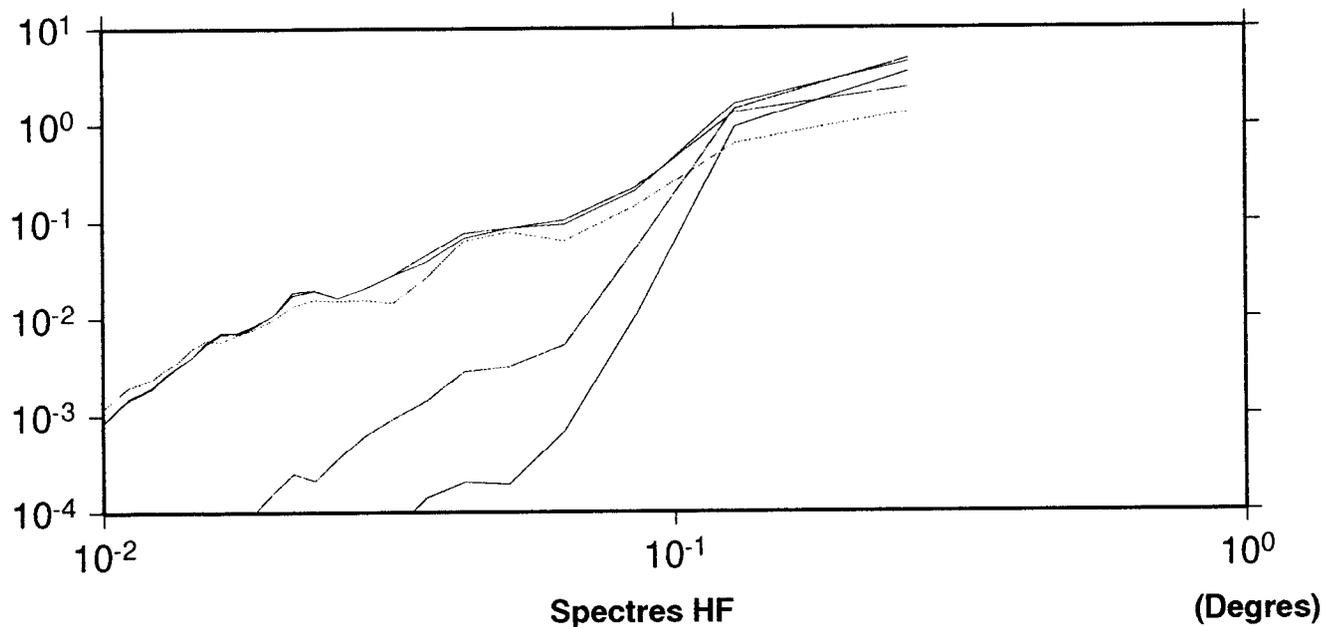


figure T5

Densites de puissance spectrale

Coupe 1 dans la zone de TUVALU

(mGal²x0.1km)



mGal²x0.1km)

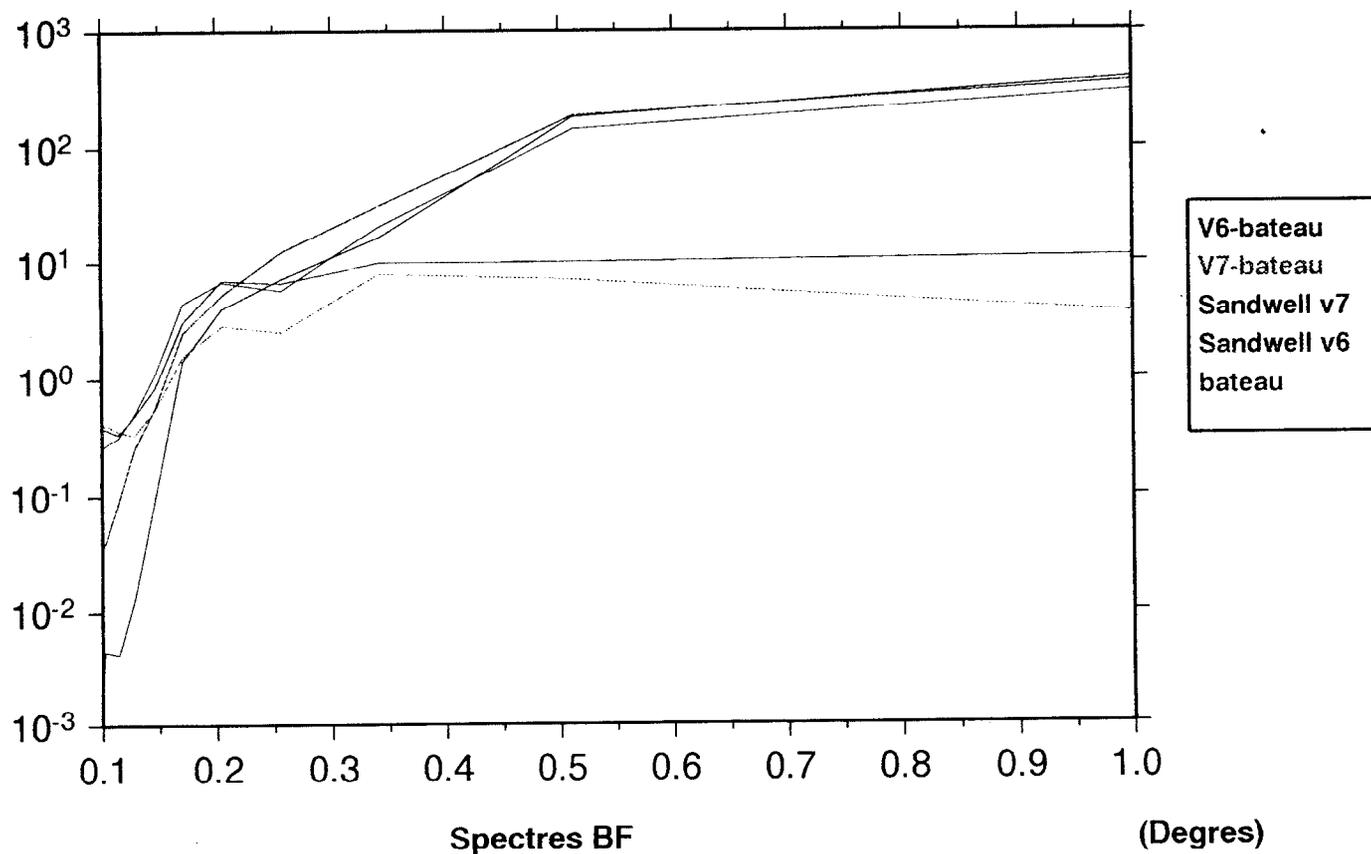


figure T6

Coherences entre la gravimetrie de bateau et de Sandwell

Profil 1 dans la zone de TUVALU

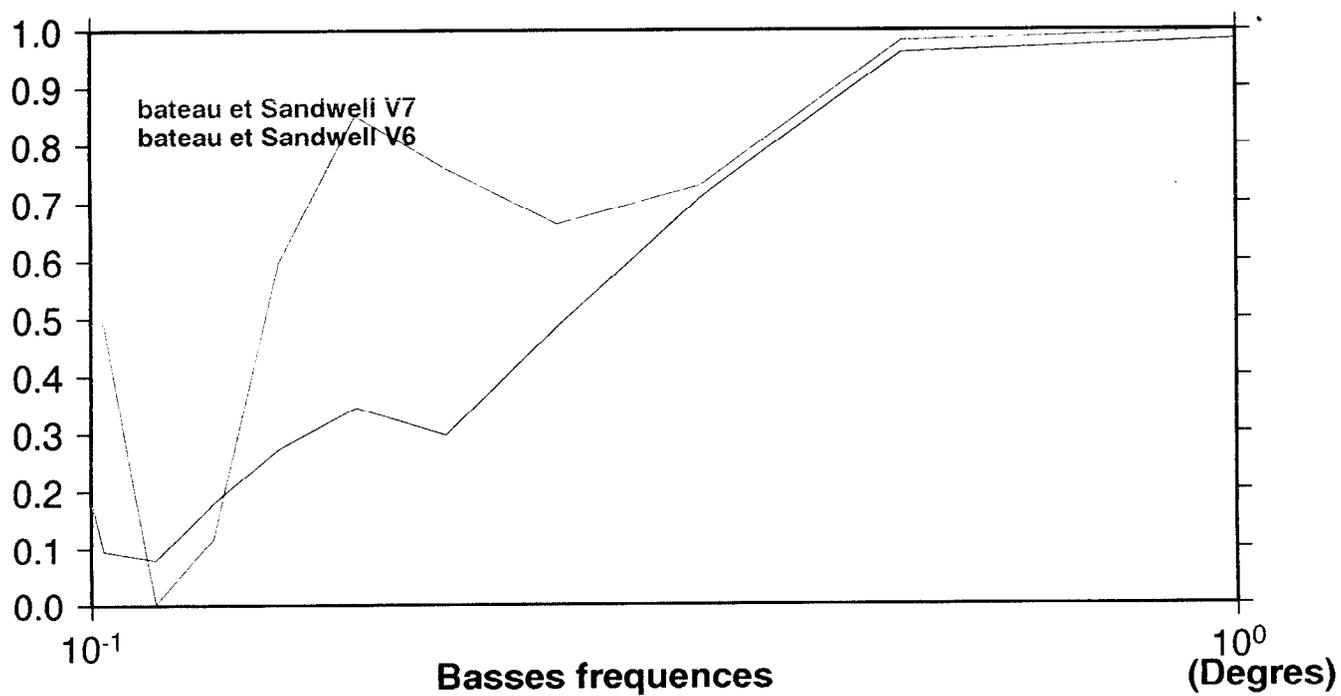
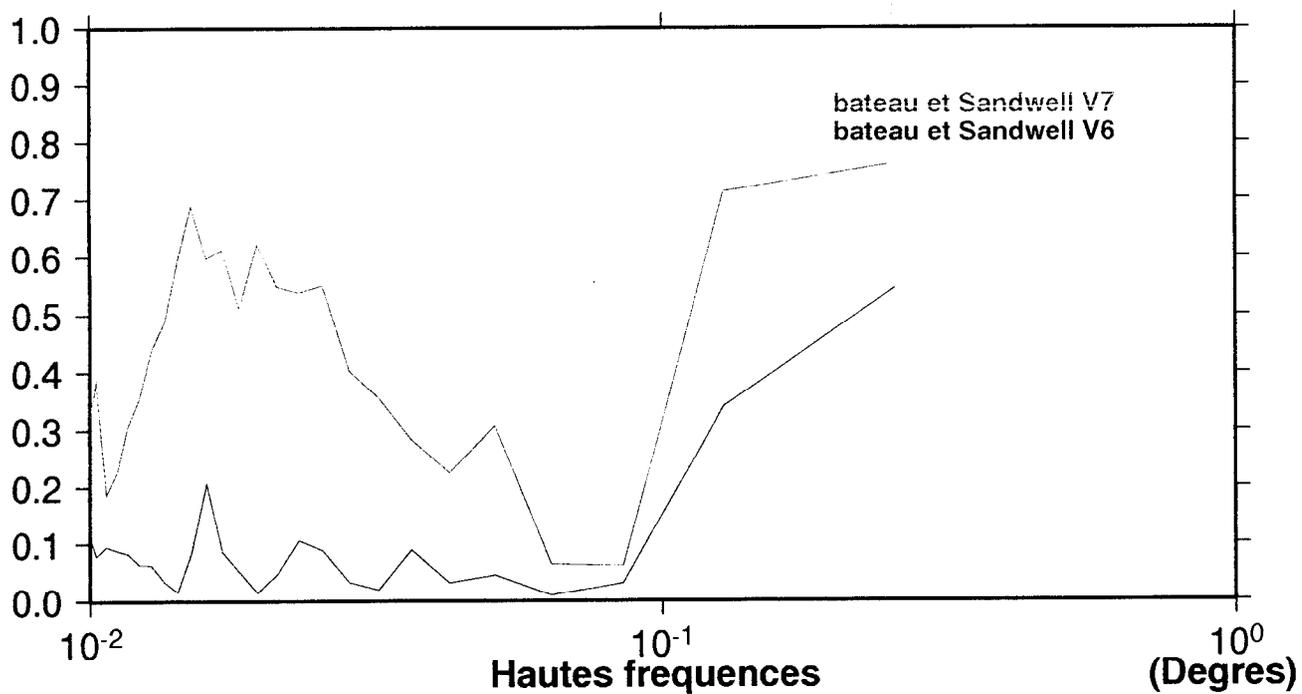


figure T7

l'amplitude est bien restituée, avec un léger écrêtement dans la version 7.2.

* **Coupe 2** (figures T8 à T9): sur la figure T8, les données gravimétriques EM apparaissent beaucoup plus bruitées que pour le profil précédant, ce qui génère des écarts riches en très hautes fréquences. Excepté pour la signature du mont sous-marin situé à -11.2° de latitude, on constate un biais inférieur à 10 mGal entre les données GGSS et les données EM (voir spectre basses fréquences, figure T9). Au niveau du mont sous-marin, les résidus atteignent -35 mGal. Contrairement au cas précédent, la signature de ce mont n'est correctement restituée, ni en amplitude, ni en longueur d'onde. Même les deux versions des données GGSS diffèrent entre elles d'une bonne dizaine de mGal en moyenne. De même que pour la coupe 1, on observe que les spectres de résidus suivent celui des données EM reflétant ainsi l'absence de hautes fréquences dans les données GGSS.

* **Coupe 3** (figure T10 à T12): Cette coupe se situe dans une zone à fort gradient à l'échelle de quelques centaines de km (on passe de -40 à +120 mGal en 150 km) auquel sont superposées des signatures à courtes longueurs d'onde qui sont essentiellement dues aux données EM (cf. spectre, figure T11). Le biais entre les données EM et les données GGSS est de l'ordre de 15 mGal sans pente notable, ce qui indique une bonne cohérence du gradient régional entre les données GGSS et les données EM (cf. La cohérence supérieure à 0.9 pour des longueurs d'onde supérieures à 30 km, figure T12). Les écarts RMS sont du même ordre de grandeur (5 mGal) pour les deux versions GGSS, d'une longueur d'onde caractéristique de 25 km environ avec, cependant, certains déphasages entre les deux versions. Ces résidus sont, de fait, du même ordre de grandeur que les signatures secondaires présentes dans cette coupe. On peut faire la même remarque que pour les courbes précédentes: on observe une chute d'énergie des données GGSS, pour des longueurs d'onde inférieures à 10 km (cf. figure T11).

Coupe 2 dans la zone de TUVALU

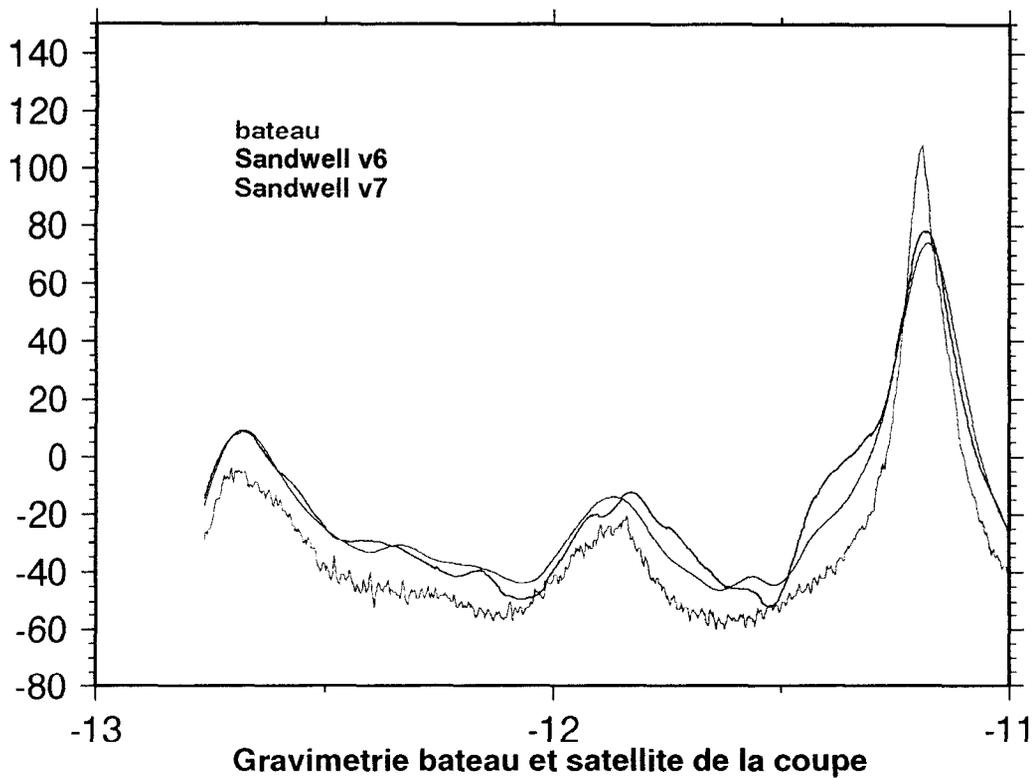
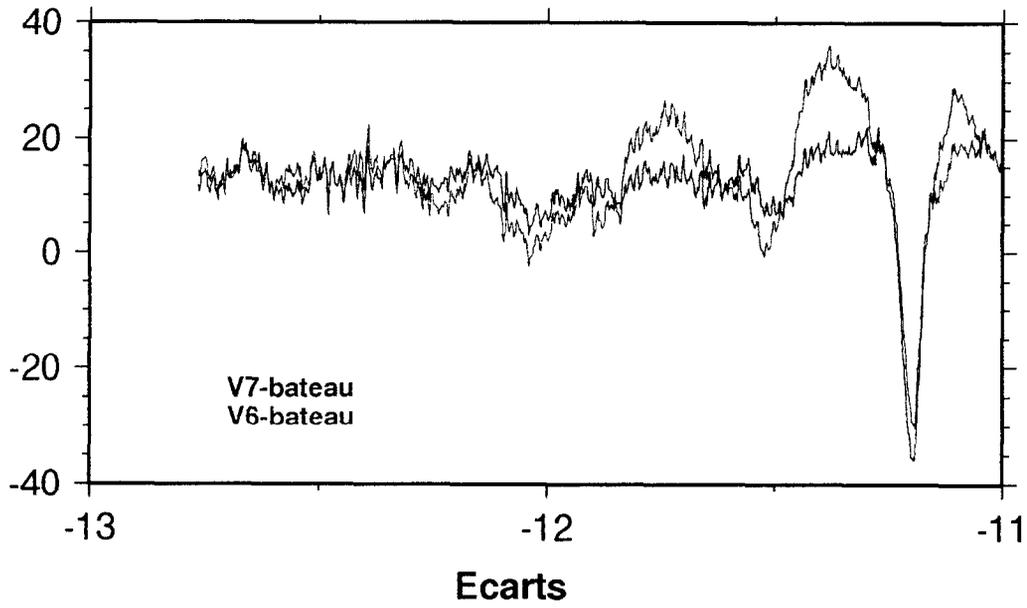


figure T8

Densites de puissance spectrale

Coupe 2 dans la zone de TUVALU

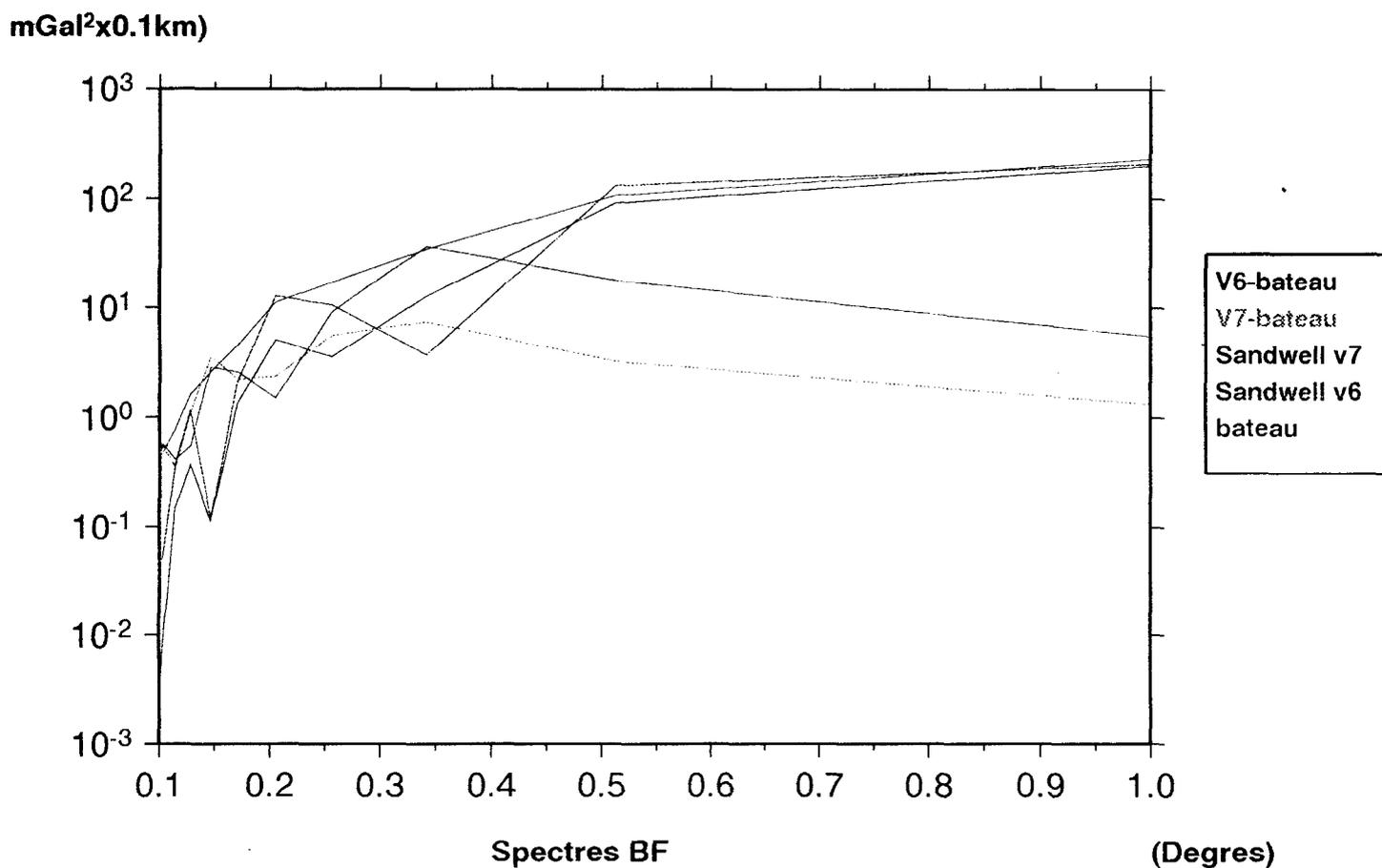
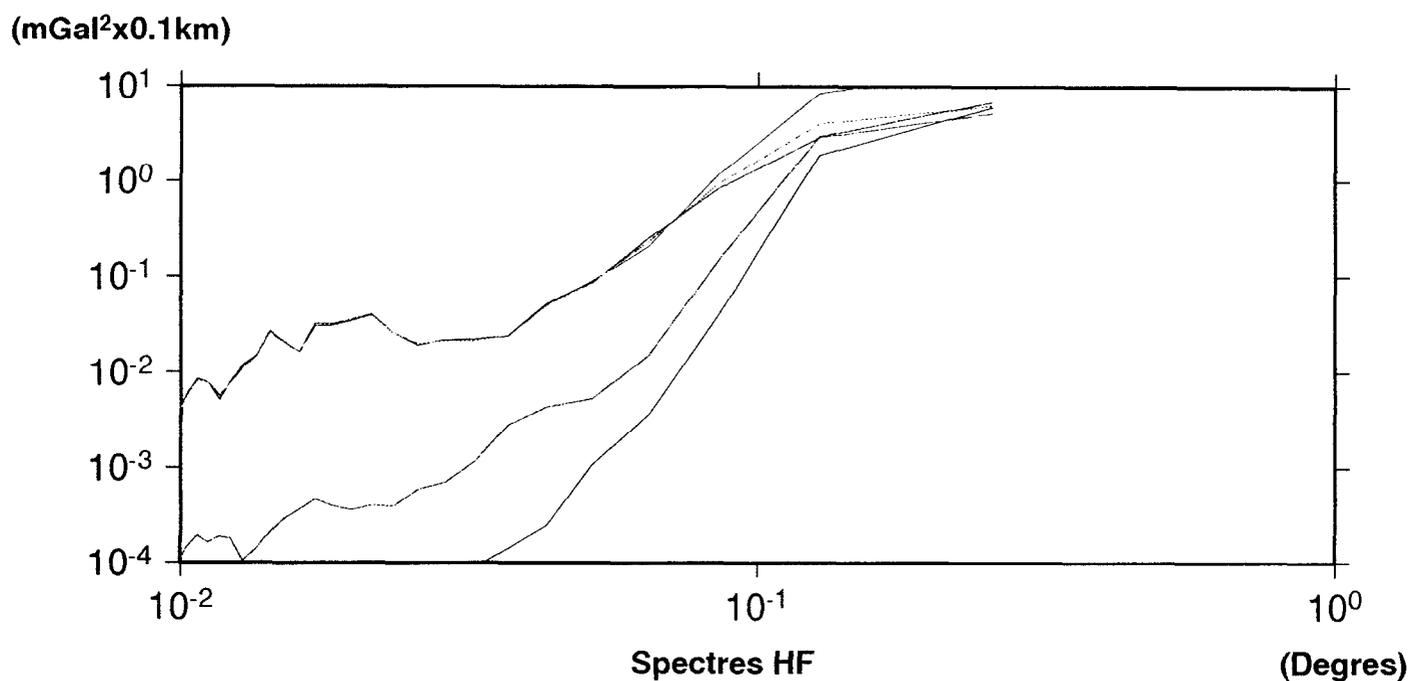


figure T9

Coupe 3 dans la zone de TUVALU

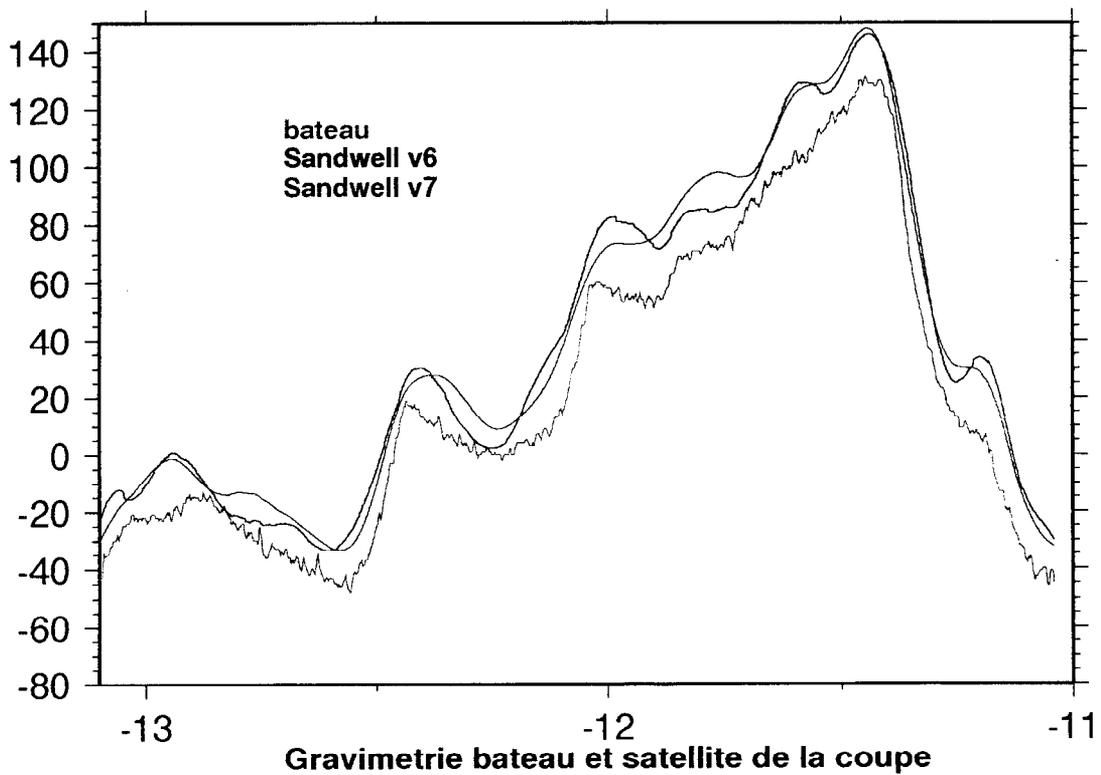
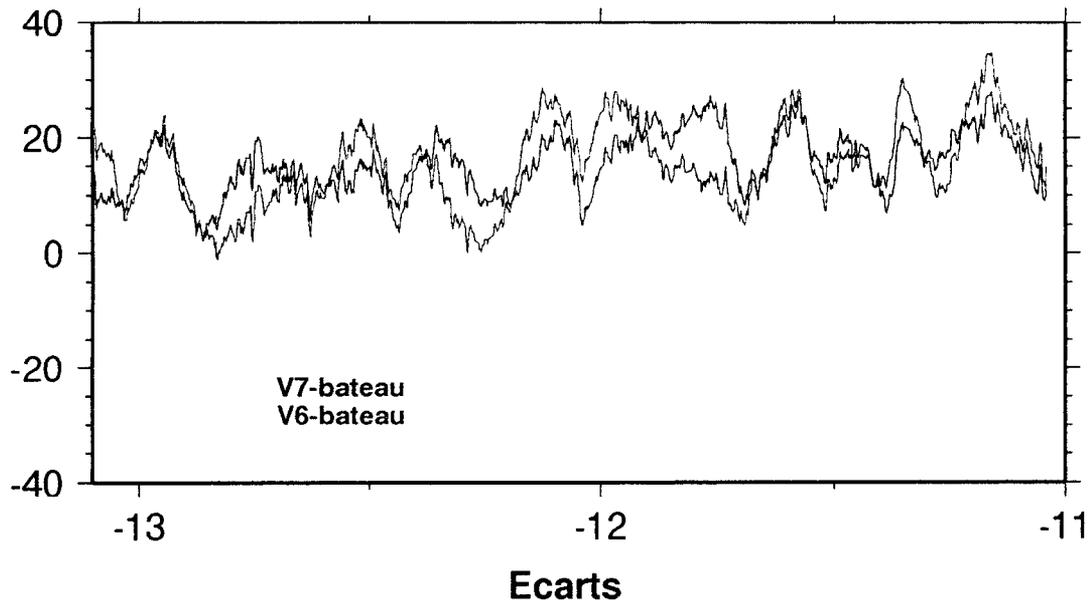


figure T10

Densites de puissance spectrale

Coupe 3 dans la zone de TUVALU

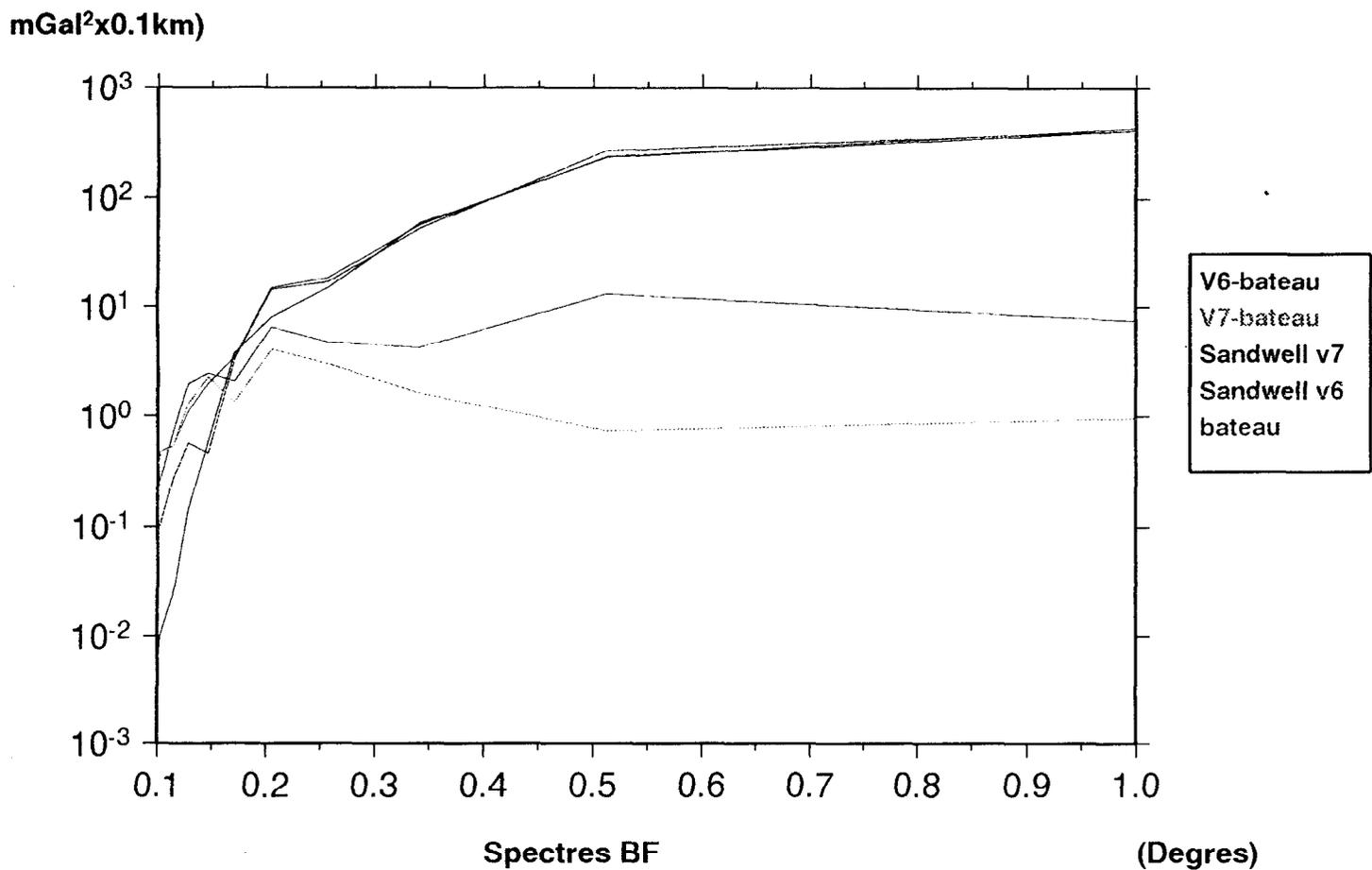
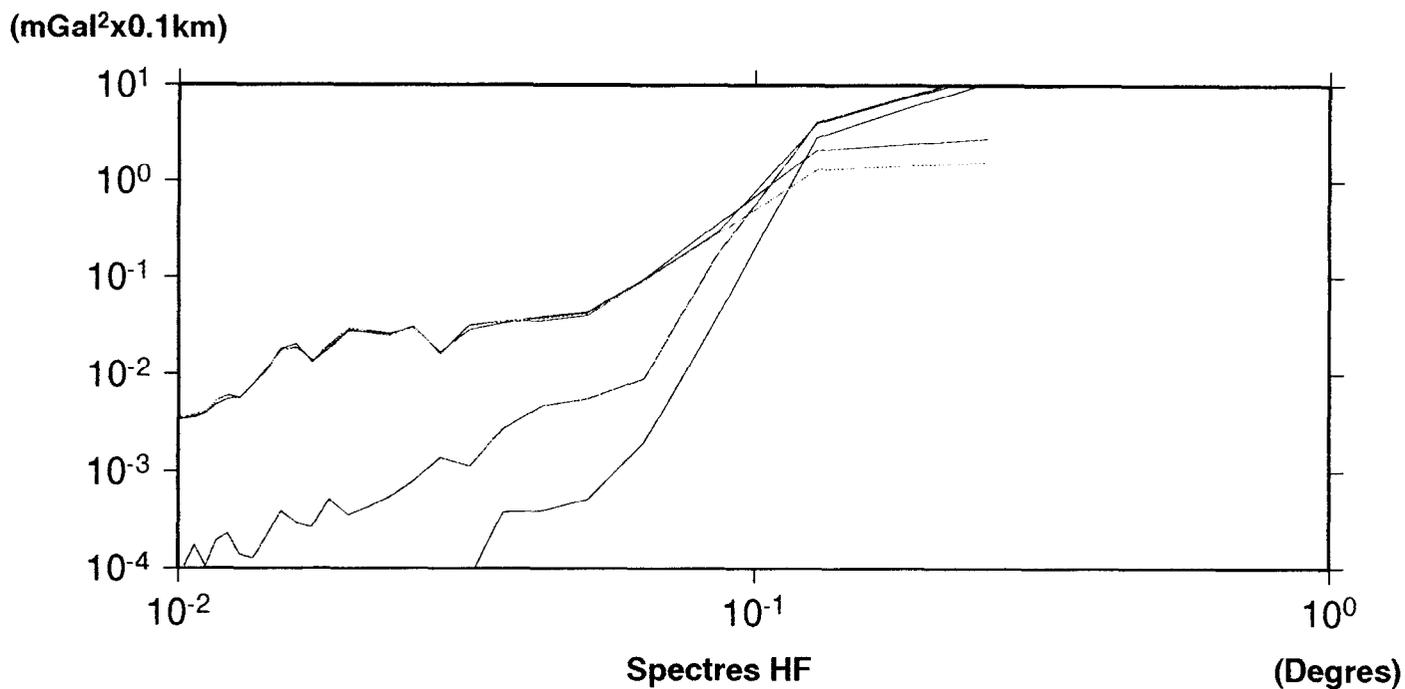


figure T11

Coherences entre la gravimetrie de bateau et de Sandwell

Profil 3 dans la zone de TUVALU

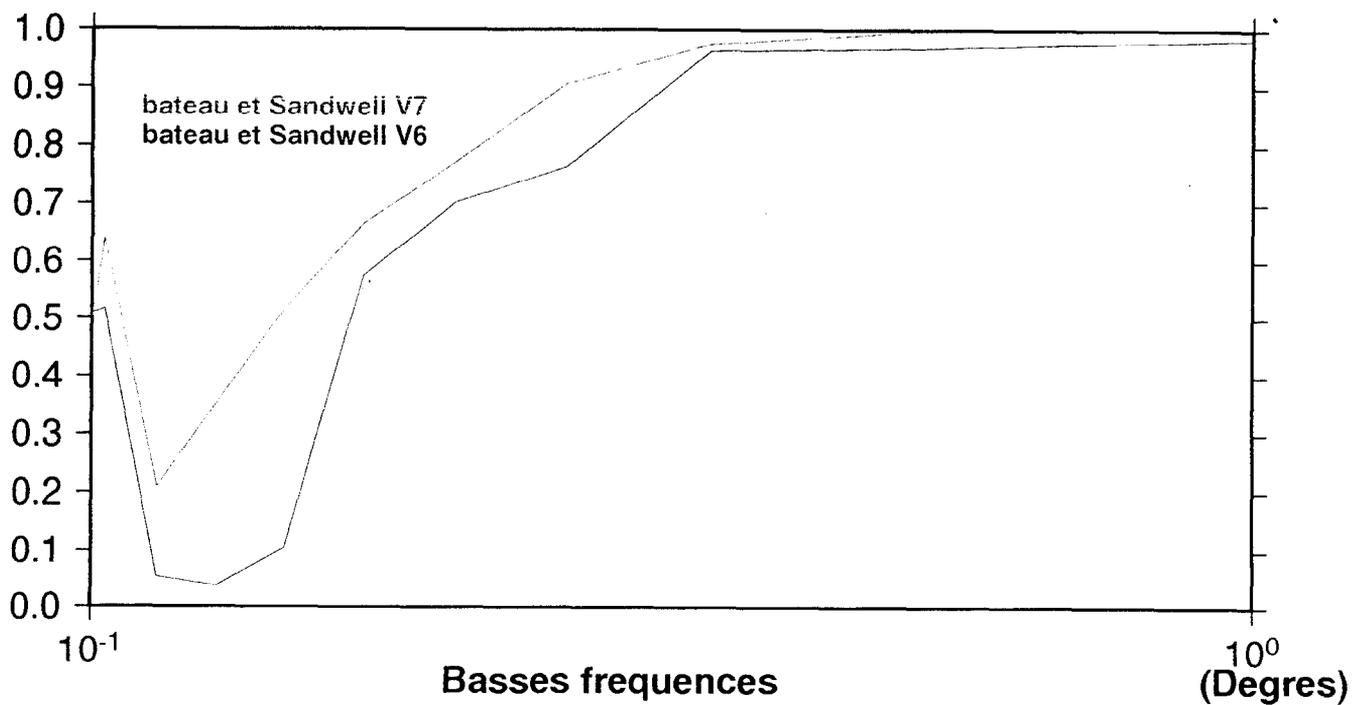
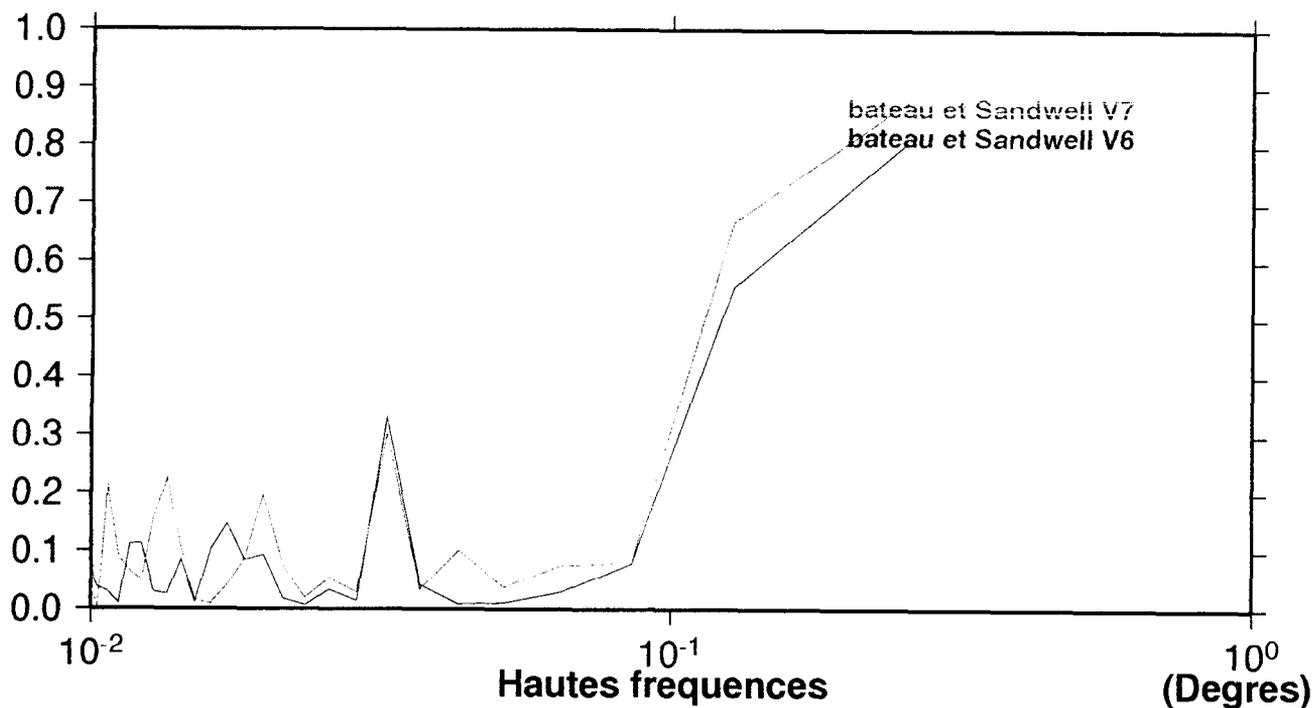


figure T12

b-2) Région de Vanuatu (figures V5 à V8)

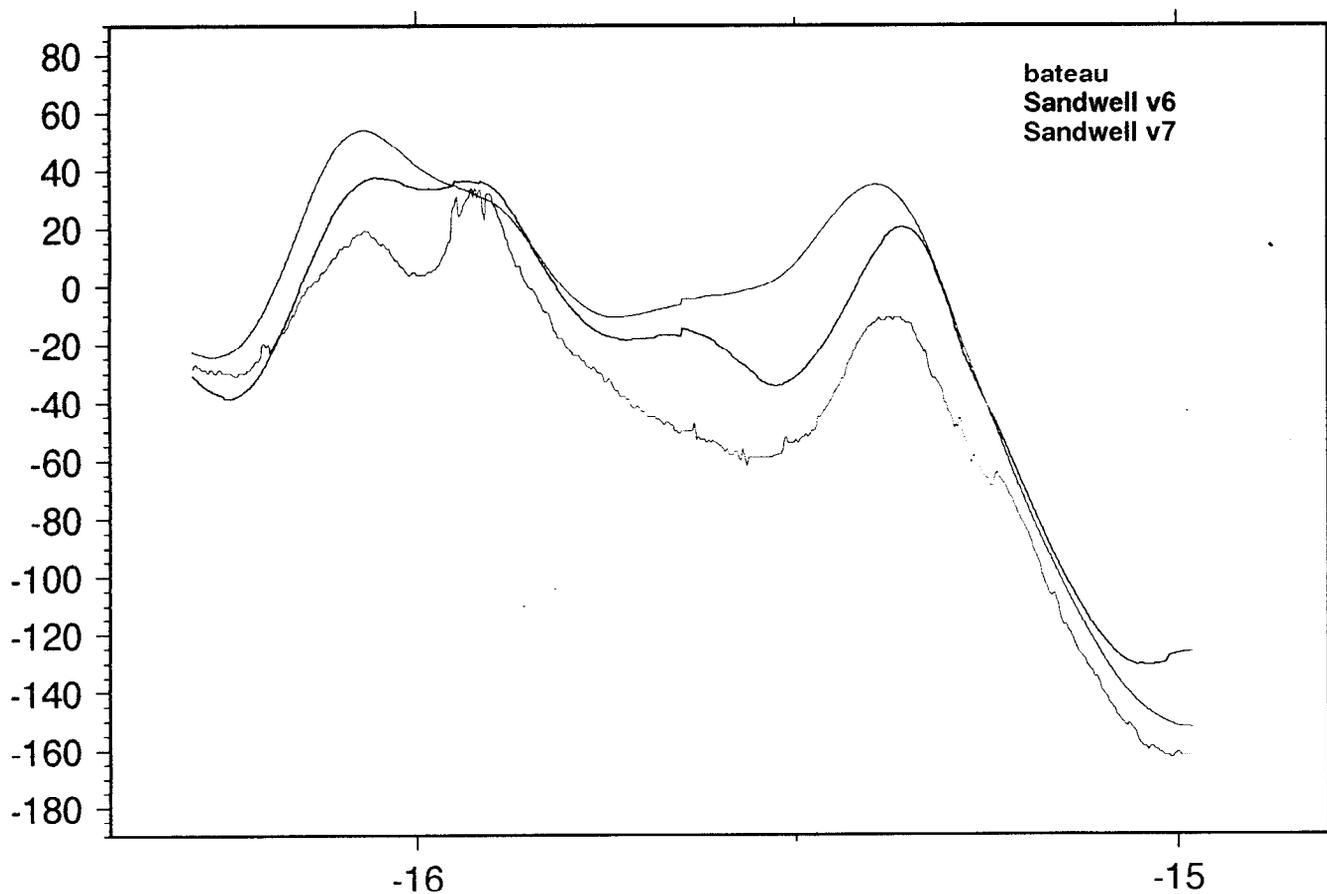
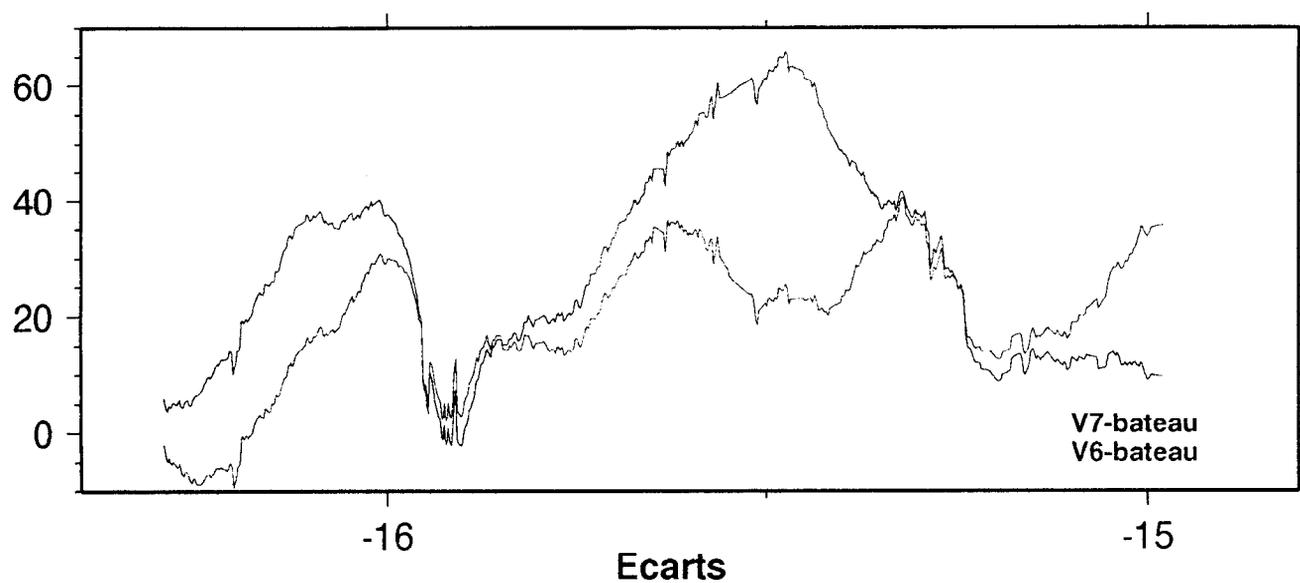
* **Coupe est** (figures V5 et V6): pour cette coupe, on constate que les données GGSS ne suivent pas très bien les données EM (figure V5). Le biais est de l'ordre de 25 mGal pour la version 7.2 et d'une dizaine de mGal seulement pour la V6.2. En effet, pour ce cas particulier, la version 6.2 apparaît plus proche des données EM que la version 7.2. Ceci est confirmé par le spectre basses fréquences des écarts puisque le spectre V6.2-EM est nettement inférieur à celui de V7.2-EM (cf. figures V6-bateau et V7-bateau). De plus, les écarts présentent une pente S/N de 0,2 mGal par km pour la version 6.2. Les résidus autour de ce biais + pente, sont de l'ordre 15 mGal avec une longueur d'onde de 50 km environ. Pour la version 7.2, les résidus par rapport au biais vont jusqu'à une trentaine de mGal pour une longueur d'onde de 100 km. Les versions 6.2 et 7.2 diffèrent autant entre elles qu'elles ne diffèrent des données EM (voir aussi les spectres basses fréquences, figure V6). Cette coupe constitue le plus mauvais ajustement des données GGSS avec les données bateau.

* **Coupe ouest** (figures V7 et V8): Cette coupe, parallèle à la précédente, à moins de 50 km à l'ouest, présente des écarts de moyenne nulle ne dépassant pas 20 mGal en valeur absolue, sans différence notable entre V6.2 et V7.2 (cf. figure V7). De même, on observe sur les spectres basses fréquences, des valeurs identiques pour les trois sortes de données gravimétriques (cf. Figure V8).

On observe toujours une décroissance importante des spectres de données GGSS par rapport aux données EM pour les hautes fréquences.

La dissimilitude entre les courbes d'écarts de la coupe est et de la coupe ouest est particulièrement surprenante sachant que les deux profils, issus de mêmes campagnes marines, échantillonnent la même structure géologique. Cette différence semble être d'origine régionale.

Coupe Est dans la zone de VANUATU



Gravimetrie bateau et satellite de la coupe

figure V5

Densites de puissance spectrale

Coupe Est dans la zone de VANUATU

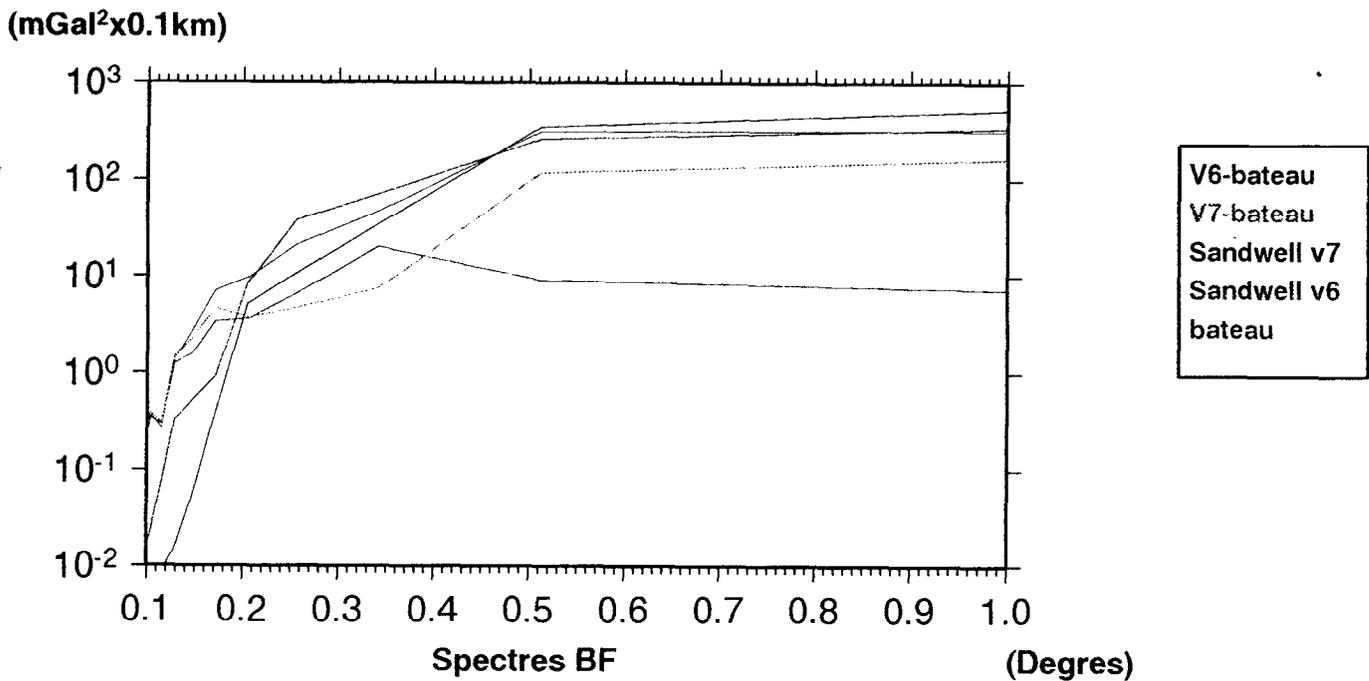
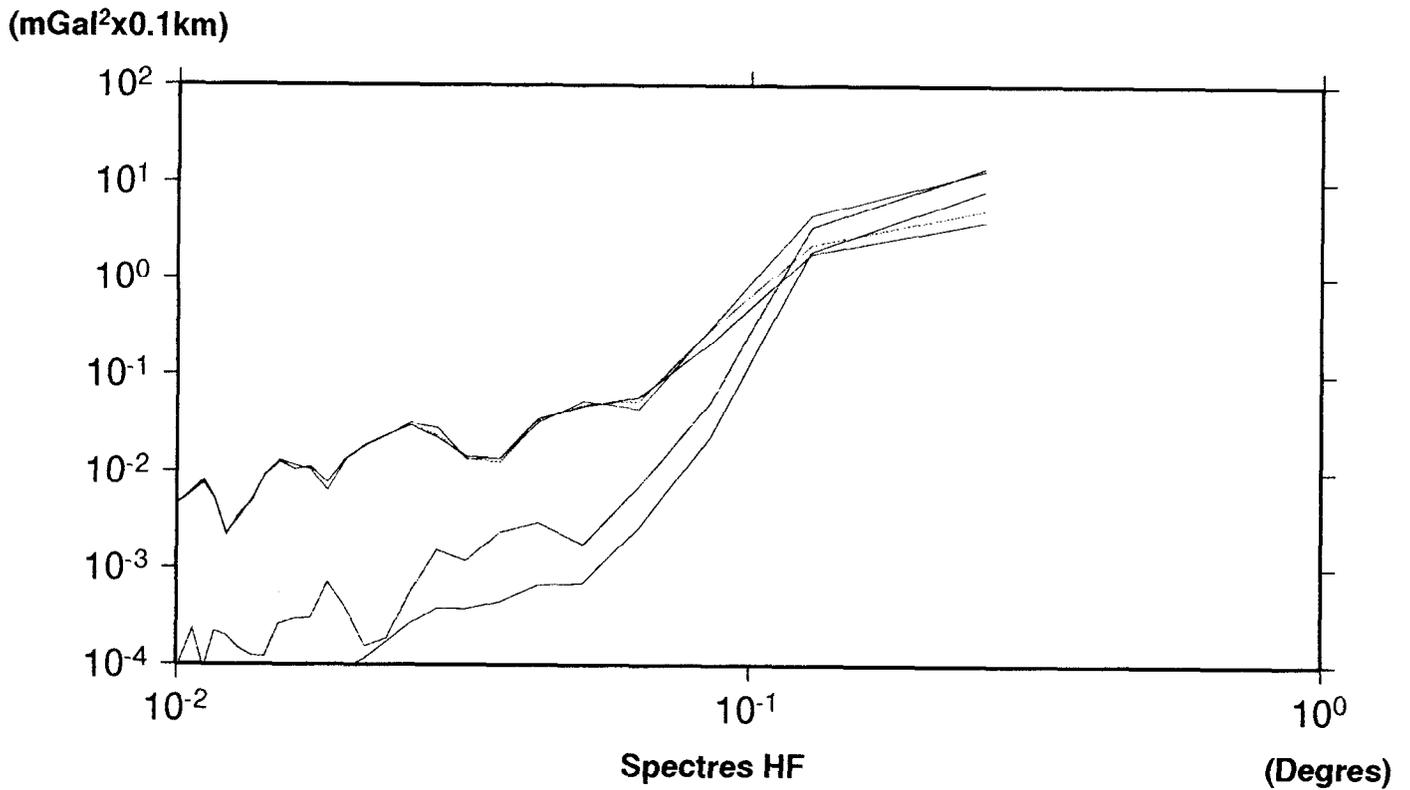
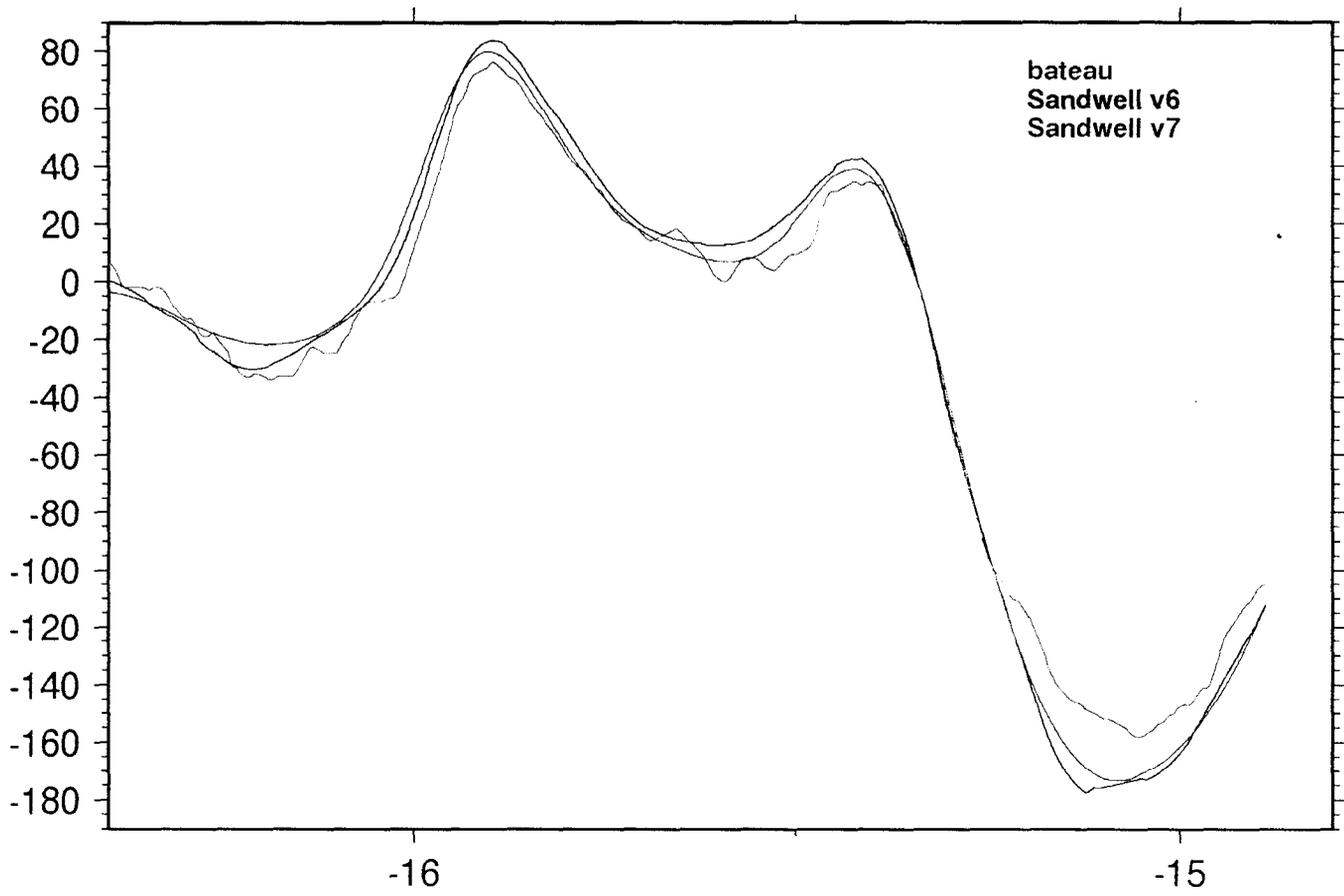
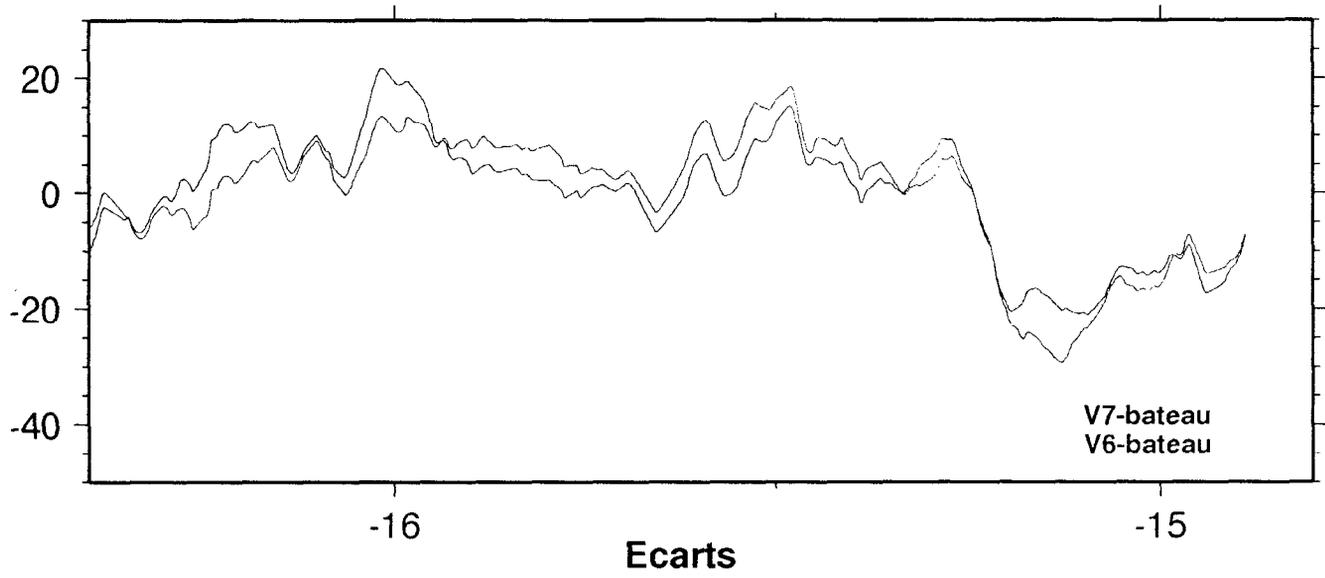


figure V6

Coupe Ouest dans la zone de VANUATU



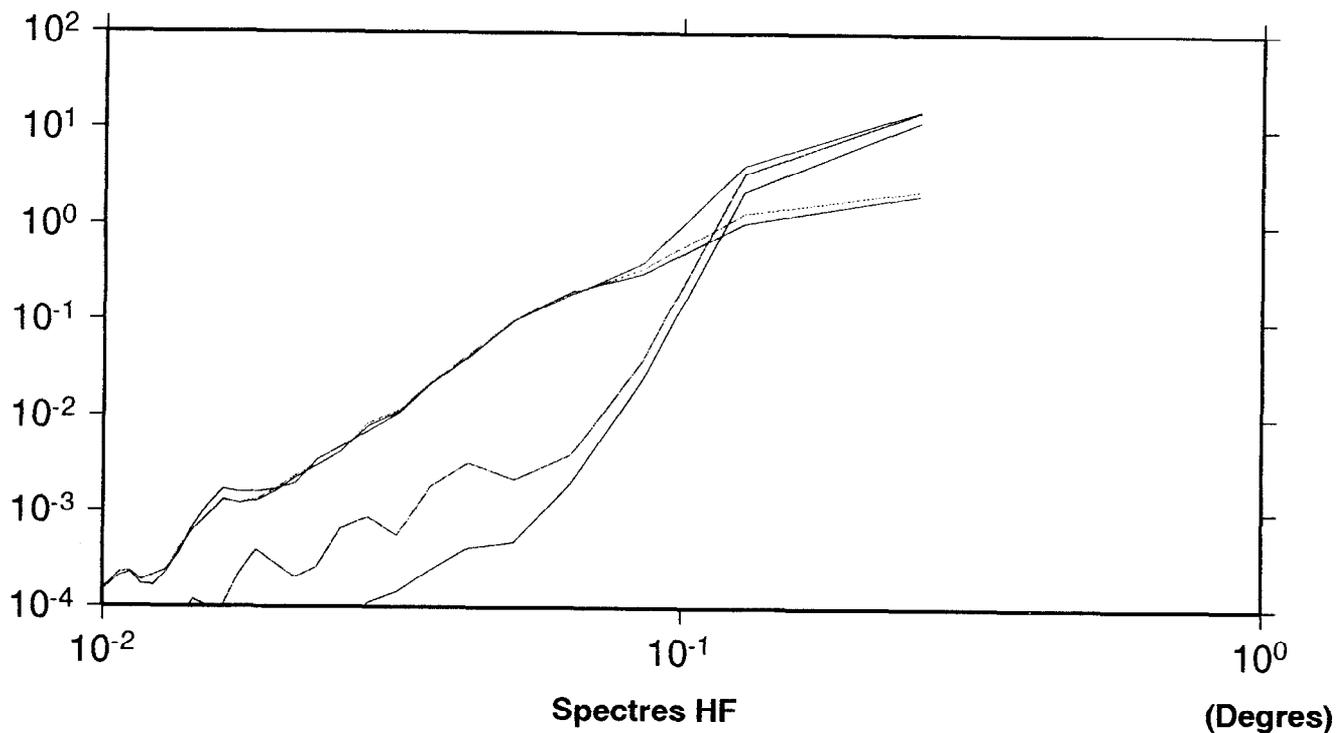
Gravimetrie bateau et satellite de la coupe

figure V7

Densites de puissance spectrale

Coupe Ouest dans la zone de VANUATU

(mGal²x0.1km)



(mGal²x0.1km)

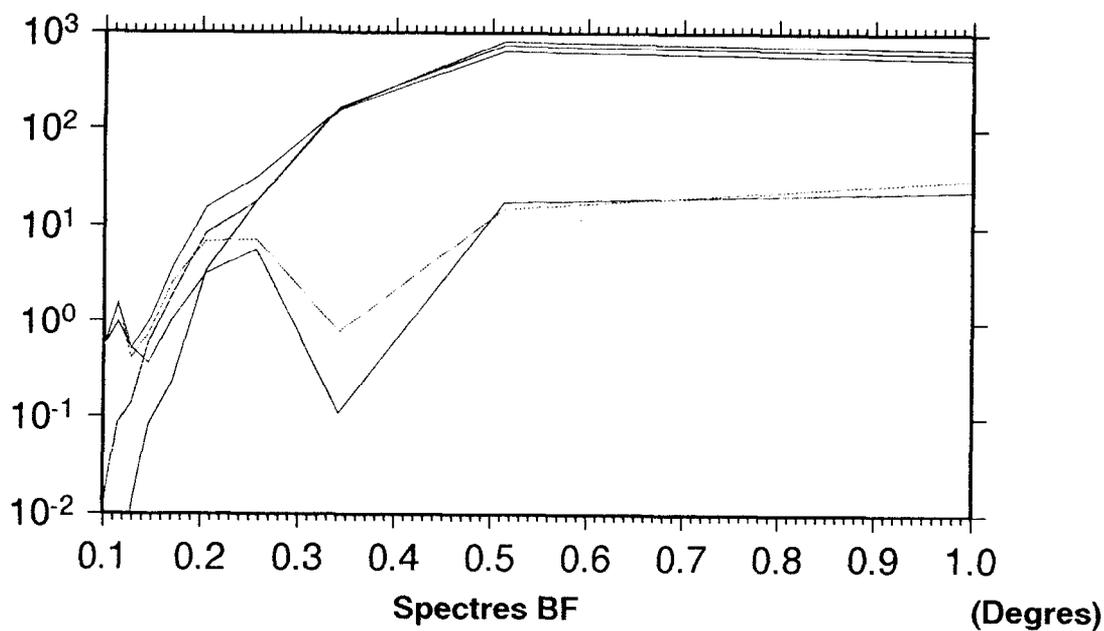


figure V8

Comme noté précédemment au §a-2, les trois cartes gravimétriques diffèrent entre elles à l'échelle d'une centaine de km. Avec l'analyse complémentaire des deux coupes, on peut conclure que les ajustements se dégradent d'ouest en est. Ceci est probablement dû à un des modèles globaux (Champ de pesanteur global, modèles marégraphiques ...) qui intervient dans le traitement des données altimétriques et qui serait de plus, différent entre les versions 6.2 et 7.2. Le manque d'information précise sur ce point ne nous permet pas d'identifier précisément lequel.

b-3) Région du Bassin Nord Fidjien (figures B3 à B6)

Dans cette région aux fonds plats, les hautes fréquences ressortent bien pour les trois jeux de données gravimétriques. Les deux coupes effectuées dans cette zone sont parallèles et très proches. Elles présentent les mêmes caractéristiques: les données EM sont assez lisses et sont bien représentées par les données GGSS V7.2 contrairement aux données de la version 6.2 qui possèdent plus d'énergie (figures B4 et B6) et laisseraient supposer un fond marin plus accidenté qu'il n'est réellement. Les écarts entre les deux types de données sont compris entre -20 et +20 mGal avec les données GGSS V6.2 et entre -10 et +10 mGal avec la version 7.2. Dans cette zone, l'amplitude du signal gravimétrique varie très peu. Les écarts entre les données EM et les données GGSS reflètent donc particulièrement bien les erreurs hautes fréquences contenues dans les données GGSS. On note, par ailleurs, que la décroissance des spectres GGSS aux hautes fréquences, est encore plus prononcée que dans les zones précédentes. Avec la version 6.2, les résidus ont une signature caractéristique d'une quinzaine de mGal d'amplitude pour une dizaine de km de longueur d'onde. Avec la version 7.2, les résidus ont une signature caractéristique beaucoup plus faible en amplitude (5 mGal) et en longueur d'onde (5 km). Pour des longueurs d'onde comprises entre 15 et 20 km, on peut voir que le spectre des écarts entre les données GGSS V6.2 et les données EM (V6-bateau) coïncide avec celui des données GGSS V6.2 alors que le spectre des

écarts entre les données GGSS V7.2 et les données EM (V7-bateau). Ceci implique que le profil d'écarts V6-bateau est essentiellement dû aux données GGSS V6.2 et que le profil d'écarts V7-bateau est plutôt dû aux données EM. Ceci montre bien le lissage supplémentaire appliqué aux données pour la version 7.2.

Coupe Est dans le bassin Nord Fidjien

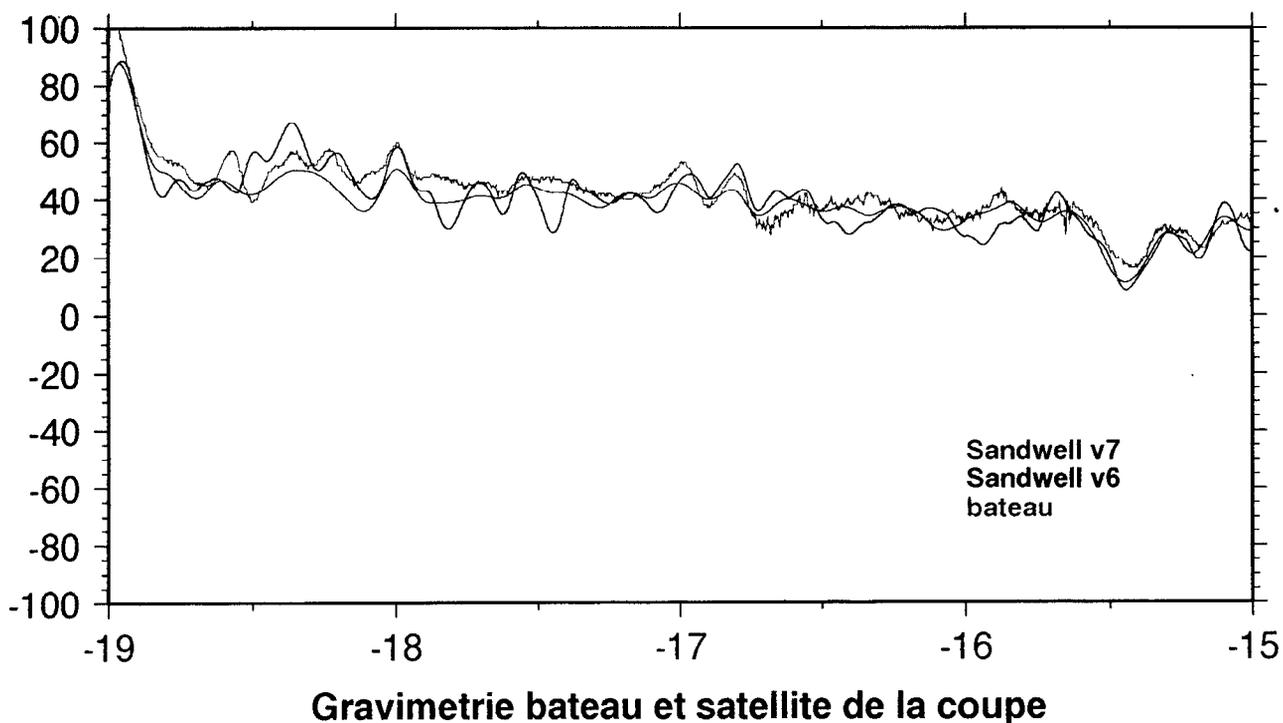
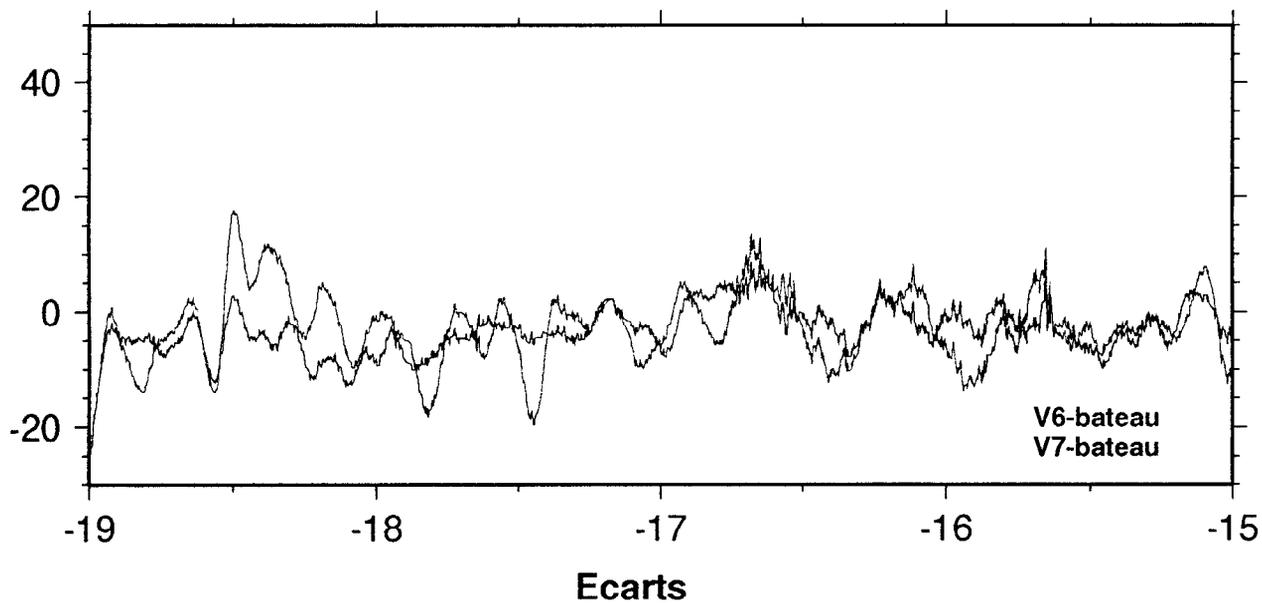
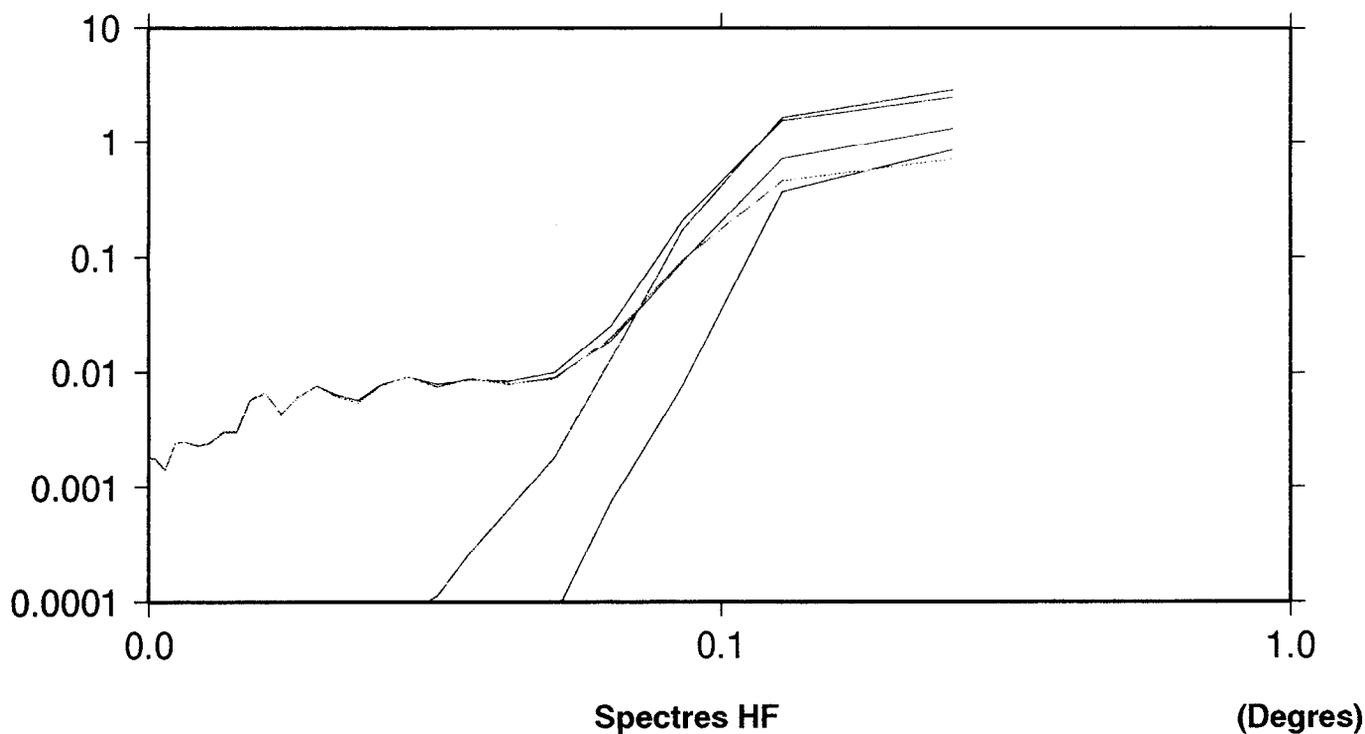


figure B3

Densites de puissance spectrale

Coupe Est dans le bassin Nord Fidjien

(mGal²x0.1km)



mGal²x0.1km)

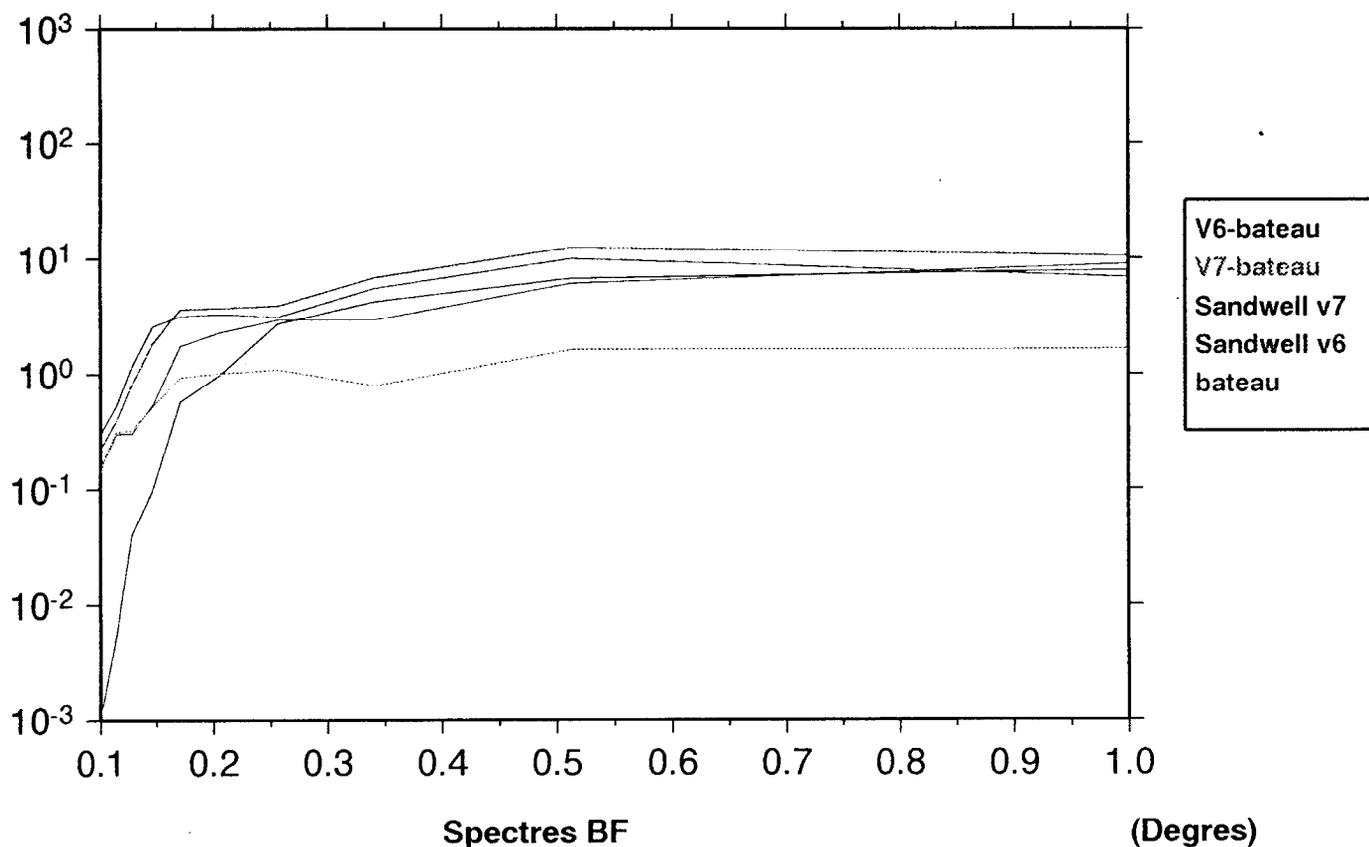


figure B4

Coupe Ouest dans le bassin Nord Fidjien

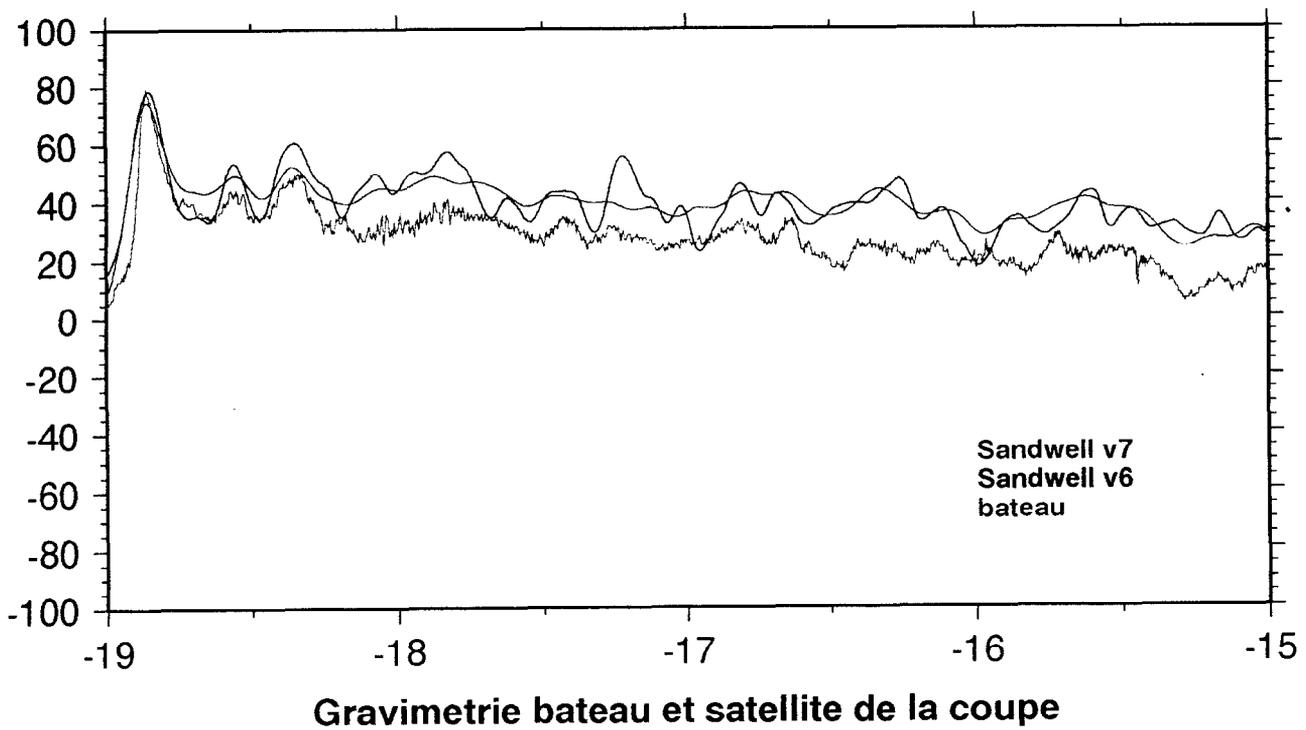
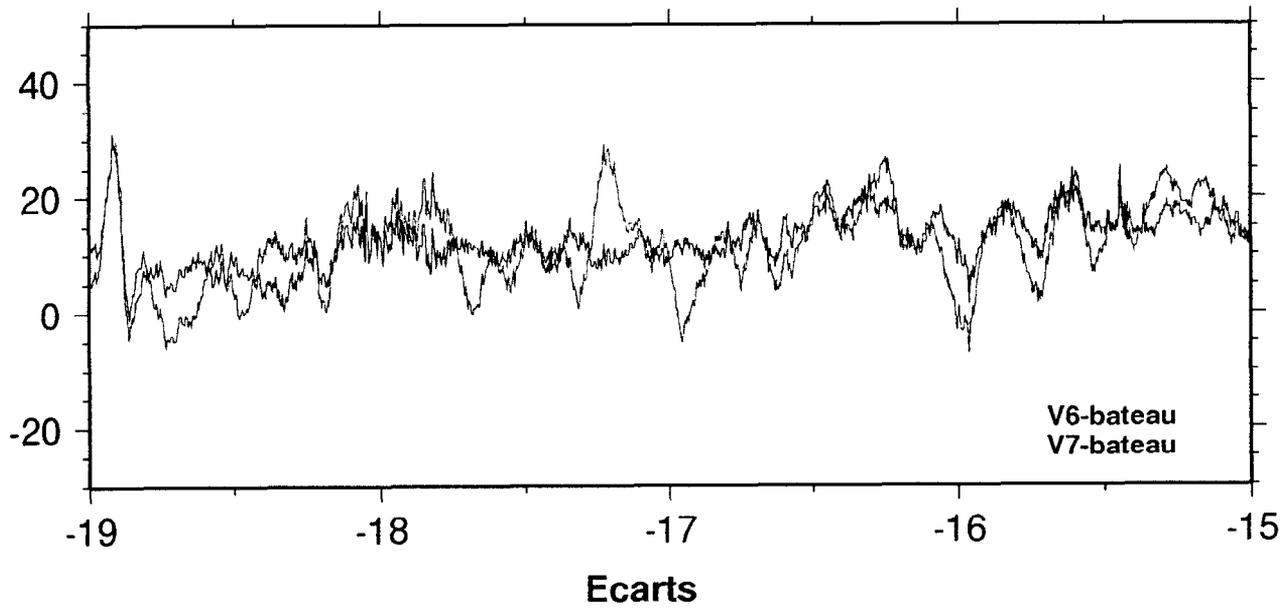
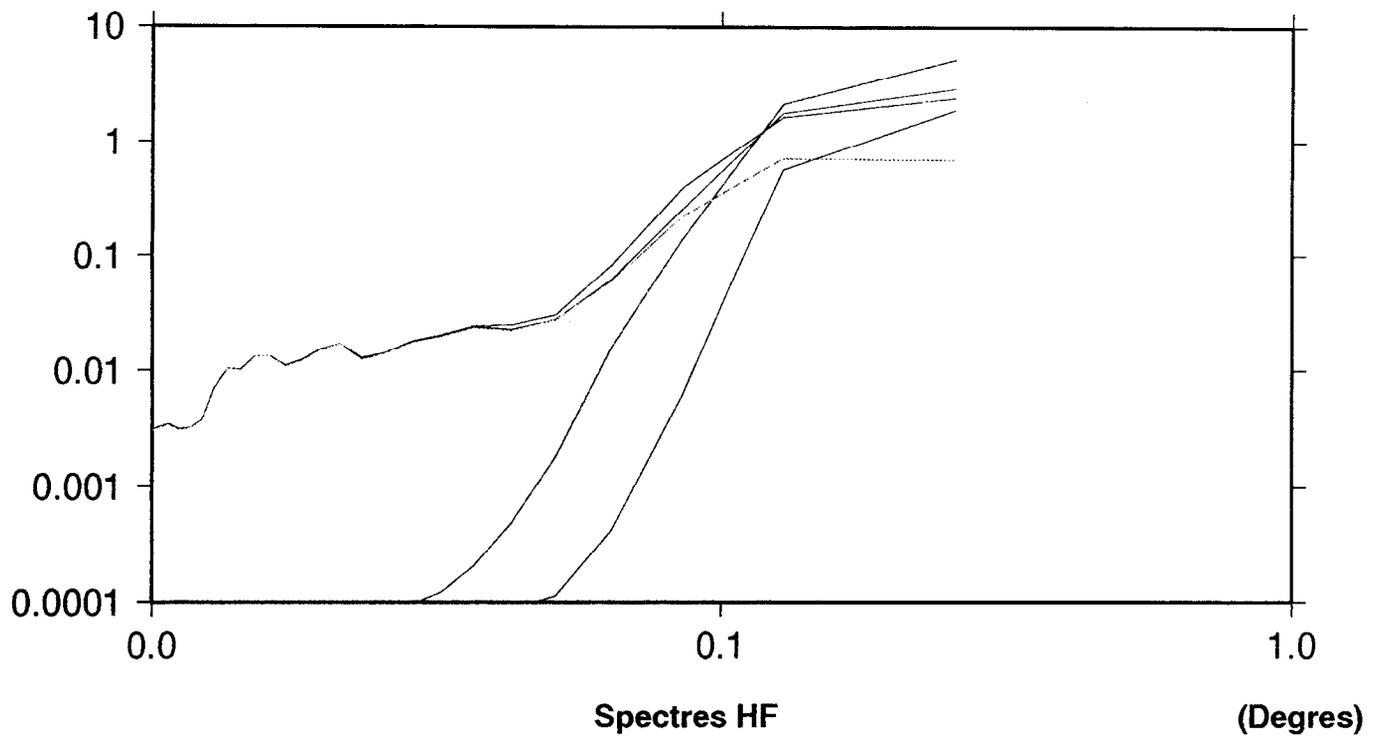


figure B5

Densites de puissance spectrale

Coupe Ouest dans le bassin Nord Fidjien

(mGal²x0.1km)



mGal²x0.1km)

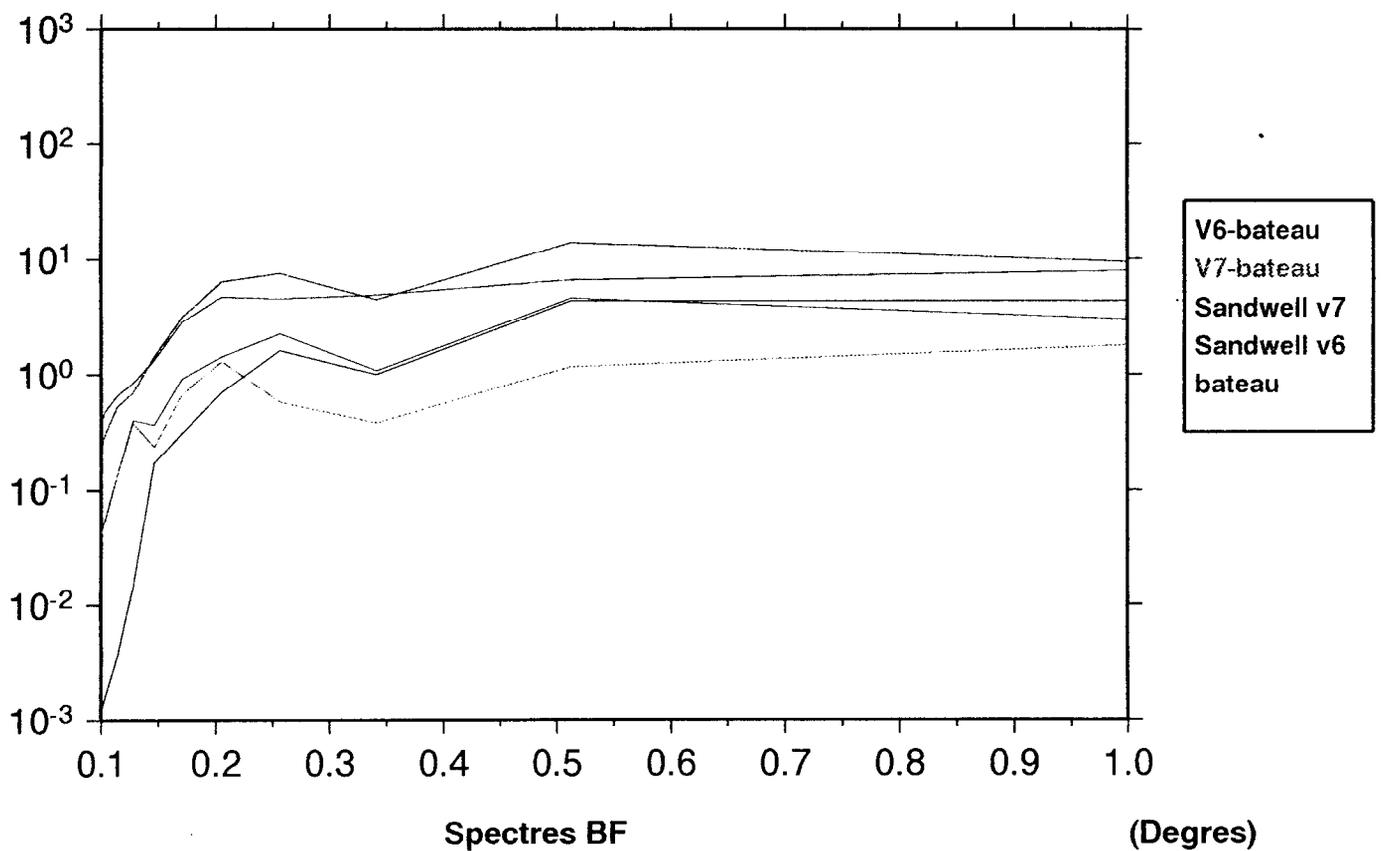


figure B6

C- Conclusion

Les données gravimétriques grillées de Sandwell (GGSS V7.2 et GGSS V6.2) s'accordent globalement assez bien avec les données gravimétriques issues de campagnes à la mer. On peut cependant séparer les conclusions de l'étude en trois bandes de longueurs d'onde:

- pour les longueurs d'onde inférieures à 10 km, les spectres des données GGSS ont des intensités inférieures à celles des spectres des données EM d'un facteur 100: Ils n'ont aucune énergie par rapport aux données EM et n'apportent donc aucune information. Ceci est d'autant plus vrai pour la version 7.2, ce qui résulte très vraisemblablement du filtrage supplémentaire introduit dans le traitement des données altimétriques pour cette dernière version.

- pour les longueurs d'onde comprises entre 10 et 30 km, les données GGSS présentent des énergies comparables à celles des données EM mais l'essentiel des résidus entre les deux types de données est contenu dans cette bande. L'amplitude moyenne de ces résidus est de l'ordre d'une dizaine de mGal.

- pour les longueurs d'onde supérieures, l'accord entre les deux types de données est bon mis à part, la présence de biais pouvant atteindre 10 mGal.

Ces conclusions rejoignent assez bien celles de D.T. Sandwell et W. Smith dans leur article soumis le 15 mai 95 au JGR. Dans cet article, ces auteurs rapportent des différences RMS entre la grille V7.2 et des données EM comprises entre 3 et 8 mGal, et des biais allant jusqu'à 17 mGal. De même, ils font état d'erreurs importantes (50 mGal) sur l'amplitude des signatures de petits monts sous-marins, valeurs que l'on trouve également dans notre étude (zone de Tuvalu). Enfin, la cohérence de 0,5 dans la bande des 20-30 km de Marks (1996) confirme nos conclusions dans cette bande de fréquences. Ces conclusions montrent la limite des hypothèses sur lesquelles sont basées les filtrages appliqués aux données par W. Smith et D.Sandwell (cf. Appendice B).

Appendice A: De l'altimétrie à l'anomalie gravimétrique

Le potentiel gravitationnel perturbateur V ($V = V_{\text{total}} - V_{\text{ellipsoïde}}$) est relié à la hauteur du géoïde N au dessus de l'ellipsoïde par la formule de Brun:

$$N(x,y) \equiv \frac{1}{g_0} V(x,y,0) \quad (\text{A1-1})$$

avec g_0 : valeur moyenne de l'accélération de la gravité ($9,81 \text{ ms}^{-2}$)

et à l'anomalie gravimétrique Δg par :

$$\Delta g(x,y) = -\frac{\partial V(x,y,0)}{\partial z} \quad (\text{A1-2})$$

Les composantes nord η et est ξ de la déflexion de la verticale sont données par:

$$\begin{cases} \eta(x,y) = -\frac{\partial N}{\partial x} \equiv -\frac{1}{g_0} \frac{\partial V}{\partial x} \\ \xi(x,y) = -\frac{\partial N}{\partial y} \equiv -\frac{1}{g_0} \frac{\partial V}{\partial y} \end{cases} \quad (\text{A1-3/A1-4}) \quad ..$$

Ces quantités (A1-2 à A1-4) vérifient l'équation de Laplace: $\Delta V=0$

(*Remarque:* Cette relation fonctionne uniquement si on se trouve à l'extérieur de toutes les masses, ce qui est le cas à la surface de la mer.)

En remplaçant les relations (A1-2) et (A1-3/A1-4) dans l'équation de Laplace, nous obtenons une relation entre le gradient vertical gravimétrique et les composantes est et nord de la déflexion de la verticale:

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial z} = -g_0 \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \quad (\text{A1-5})$$

(Les relations liant η et ξ au géoïde sont données dans l'appendice B).

Cette dernière expression est utilisée pour estimer le gradient vertical gravimétrique des composantes grillées à partir de la déflexion de la verticale.

Le calcul de l'anomalie gravimétrique étant plus ardu dans le domaine spatial, on passe pour cela dans le domaine de Fourier. La transformée de Fourier de l'équation (A1-5) est donnée par:

$$\frac{\partial \Delta g(k, z)}{\partial z} = -2i\pi g_0 [k_x \eta(k) + k_y \xi(k)] \quad (\text{A1-6})$$

On obtient, en résolvant l'équation de Laplace dans le domaine spectral (k , nombre d'onde), un prolongement vers le bas de l'anomalie gravimétrique:

$$\Delta g(k, z) = \Delta g(k, 0) * \exp[-2\pi|k|z] \quad (\text{A1-7})$$

(avec $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$: nombre d'onde.)

$$\Delta g(k, 0) = \frac{ig_0}{|k|} [k_x \eta(k) + k_y \xi(k)] \quad (\text{A1-8})$$

Pour convertir les profils altimétriques des hauteurs de la mer en anomalies gravimétriques, D.T. Sandwell et W. Smith (1988) ont d'abord construit une grille avec les composantes nord et est de la déflexion verticale. Ils ont fait une transformée de Fourier de la grille, après retrait d'un modèle global. Finalement, ils appliquent l'équation (A1-8) et font une transformée de Fourier inverse pour, ainsi, obtenir l'anomalie gravimétrique (après ré-injection d'un modèle global).

Appendice B: L'interpolation des données altimétriques

La méthode de Pocs (Menke,1991) est utilisée pour construire deux grilles de la déflexion verticale qui se situe le long des traces N_a et N_d qui peuvent être combinées pour obtenir les composantes nord et est de la déflexion de la verticale,

$$\left\{ \begin{array}{l} \eta = -\frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial N}{\partial \phi} \\ \xi = -\frac{1}{a} \frac{\partial N}{\partial \theta} \end{array} \right. \quad (A1-9/A1-10), \text{ avec } \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial N}{\partial \phi} = \frac{1}{2 \dot{\phi}} (\dot{N}_a + \dot{N}_d) \\ \frac{\partial N}{\partial \theta} = \frac{1}{2 \dot{\theta}} (\dot{N}_a - \dot{N}_d) \end{array} \right. \quad (A1-11/A1-12)$$

avec,

- \dot{N}_a : La dérivée par rapport au temps de la hauteur du géoïde N le long de la trace ascendante
- \dot{N}_d : La dérivée par rapport au temps de la hauteur du géoïde N le long de la trace descendante
- $\dot{\theta}$: Composante latitudinale de la vitesse de la trace du satellite au sol
- $\dot{\phi}$: Composante longitudinale de la vitesse de la trace du satellite au sol
- a : Rayon moyen de la Terre

ainsi que le gradient gravitationnel vertical donné par l'équation (A1-5).

Cette procédure de dérivation a tendance à amplifier le bruit de mesure qui est à très hautes fréquences. Le "champ gravimétrique" interpolé doit, donc, être lissé. Un lissage est effectué pour conformer les hautes fréquences à la décroissance attendue (prolongement vers le haut dû à la tranche d'eau). Ceci est dû au fait que l'on suppose l'absence de

sources gravimétriques au sein de la tranche d'eau. Si on appelle s la profondeur de l'océan alors, pour des courtes longueurs d'onde, le spectre d'amplitude du champ gravimétrique doit décroître comme $e^{-2\pi|k|s}$ où $|k|$ est la magnitude du nombre d'onde de l'équation (A1-7). Une simple méthode pour appliquer cette contrainte au niveau du spectre est de convoluer le "champ gravimétrique" interpolé avec l'opérateur de prolongement, soit: $f(r) = \frac{1}{2\pi\sqrt{s^2 + r^2}}$, où r est la distance.

Dans son interpolation, David T. Sandwell a pris 4000m comme valeur moyenne de la profondeur de l'océan.

Appendice C: Densité de puissance spectrale, fonction de cohérence.

La **densité de puissance spectrale** est donnée par la formule suivante:

$$S_{xx}(v) = \text{TF}^{-1}[C_{xx}(\tau)] \quad , \text{ avec } \quad C_{xx}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t) \cdot x^*(t - \tau) \cdot dt$$

C_{xx} est la fonction d'autocorrélation. x^* est le conjugué de x .

Ensuite, nous avons calculé la **cohérence** entre la gravimétrie EM et la gravimétrie GGSS. La cohérence entre deux fonctions $x(t)$ et $y(t)$ est

définie par:
$$\Gamma_{xy}(v) = \frac{|S_{xy}(v)|^2}{S_{xx}(v) \cdot S_{yy}(v)}$$

On a donc $0 \leq \Gamma_{xy}(v) \leq 1$.

Cette fonction de cohérence permet de définir dans quelle partie du spectre les deux fonctions sont cohérentes, c'est-à-dire quelle est la bande de fréquence dans laquelle les phénomènes que représentent $x(t)$ et $y(t)$ ont la même énergie.

Partie 2

Partie 2

Méthodes inverses appliquées à la signature gravimétrique d'un mont sous-marin

A- Problème direct: Relation physique entre la gravimétrie et la bathymétrie

1- La lithosphère, l'épaisseur élastique et la déflexion

La lithosphère représente la partie extérieure rigide de la Terre. Elle est constituée de deux parties: La croûte et le manteau supérieur. La croûte océanique forme une pellicule superficielle de 6 km à 7km d'épaisseur. La lithosphère peut être définie comme une plaque rigide, mobile à la surface de la Terre pouvant résister à des fortes contraintes de cisaillement. L'asthénosphère, directement sous la lithosphère, ne résiste pas aux contraintes de cisaillement et peut être considérée comme un fluide.

Nous nous intéressons à un modèle à deux couches (une partie supérieure élastique et un milieu sous-jacent visqueux) de lithosphère et plus précisément à la profondeur de la zone de transition de ces deux parties: **l'épaisseur élastique**.

L'épaisseur élastique T_e d'une plaque mince obéissant à la loi de Hooke, peut être reliée à sa rigidité flexurale (ou raideur) D par la relation:

$$D = T_e^3 \frac{E}{12(1-\nu^2)} \quad \text{avec} \quad \begin{cases} E: \text{Module d'Young} \\ \nu: \text{Coefficient de poisson} \end{cases}$$

D est, en fait, le coefficient directeur de l'équation différentielle qui donne la déformation verticale (**déflexion** verticale) w de la plaque en fonction de la force verticale P qui lui est appliquée: $D \nabla^4(w) = P$.

Si on schématise la lithosphère inférieure par un milieu entièrement découplée mécaniquement de la partie supérieure, la force verticale P s'écrit comme la force de 2 effets opposés: Le poids relatif P' de la charge appliquée et la force d'Archimède due à la flottabilité de la croûte défléchie par rapport au manteau, $-(\rho_m - \rho_i)gw$, où ρ_i est la densité du matériau remplissant le bassin flexural. En considérant que $\rho_i = \rho_L$, on obtient (Hertz, 1884):

$$D \nabla^4(w) + (\rho_m - \rho_L)gw = P' \quad (\text{A-1-1})$$

Le déplacement obtenu w est une fonction du paramètre de flexion α ,

défini par:
$$\alpha^4 = \frac{4D}{g(\rho_m - \rho_L)}$$

On résout l'équation (1) dans le cas d'une charge ponctuelle et en supposant que l'équilibre isostatique est atteint (Moignard, 1979):

$$dw = \frac{\rho_L - \rho_w}{\rho_m - \rho_L} \frac{1}{\pi \alpha^2} h d\Omega \text{Kei}\left(\frac{r\sqrt{2}}{\alpha}\right) \quad (\text{A-1-2})$$

$d\Omega$ est l'aire infinitésimale d'application de la charge, h est l'élévation, ρ_L sa densité. ρ_m et ρ_w sont respectivement les densités du manteau lithosphérique et de l'eau salée. Kei est la fonction de Kelvin.

La déflexion totale due à un mont $h(r')$ peut s'écrire sous la forme d'une somme discrète $w = \sum dw$, ce qui nous donne finalement:

$$w(r) = \frac{\rho_L - \rho_w}{\rho_m - \rho_L} \frac{1}{\pi \alpha^2} \sum_{r''} h(r'') d\Omega(r'') \text{Kei}\left(\frac{(r - r'')\sqrt{2}}{\alpha}\right)$$

(A-1-3)

2- La relation physique directe

Nous prenons le cas d'un mont sous-marin. La charge qui s'applique sur la lithosphère induit une flexion de celle-ci

$$g(r') = \frac{Gm}{r'^2} = \frac{G \rho \vartheta}{r'^2} = \frac{G \rho S (\text{seafloor} - b(r))}{(r - r')^2}$$

ϑ est le volume de la charge qui est égal à surface (S) * la hauteur (seafloor-b(r')). **seafloor** est la profondeur moyenne de la lithosphère, ρ représente le contraste de densité de la couche considérée et r' le rayon vecteur (variable de position).

Chaque couche apporte donc une contribution à l'anomalie gravimétrique totale, on a donc: $\Delta g = \Delta g(\text{volcan}) + \Delta g(\text{couche2}) + \Delta g(\text{couche3})$.

On travaille sur des grilles de données gravimétriques et des grilles de données bathymétriques. L'anomalie totale en un point r' de la grille gravimétrique est donnée par la somme discrète des anomalies gravimétriques de chaque point r de la grille bathymétrique :

$$\Delta g(r') = G * \sum_r [(\rho_L - \rho_W) * (\text{seafloor} - b(r)) * \Delta \Omega(r) * p_1(r' - r) + (\rho_L - \rho_2) * w(r) * \Delta \Omega(r) * p_2(r' - r) + (\rho_2 - \rho_M) * w(r) * \Delta \Omega(r) * p_3(r' - r)]$$

(A-2-2)

Avec p_1 , p_2 et p_3 les relations géométriques associées aux interfaces entre le mont et l'eau (première couche), le mont et la croûte, et la croûte et le manteau (on fait l'hypothèse d'une croûte à une seule couche), on a:

$$\left\{ \begin{array}{l} p_1(r' - r) = \frac{(r' - r)r^2}{\sqrt{r'^2 + r^2 - 2rr' \cos(\psi_1)}^3} \\ p_2(r' - r) = \frac{(r' - r)r^2}{\sqrt{r'^2 + r^2 - 2rr' \cos(\psi_2)}^3} \\ p_3(r' - r) = \frac{(r' - r)r^2}{\sqrt{r'^2 + r^2 - 2rr' \cos(\psi_3)}^3} \end{array} \right. \quad (A-2-3)$$

ψ_1 , ψ_2 et ψ_3 sont les angles entre le point de gravimétrie et le centre de masse ($b(r)$ ou $w(r)$) considérés.

On voit, dans l'équation (A-2-2), que la valeur de T_e , que l'on obtiendra en comparant une bathymétrie à sa signature gravimétrique, dépendra de la valeur que l'on aura fixé sur ρ_L . L'utilisation du problème inverse permet de libérer ρ_L dans la détermination de T_e .

La relation (A-2-2) n'est pas linéaire en T_e et en ρ_L donc, le problème reste non linéaire. Par contre, il faut absolument que le problème inverse soit linéaire pour que l'on puisse le décomposer en produit matriciel. C'est pourquoi, avant de calculer le problème inverse, nous allons linéariser les équations.

B- Problème inverse

Le résolution du problème direct s'écrit $\mathbf{d}=\mathbf{g}(\mathbf{m})$ où \mathbf{m} représente l'ensemble des paramètres du modèle et \mathbf{d} l'ensemble des paramètres observables: dans ce cas, nous connaissons le modèle \mathbf{m} et la théorie physique \mathbf{g} qui permet de trouver \mathbf{d} .

La méthode inverse s'applique aux données \mathbf{d} , comme l'anomalie gravimétrique, que nous mesurons, en mer ou par satellite, pour essayer de retrouver le modèle, soit ρ_L et T_e , qui ne sont pas connus.

Si le problème est linéaire, la relation $\mathbf{d}=\mathbf{g}(\mathbf{m})$ peut s'écrire sous la forme $\mathbf{d}=\mathbf{G}(\mathbf{m})$ où \mathbf{G} est un *opérateur linéaire* qui peut être représenté par une matrice.

Nous allons donc, dans cette deuxième partie, linéariser le problème pour, ensuite, établir la relation matricielle caractérisant la méthode inverse choisie pour notre étude: la méthode de Newton.

1- Linéarisation du problème

Le problème du mont sous-marin liant l'anomalie gravimétrique aux densités du mont (ρ_L), de l'eau (ρ_W), de la croûte et du manteau

(ρ_2 et ρ_M), à la topographie du fond ($b(r)$ = seafloor-bathymétrie) est donné par la relation suivante:

$$\Delta g(r') = G * \sum_r [(\rho_L - \rho_w) * b(r) * \Delta\Omega(r) * p_1(r' - r) + A * (\rho_L - \rho_2) * w(r) * \Delta\Omega(r) * p_2(r' - r) + A * (\rho_2 - \rho_M) * w(r) * \Delta\Omega(r) * p_3(r' - r)] \quad (B-1-1)$$

$$\text{Avec } A = \frac{\rho_L - \rho_w}{\rho_m - \rho_L} \frac{1}{\pi \alpha^2}$$

Le but de notre étude est de retrouver les paramètres ρ_L et T_e à partir de l'anomalie gravimétrique. Il faut donc, une équation linéaire en ρ_L et T_e pour bien séparer le modèle $m = \begin{bmatrix} \rho_L \\ T_e \end{bmatrix}$ du reste.

On linéarise en faisant des dérivées partielles au 1er ordre par rapport à ρ_L et à T_e ,

$$\Delta g = \Delta g_0 + \frac{\partial \Delta g}{\partial \rho_L} \Delta \rho_L + \frac{\partial \Delta g}{\partial T_e} \Delta T_e \quad (B-1-2)$$

avec,

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \Delta g}{\partial \rho_L} = G * \sum_r [b(r) * \Delta\Omega(r) * p_1(r' - r) + A * w(r) * \Delta\Omega(r) * p_2(r' - r) + [(p_2(r' - r) * (\rho_L - \rho_2) + p_3(r' - r) * (\rho_2 - \rho_M))] * \Delta\Omega(r) * [A * \frac{\partial w(r)}{\partial \rho_L} + \frac{\partial A}{\partial \rho_L} * w(r)]] \\ \frac{\partial \Delta g}{\partial T_e} = G * \sum_r [A * \Delta\Omega(r) * \{(\rho_L - \rho_2) * p_2(r' - r) + (\rho_2 - \rho_M) * p_3(r' - r)\} * \frac{\partial w(r)}{\partial T_e}] \end{array} \right. \quad (B-1-3)$$

sachant que,

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial w(r)}{\partial \rho_L} = \frac{\partial w(r)}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial \rho_L} \\ \frac{\partial w(r)}{\partial T_e} = \frac{\partial w(r)}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial T_e} \end{array} \right.$$

$$\text{et, } \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial w(r)}{\partial \alpha} = -\frac{A}{\alpha} \sum_{r''} \left[2 * \text{Kei} \left(\frac{r-r''}{\alpha} \sqrt{2} \right) + \frac{r-r''}{\alpha} \sqrt{2} * d\text{Kei} \left(\frac{r-r''}{\alpha} \sqrt{2} \right) \right] \\ \frac{\partial \alpha}{\partial \rho_L} = \frac{D}{g^2(\rho_m - \rho_L)^2} \left(\frac{4D}{g(\rho_m - \rho_L)} \right)^{-3/4} \\ \frac{\partial \alpha}{\partial D} = \frac{1}{g(\rho_m - \rho_L)} \left(\frac{4D}{g(\rho_m - \rho_L)} \right)^{-3/4} \\ \frac{\partial D}{\partial T_e} = \frac{E}{4 * (1 - v^2)} T_e^2 \\ \frac{\partial A}{\partial \rho_L} = \frac{1}{\pi \alpha^2} \frac{\rho_m - \rho_w}{(\rho_m - \rho_L)^2} \end{array} \right.$$

2- Méthode inverse: Méthode de Newton

Nous étions en présence d'un problème non linéaire que nous avons linéarisé par les dérivées partielles au 1er ordre. Nous sommes dans un cas *faiblement non linéaire* puisque le problème inverse est linéarisé mais le problème direct reste non linéaire. Nous ne pouvons donc pas utiliser la relation $d=g(m) \cong g(m_0) + G_0(m-m_0)$. C'est pourquoi, nous utiliserons la méthode de **quasi-Newton** qui est adapté au cas faiblement non-linéaire. Dans ce cas, la relation précédente s'écrit: $d=g(m) \cong g(m_n) + G_n(m_{n+1}-m_n)$, est une fonction de m et est donc ré-évalué à chaque itération. Cette méthode est, en fait, un cas particulier de la méthode de plus grande pente. C'est une formule itérative qui permet de retrouver le point m_{post} (modèle a-posteriori) en calculant les dérivées

$$\text{partielles } G_n^{i\alpha} = \frac{\partial g^i}{\partial m_n^\alpha} \quad (\text{éq. B-1-3})$$

En partant d'un point m_0 quelconque (on prend $m_0 = m_{\text{priori}}$), on calcule la direction de plus grande pente en m_0 , soit γ_0 , ce qui nous donne

un point $m_1 = m_0 - \varepsilon_0 \gamma_0$ où ε_0 est une constante réelle. On obtient donc, pour chaque itération, $m_{k+1} = m_k - \varepsilon_k \gamma_k$. Dans le cas de quasi-Newton, on a $\varepsilon_k = 1, \forall k$. γ_k est donc la direction de plus grande pente pour la fonction $S(m)$ au point m_k , S étant la fonction écart (*Inverse Problem Theory, Tarantola 87*).

Après calculs (*Inverse Problem Theory, Tarantola 87*), on obtient la formulation suivante:

$$m_{n+1} = m_n - \left[G_n^T C_d^{-1} G_n + C_m^{-1} \right]^{-1} \left[G_n^T C_d^{-1} (g(m_n) - d_{obs}) + C_m^{-1} (m_n - m_{priori}) \right]$$

(B-2-1)

C_d est la matrice de covariance sur les données établie en première partie, C_m est la matrice de covariance sur le modèle, d_{obs} est la matrice de données et m , la matrice représentant le modèle. Selon cette formulation, la fonction S minimise les écarts entre les données et les valeurs a-priori.

On peut compléter l'équation en incluant, dans C_d , une matrice de covariance C_t qui décrit les incertitudes de la modélisation. La relation resterait la même excepté que C_d est remplacé par $C_d + C_t$.

3- La matrice C_t

La matrice C_t contient l'incertitude sur la bathymétrie qui intervient dans la relation physique. Il y a évidemment d'autres sources d'incertitude sur la relation physique entre les paramètres du modèle et les données. Il y a les différents paramètres du modèle de lithosphère de référence que l'on se donne, comme les différentes densités et profondeurs de référence. L'incertitude sur la bathymétrie étant le terme dominant, seule celle-ci a été considérée dans cette étude.

On a:

$$\Delta g(r') = G * \sum_r [(\rho_L - \rho_W) * b(r) * \Delta\Omega(r) * p_1(r' - r) + \{ (\rho_L - \rho_2) * p_2(r' - r) + (\rho_2 - \rho_M) * p_3(r' - r) \} * \Delta\Omega(r) * A * \sum_{r''} \text{Kei}\left(\frac{r - r''}{\alpha} \sqrt{2}\right) * b(r'') * \Delta\Omega(r'')]]$$

On veut avoir une formule de la forme : $\Delta g(r) = \mathbb{A} * b(r)$.

Comme les indices des \sum sont muets, on peut les inter-changer ($r \leftrightarrow r''$). Ce qui nous permet, ensuite, de permuter les deux signes \sum et de mettre, ainsi, la bathymétrie en facteur. Cela donne la relation suivante:

$$\begin{aligned} \Delta g(r') &= G * \sum_r [(\rho_L - \rho_W) * b(r) * \Delta\Omega(r) * p_1(r' - r) + \sum_{r''} \text{Kei}\left(\frac{r'' - r}{\alpha} \sqrt{2}\right) * \{ (\rho_L - \rho_2) * p_2(r' - r'') + (\rho_2 - \rho_M) * p_3(r' - r'') \} * \Delta\Omega(r'') * A * b(r) * \Delta\Omega(r)] \\ &= G * \sum_r [(\rho_L - \rho_W) * p_1(r' - r) + A * \sum_{r''} \text{Kei}\left(\frac{r'' - r}{\alpha} \sqrt{2}\right) * \{ (\rho_L - \rho_2) * p_2(r' - r'') + (\rho_2 - \rho_M) * p_3(r' - r'') \} * \Delta\Omega(r'')] * \Delta\Omega(r) * b(r) \\ &= \mathbb{A}(r, r') * b(r). \end{aligned} \quad (\text{B-2-2})$$

La matrice \mathbb{A} constitue la matrice de passage de la matrice de covariance des erreurs de la bathymétrie vers la matrice de covariance dans l'espace des données:

$$\sigma_g \sigma_g^t = \mathbb{A} \sigma_b \sigma_b^t \mathbb{A}^t$$

σ_g est l'incertitude sur la gravimétrie due à σ_b qui est l'incertitude sur la bathymétrie. On obtient donc: $C_t = \mathbb{A} \Sigma_b \mathbb{A}^t$ (B-2-3)

Cette matrice est obtenue dans l'espace des données. Elle remplace une fonction identique à la matrice C_d , puisque qu'elles expriment, toutes les deux, la partie des données qui ne pourrait être restituée par le modèle.

4- Les matrices de covariance à priori C_m , à postérieure C_m' et de résolution R

L'information à priori, qui comprend l'incertitude sur la solution a-priori, est exprimée sous la forme d'une matrice de covariance C_m (cf. § 3-b). La matrice de covariance à-postérieure est donnée par la formulation suivante (Tarantola, 1987): $C_m' = \left[G_N^t * (C_d + C_t)^{-1} * G_N + C_m^{-1} \right]^{-1}$, N est la dernière itération avant la convergence. Elle permet d'obtenir la matrice de Résolution:

$$R = Id - C_m' * C_m^{-1}.$$

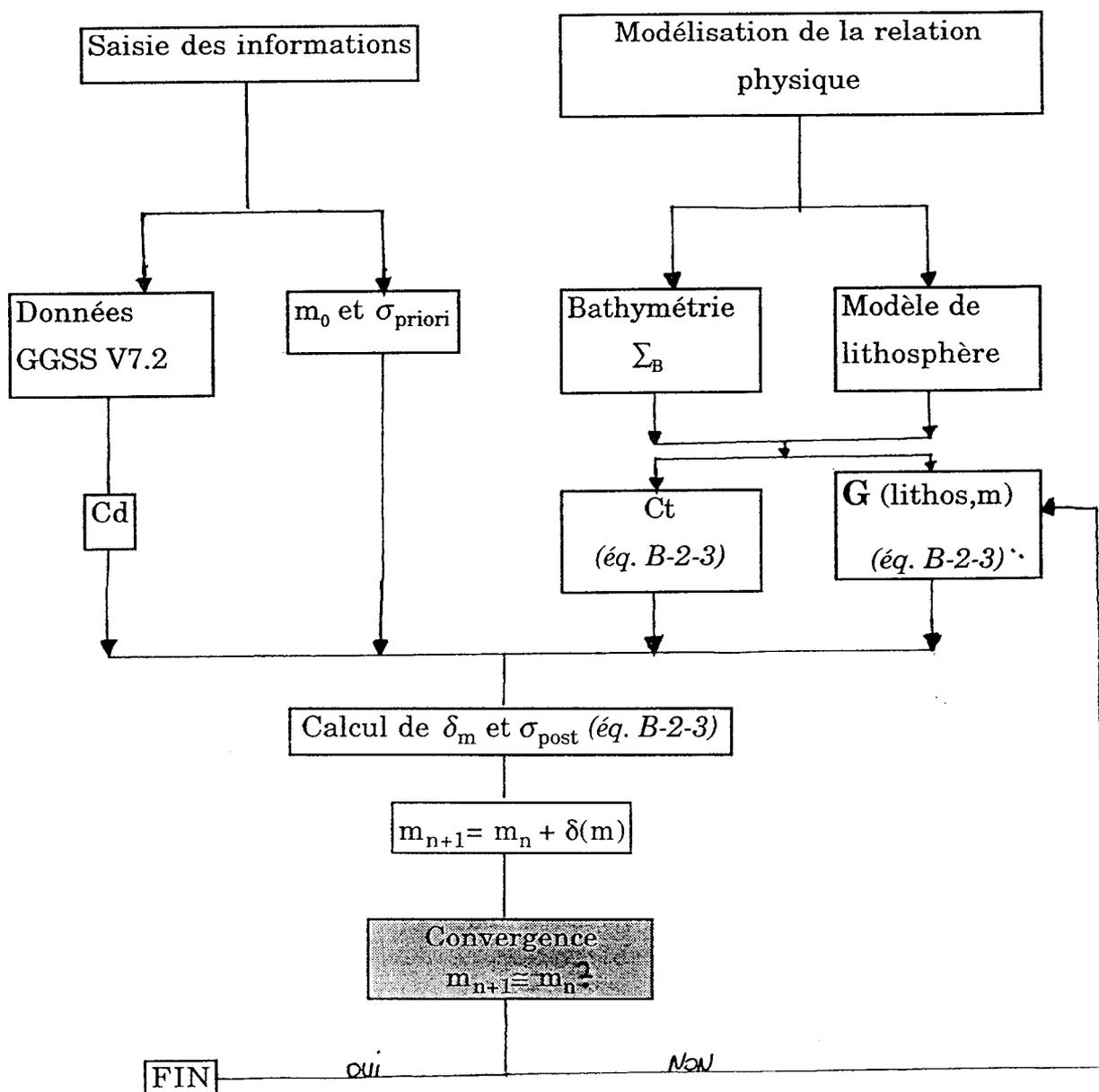
Ces matrices apportent, toutes deux, des informations sur le résultat final. La première donne l'incertitude de chaque paramètres du modèle à-postérieure. La trace R telle que, $Tr(I) = Tr(R) + Tr(C_m' * C_m^{-1})$, peut être interpréter comme suit:

$$\begin{bmatrix} \text{Nombre total} \\ \text{de paramètres} \\ \text{du modèle} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \text{Nombre de paramètres} \\ \text{résolus grâce aux données} \\ \text{gravimétriques} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \text{Nombre de paramètres} \\ \text{résolus grâce au modèle} \\ \text{a - priori} \end{bmatrix}$$

Il est donc intéressant de calculer ces deux matrices pour mieux comprendre les résultats obtenus.

C- Programmation.

1- Schéma de présentation:



2- Fonctionnement du programme:

On rentre un jeu de données gravimétriques, en l'occurrence, les données grillées de David Sandwell, leur incertitude qui permet d'avoir C_d , et une grille de données bathymétriques. Ces deux grilles ne sont pas obligatoirement identiques. On rentre, ensuite, les données bathymétriques enregistrées en mer lors de campagnes bateaux, que l'on mixe avec la bathymétrie grillée. Parallèlement, se construit la matrice d'incertitudes, sur la gravimétrie, déduite de la relation physique directe liant la bathymétrie à la gravimétrie qui permettra de calculer la matrice C_t .

On rentre les incertitudes qu'on se donne sur le modèle, ce qui permet d'obtenir C_m .

On calcule la matrice G , qui représente, donc, la relation physique linéarisée entre les données du problème et le modèle. On peut calculer le premier facteur de la formule:
$$\left[G^t * (C_d + C_t)^{-1} * G + C_m^{-1} \right]^{-1}.$$

On calcule le deuxième facteur que l'on nomme vecteur innovation: $\left[G^t * C_d^{-1} * (g(m) - d) + C_m^{-1} (m - m_o) \right]$. Pour calculer $g(m)$, on fait appel à une subroutine qui calcule directement la gravimétrie à partir des paramètres de lithosphère que l'on aura entré et qui sont réactualisés grâce aux paramètres du modèle (m) qui évoluent à chaque itération.

On obtient, donc, la "correction" sur le modèle, $\delta(m)$, qui est le produit des deux facteurs précédents. On corrige ainsi le modèle.

Le programme s'arrête au moment où il y a convergence, c'est-à-dire, quand le modèle n'évolue plus.

Pour chaque cas, nous avons calculé la matrice de covariance a-posteriori C_m' et la matrice de Résolution R .

Nous avons fait deux programmes distincts: Le premier pour tester la méthode avec des données synthétiques et le second pour traiter les données réelles (cf. annexe).

3- Etudes du programme avec des données synthétiques:

a) Introduction:

On considère le cas d'un mont sous-marin de 3500 m de hauteur sur une région de 1 degré sur 1 degré. Ce mont est modélisé avec une exponentielle décroissante anisotrope pour mieux faire ressortir les problèmes d'interpolation.

Le programme saisit les données de bathymétrie et calcule la gravimétrie correspondante. Pour se placer dans un cas un peu plus réaliste, on introduit du bruit sur les données gravimétriques et bathymétriques, à l'aide d'une fonction aléatoire (5mGal sur la gravimétrie et 100m sur la bathymétrie). Nous avons donc, ainsi, les données et le modèle à rechercher.

Les valeurs à retrouver sont:
$$\begin{cases} \rho = 2700 \text{ kg/m}^3 \\ T_e = 20 \text{ km} \end{cases}$$

b) Tests sur les différents termes de la méthode:

*** La matrice G:**

Dans un premier temps, nous avons vérifié que les résultats du modèle suivaient bien la formule quasi-linéaire :

$$g(m_{n+1}) \cong g(m_n) + G^*(m_{n+1} - m_n).$$

Ensuite, nous avons testé les différents paramètres de l'équation (B-1-3) pour comprendre l'influence de chaque terme, soit:

* Le modèle à-priori:

Nous nous sommes donnés plusieurs modèles à priori de façon à étudier l'allure de chaque convergence, selon chaque cas, et voir avec quelle précision, on se rapproche de la solution.

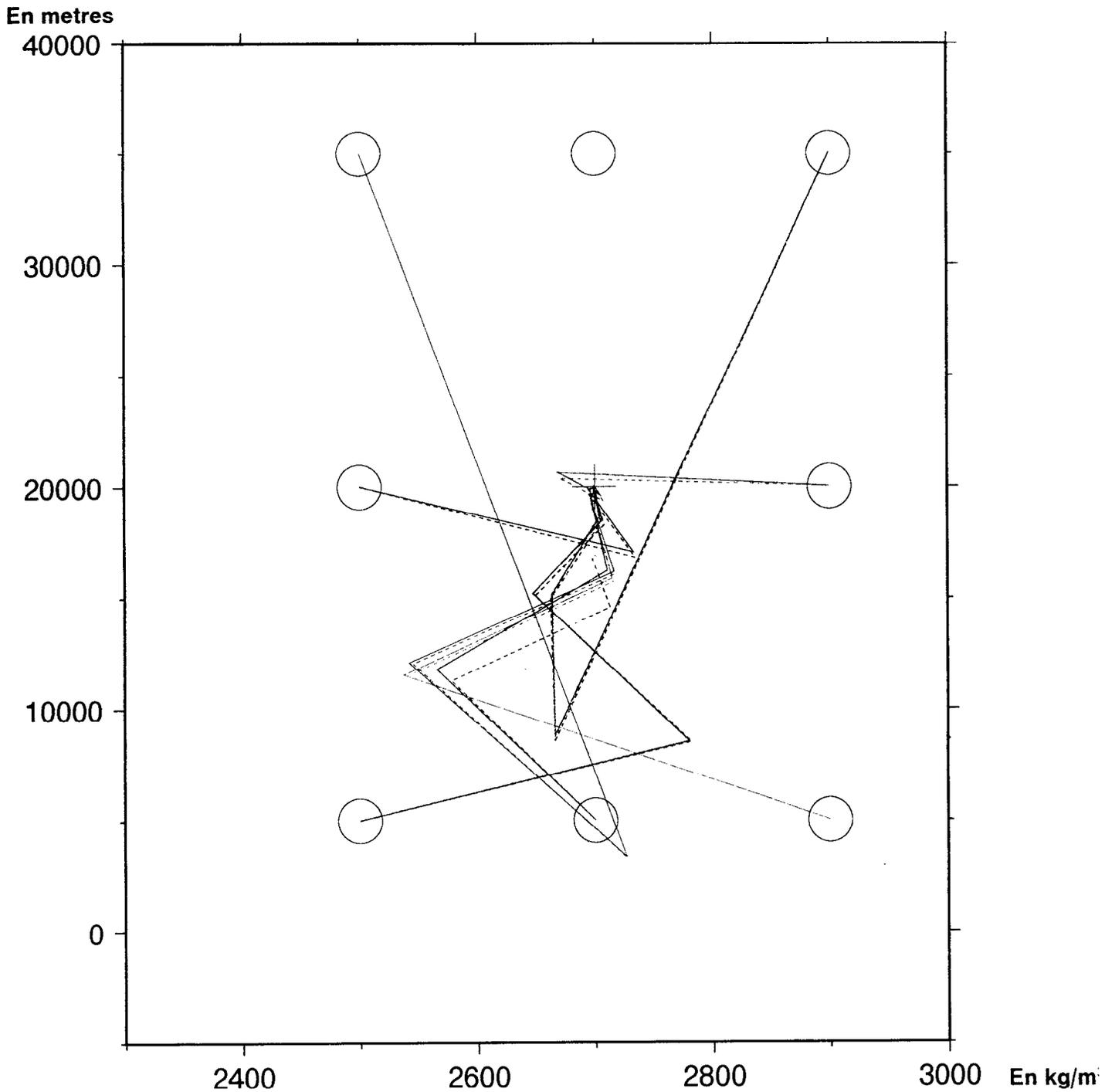
modèle de départ densité / T_e		Normal		Avec une gravimétrie polluée		Avec une bathymétrie et une gravimétrie polluées	
2500	5 km	2700	19.999	2701	19.745	2704	19.43
2500	20 km	2699	20.0	2701	19.775	2703	19.406
2500	35 km	2699	20.001	2701	19.807	2703	19.46
2700	5 km	2700	19.998	2702	19.736	2704	19.401
2700	35 km	2699.99	20.001	2701	19.8	2703	19.458
2900	5 km	2700	19.998	2702	19.729	2704	19.39
2900	20 km	2700	19.99	2701	19.762	2704	19.421
2900	35 km	2699.99	20.001	2701	19.793	2703	19.450

Tableau3-1: Résultats du programme avec plusieurs modèles à priori sachant que le modèle à retrouver a une densité de 2700 kg/m³ et une épaisseur élastique de 20 km.

D'après les figures II-1 et II-2 et le tableau de résultats ci-dessus, on constate que lorsqu'on se donne un modèle à priori dont $T_{e,prio} < T_e$ et $\rho_{L,prio} < \rho_L$, la convergence est plus directe. L'épaisseur élastique, qui a tendance à bien osciller dans les autres cas, converge de façon stable, aussi stable que ρ_L , qui l'est dans tous les cas: elle compense l'écart qu'il y a entre le modèle à priori et le modèle final pour que la densité puisse converger directement sans osciller.

Test direct: Arrivée a $T_e=20$ km et $\rho_0=2700$ kg/m³

(En trait continu: Données avec un bruit nul et
en trait discontinu: Données avec un bruit de 2 mGal)



Depart:

$T_e=20$ km et $\rho_0=2500$ kg/m³
 $T_e=20$ km et $\rho_0=2900$ kg/m³
 $T_e=5$ km et $\rho_0=2700$ kg/m³

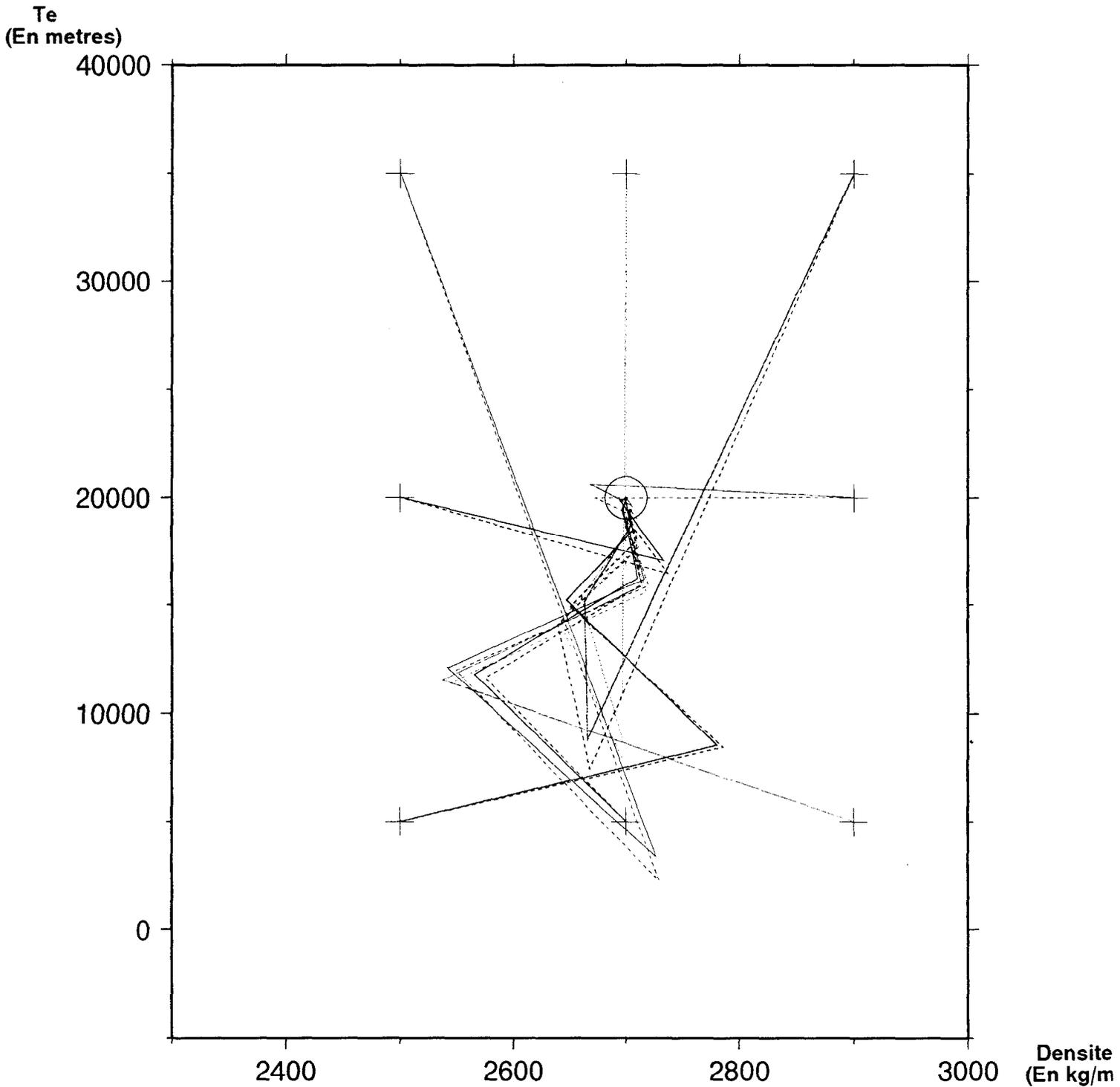
$T_e=5$ km et $\rho_0=2900$ kg/m³
 $T_e=35$ km et $\rho_0=2500$ kg/m³
 $T_e=5$ km et $\rho_0=2500$ kg/m³
 $T_e=35$ km et $\rho_0=2900$ kg/m³

figure II-1

Influence du bruit gravimétrique et bathymétrique

Objectif: $T_e=20$ km et $\rho_0=2700$ kg/m³

(On représente trait continu les données sans bruit et en trait discontinu les données avec un bruit de 5 mgal sur la gravi et de 100 m sur la bathy)



Points de depart:

$T_e=20$ km et $\rho_0=2500$ kg/m³
 $T_e=20$ km et $\rho_0=2900$ kg/m³
 $T_e=5$ km et $\rho_0=2700$ kg/m³
 $T_e=35$ km et $\rho_0=2700$ kg/m³

$T_e=5$ km et $\rho_0=2900$ kg/m³
 $T_e=35$ km et $\rho_0=2500$ kg/m³
 $T_e=5$ km et $\rho_0=2500$ kg/m³
 $T_e=35$ km et $\rho_0=2900$ kg/m³

figure II-2

On remarque que la densité est moins affectée par la pollution de la bathymétrie ou de la gravimétrie, que à l'épaisseur élastique qui est inférieure à la valeur recherchée, dans presque tous les cas.

La méthode fonctionne bien dans tous les cas de figures et encore mieux (de façon plus efficace) pour des valeurs du modèle à priori inférieures à celles du modèle recherché. Le bruit utilisé pour ces tests est proche de l'erreur caractéristique de GGSS 7.2. Les bons résultats obtenus avec la gravimétrie polluée nous permettent d'utiliser les données GGSS V7.2.

* La matrice C_m :

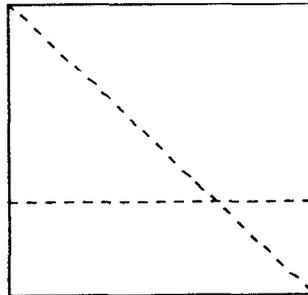
C_m est la matrice de covariance sur le modèle a-priori. Les valeurs de cette matrice constituent l'information d'incertitude que l'on a sur le modèle de départ. En faisant quelques essais avec plusieurs valeurs, allant de 10 à 1000 kg/m³ pour la densité du mont et de 1 à 30 km pour l'épaisseur élastique, on s'est rendu compte qu'elle intervenait très peu dans la résolution du problème. Le modèle à-priori intervient lui-même aussi très peu. On verra plus loin, avec les matrices de résolution R, que la méthode prend en compte essentiellement les données gravimétriques et non le modèle à-priori pour résoudre le problème.

* La matrice C_d :

Dans le premier chapitre de notre étude, nous avons constaté que les données grillées GGSS version 7.2 étaient de bonne qualité pour des longueurs d'onde supérieures à 10 km et avaient, dans ce cas, une incertitude de 5 à 6 mGal. Nous avons donc pris cette valeur comme incertitude sur nos données dans la matrice C_d .

* La bathymétrie et la matrice C_f :

Nous avons extrait deux profils de la grille bathymétrique simulée situées comme le schéma l'indique:



Le reste de la bathymétrie est interpolée par une fonction d'interpolation gaussienne du logiciel GMT. Plusieurs cas de degré d'erreur sur la bathymétrie ont été considérés:

- $b(r) = \text{bathy}_{\text{simulée}}$

- $b(r) = \text{bathy}_{\text{interpol}}$

- $b(r) = 0.5 (\text{bathy}_{\text{interpol}} + \text{bathy}_{\text{simulée}})$

Les bathymétries obtenues par interpolation sont assez différentes de la bathymétrie originale puisque celle-ci est anisotrope (voir figure n°3).

Rôle de Σ_b :

Un premier test nous a permis de comprendre l'influence de Σ_b sur les résultats obtenus. On a pris la bathymétrie connue à laquelle on a

associé un Σ_b de 20 m (caractéristique de l'erreur sur les mesures bateau récentes) puis de 500 m sur toute la bathymétrie.

Σ_b	Bathymétrie vraie	
	ρ_L	T_e
20	2700	19.988
500	2688	16.849

Tableau3-2: Tests sur Σ_b , avec un modèle à-priori de 2500 kg/m³ et de 5 km.

Σ_b intervient de façon conséquente dans la résolution du problème. Lorsque la bathymétrie est bonne, le fait de mettre 500m sur Σ_b induit en erreur la convergence du programme qui ne prend pas la bathymétrie comme fiable et donc limite la convergence. En mettant 20m sur Σ_b , on s'aperçoit que ca n'a pas trop d'influence: c'est donc, une bonne valeur pour les données bathymétriques mesurées en mer que l'on va utiliser par la suite.

On a mis une valeur d'incertitude sur les données gravimétriques de 0,000001 pour qu'il ne reste vraiment que l'influence de la matrice C_t .

Dans le cas où l'on considère C_t , les valeurs sur Σ_b sont de 20m sur la bathymétrie connue et de 500m sur la bathymétrie interpolée.

Recherche avec ou sans C_t	Bathymétrie vraie		Bathymétrie interpolée à moitié		Bathymétrie complètement interpolée	
Sans C_t	2700	19.999	2850	12.076	2638	15.197
Avec C_t	2700	19.877	2674	23.530	2569	26.942

Tableau3-3: Tests sur la bathymétrie à priori, avec ou sans la matrice C_t , avec un modèle à priori de 2700 kg/m³ et de 10 km.

Les résultats ci-dessus montrent une forte influence sur la convergence du modèle. Plus $b(r)$ est loin de la bathy_{simulée}, plus la densité s'éloigne du modèle vrai et devient de plus en plus petite. L'épaisseur élastique a tendance à compenser la faible valeur de la densité et, donc, devient plus importante.

Le calcul de la matrice de covariance a-posteriori et de la matrice de résolution montre la quantité de paramètres du modèle résolus et la précision du résultat final.

	Bathymétrie vraie		Bathymétrie interpolée à moitié		Bathymétrie complètement interpolée	
	sans C_T	avec C_T	sans C_T	avec C_T	sans C_T	avec C_T
Trace(R)	1.999	1.986	1.999	1.978	1.999	1.9747
σ_p' (kg/m ³)	0.2	12.8	0.247	12.06	0.25	11.87
σ_{Te}' (en m)	19.2	1000	8.57	1250	12.28	1470

Tableau3-4: Calculs de la trace de la matrice de résolution R et des incertitudes du modèle à-posteriori des cas précédants.

La trace de R est égale à 1.98 en moyenne, ce qui montre que la résolution des paramètres du modèle est essentiellement due aux données gravimétriques. On obtient des valeurs de σ_p' et σ_{Te}' excellentes, ce qui est un peu normal avec un modèle synthétique. Cela montre, tout de même, que le programme converge avec une bonne résolution.

Bathymétrie quasi-inexistante:

Nous avons voulu voir le comportement du programme avec une bathymétrie complètement erronée. Le résultat nous a montré que le programme ne convergeait plus mais oscillait entre deux valeurs bien distinctes.

En conclusion, une **mauvaise bathymétrie** entraîne directement de mauvaises valeurs de T_e et ρ_L : T_e n'est fiable que si la densité reste réaliste.

Nous allons étudier la méthode avec des cas réels en prenant des valeurs à priori du modèle le plus réaliste possible.

4- Etudes du programme avec des données réelles:

L'intérêt de ce travail est de pouvoir appliquer la méthode de Newton à des cas réels. L'étude plus approfondie des différents termes de cette méthode a permis de savoir quelles étaient les valeurs de C_d , C_m , Σ_b et du modèle à priori, les plus appropriées ou les plus physiques possible. On a donc pris:

- $C_d = 5 \text{ mGal}$

- $C_m = \begin{cases} 100 \text{ kg/m}^3 \text{ sur } \rho_L \\ 10 \text{ km sur } T_e \end{cases}$

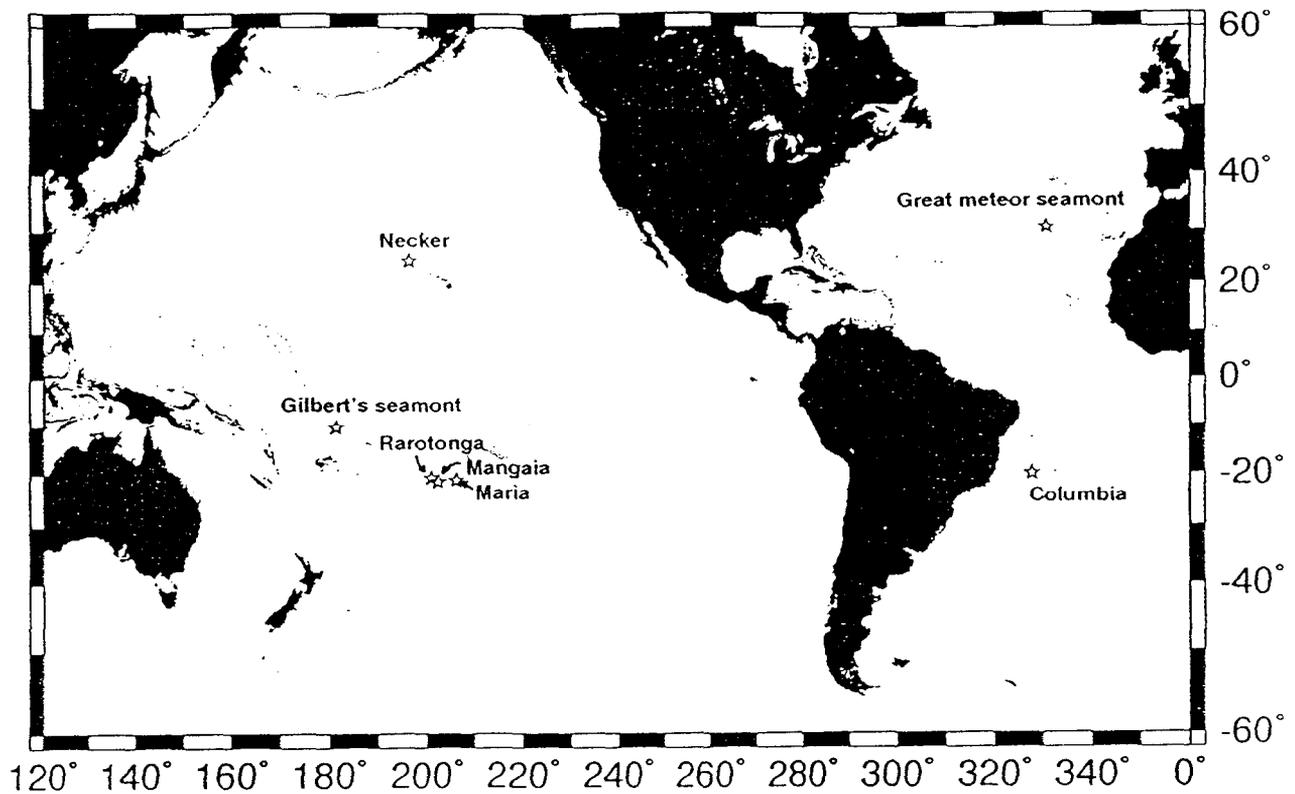
- $\Sigma_b = \begin{cases} 20 \text{ m sur les donn es bathymetriques} \\ 1000 \text{ m sur les donn es bathymetriques interpoles} \end{cases}$

$$- m_0 = \begin{cases} \rho_L = 2700 \text{ kg/m}^3 \\ T_e = 10 \text{ km} \end{cases}$$

Nous avons choisis plusieurs monts sous-marins dans les études précédentes, répartis sur l'ensemble du domaine océanique, ce qui nous permettait de comparer nos résultats. Ces monts proviennent essentiellement de volcanismes intraplaques de points chauds ou considérés comme tels:

- Dans le Pacifique sud: Maria, Rarotonga et Mangaia.
- Dans l'Atlantique nord: Great meteor seamont.
- Dans l'Atlantique sud: Columbia.
- Dans le Pacifique sud: un mont que l'on nommera Gilbert's seamont.
- Dans la chaîne hawaiienne: Necker.

Nous avons tracé pour chaque île, la carte de situation individuelle, la bathymétrie et la gravimétrie grillées considérés pour cette étude de cas, les profils EM, une coupe passant par le sommet du mont: Celle-ci représente les profils gravimétriques du modèle a-priori, du modèle a-posteriori, des données GGSS et, dans certains cas, le profil gravimétrique de la référence à laquelle on compare nos résultats.



Carte de situation générale

Les résultats des 3 îles de la chaîne des Cook (*Maria*, *Rarotonga* et *Mangaia*), de *Columbia* et de *Necker* seront comparés aux travaux de S. Calmant (1987), et le cas échéant à ceux de Lambeck (1981) et Lambeck et Coleman (1982). S. Calmant a fait son étude avec un modèle de lithosphère élastique en fixant la densité du mont sous-marin à 2800 kg/m^3 . Lambeck et Coleman ont présenté des estimations d'épaisseurs élastiques obtenues à partir d'un modèle de lithosphère viscoélastique, faisant varier en plus le taux de remplissage des bassins flexuraux (de 75 à 100%).

Great meteor seamount a été étudié par A.B. Watts en 1975. Par comparaison entre la gravimétrie calculée et les profils gravimétriques enregistrés en mer qu'il possédait, il a déterminé à partir d'un modèle de lithosphère élastique, l'épaisseur élastique la plus appropriée pour ce mont sous-marin.

Le dernier mont, *Gilbert's seamount*, n'a jamais fait l'objet d'une telle étude et n'a donc pas de comparaison possible.

Pour des raisons informatiques, nous n'avons pas pu prendre un pas de grille inférieur à 0.1° .

4-1) Cas de Mangaia

Cette île se situe à une longitude de 157.9°W et une latitude de 21.9°S dans la chaîne des îles Cook dans le Pacifique central sud. Elle est située sur une lithosphère de 85 Ma ($\pm 5\text{Ma}$).

Modèle de lithosphère utilisé:

- densité de la couche 2: 2800 kg/m^3
- densité de la couche 3: 2800 kg/m^3
- densité du manteau: 3400 kg/m^3
- densité de l'eau: 1020 kg/m^3
- profondeur de référence: 5300 m
- épaisseur de la couche 2: 2000 m
- épaisseur de la couche 3: 4000 m

→ Nous trouvons en prenant un pas de grille de 0.1° pour la grille bathymétrique et pour la grille gravimétrique:

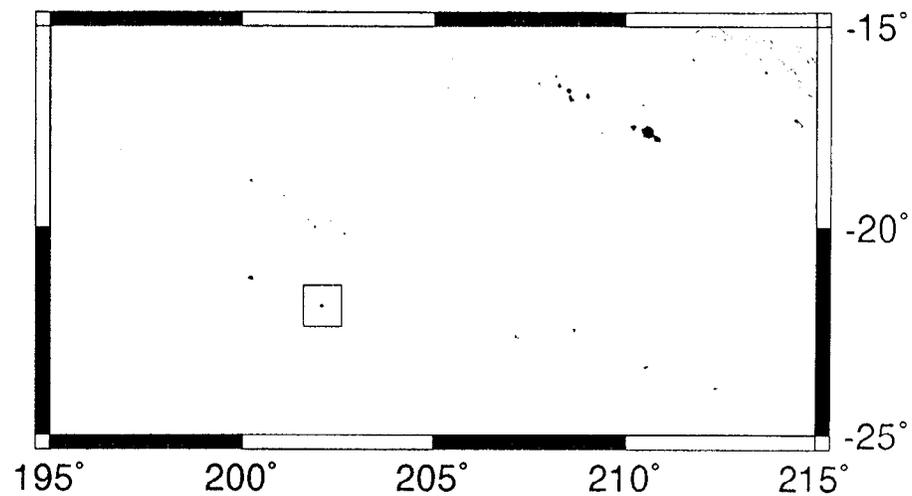
études	Densité du mont (en kg/m^3)	épaisseur élastique (en km)
Calmant (1987)	2800	8.0 ± 1.0
Lambeck* (1981)		7.0
Cette étude (1996)	2291	12 ± 1.3

Tableau 4-1: Résultats du calcul de la densité du mont et de l'épaisseur élastique avec une comparaison avec les résultats de S. Calmant pour Mangaia.

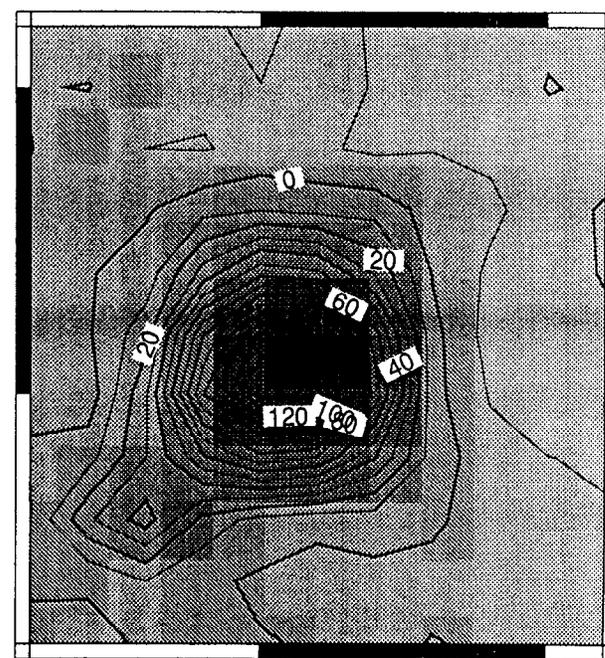
* cité par S. Calmant dans sa thèse (1987).

Mangaia

Carte de situation

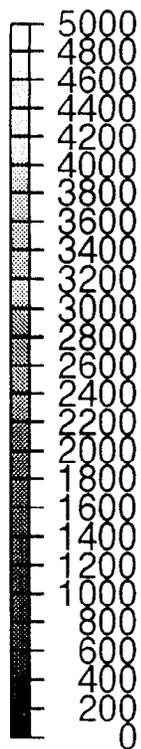


Grille et profils (en blanc) de Bathymetrie (metres)

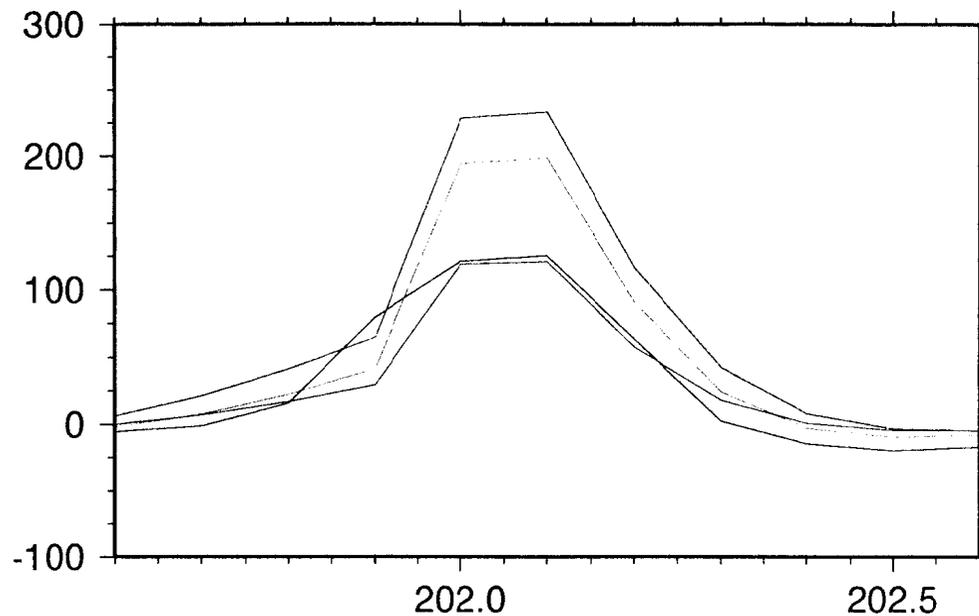


Gravimetrie GGSS V7.2 (mGal)

72
figure mg1

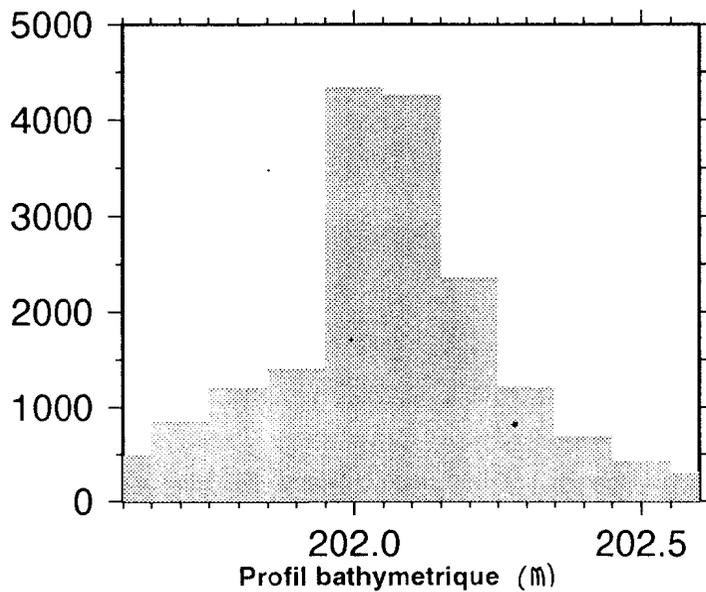


Mangaia

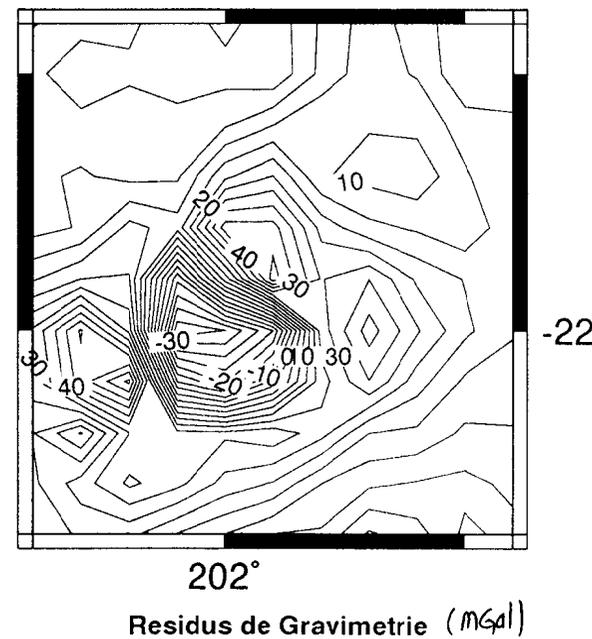


GGSS V7.2
Solution a-priori
Solution a-posteriori
Calmant et al., 1991

Profil gravimetrique (mgal)



Profil bathymetrique (m)



Residus de Gravimetrie (mgal)

Commentaires: On remarque que la signature gravimétrique du modèle a-posteriori suit très bien le profil gravimétrique GGSS (cf. Figure mg2). Néanmoins la densité trouvée apparaît notablement trop faible. C'est pourquoi, nous avons aussi voulu tester le calcul de la gravimétrie.

Vérification du calcul direct de la gravimétrie:

Nous avons remarqué que le calcul direct de la gravimétrie, à partir d'une bathymétrie et d'un modèle de lithosphère, nous donnait des valeurs un peu trop importantes que ce que l'on attendait. Nous avons donc changé le calcul en diminuant le pas de la grille de calcul, à la verticale et légèrement autour, du point considéré, dans les calculs de la déflexion et de la gravimétrie.

Avec ce nouveau calcul, nous avons trouvé des valeurs de résidus de gravimétrie encore importants. Nous avons donc vérifié le calcul direct de la gravimétrie à l'aide du calcul d'un autre chercheur qui utilise une méthode complètement différente, par transformées de Fourier. On constate, que les résultats obtenus sont identiques, à une constante près. Celle-ci est sûrement due à des valeurs différentes des profondeurs de référence. Les faibles densités que l'on trouve ne sont donc pas dues au calcul direct de la gravimétrie.

Résultats des tests complémentaires:

Nous avons fait quelques tests pour essayer d'améliorer le résultat ce qui nous a permis de comprendre le comportement du programme dans un cas réel (cf. tableau 1bis ci-dessous et figure mg3 en annexe). Les résultats présentés dans le tableau ci-dessous, viennent des tests suivants (dans l'ordre):

- Résultats normal avec les valeurs citées au début.
- Même calcul sans la matrice Ct.
- Σ_b qui a normalement une valeur de 1000 m sur la bathymétrie mal connue est, dans ce cas, de 500 m.
- Nous avons réduit la grille gravimétrique pour ne prendre que le mont lui-même.

- Avec une bathymétrie à laquelle on a superposé une ondulation grande longueur d'onde de type exponentielle pour simuler une erreur de bathymétrie de référence.
- Avec un recalage sur la gravimétrie de 10 mGal qui représente le biais moyen entre les données GGSS et la signature gravimétrique du modèle a-posteriori.

Tests effectués	Densité du mont (en kg/m^3)	épaisseur élastique (en km)
Résultat final	2291	11.479 ± 1.2
Calcul sans Ct	1983	9.545 ± 4.0
Avec un Σ_b de 500	2248	9.184 ± 0.12
Avec une gravi réduite	2326	9.513 ± 1.0
Avec défaut de bathy important sans Ct	1975	23.782 ± 1.5
Recalage de la gravi	2006	14.130 ± 1.0

Tableau 4-1bis: Résultats des différents tests du calcul de la densité du mont et de l'épaisseur élastique pour Mangaia.

Commentaires: Les différents tests effectués nous ont montré que:

- L'utilité de la matrice Ct est vérifiée tout en faisant attention à la valeur que l'on doit mettre sur le Σ_b qui ne doit pas être trop important sur les données bathymétriques peu connues.

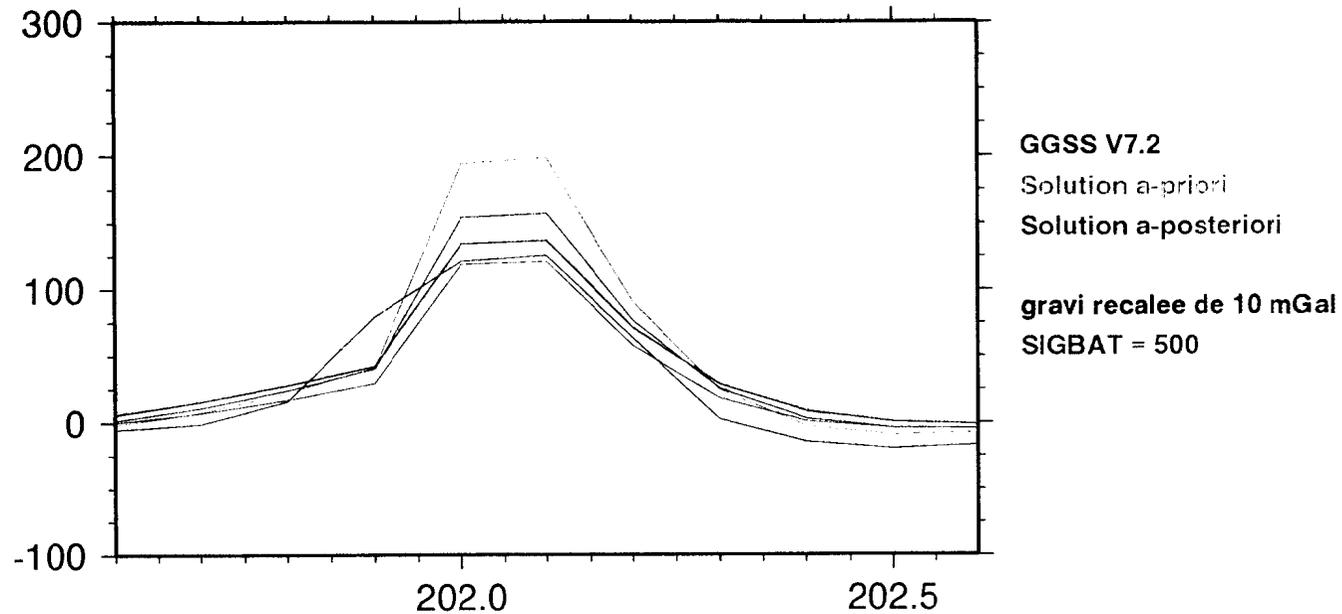
- un **recalage sur la gravimétrie** entraîne un changement important surtout sur l'épaisseur élastique.

- En **réduisant la grille gravimétrique** au minimum de façon à ne garder que l'anomalie du mont, le modèle final trouvé se rapproche du résultat attendu.

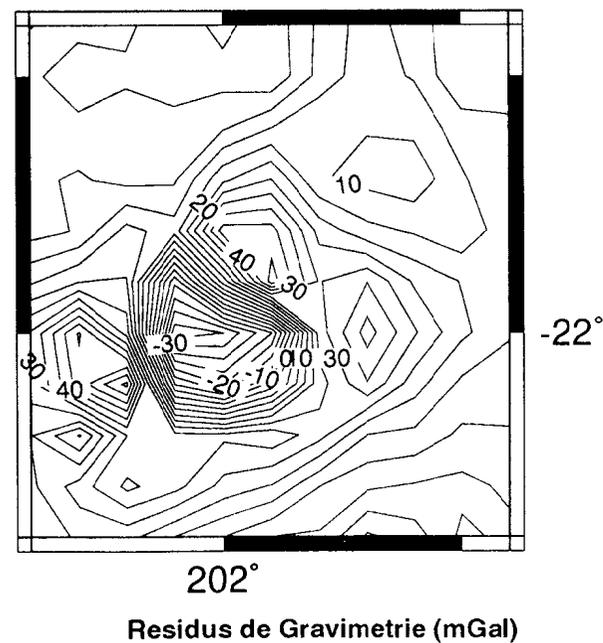
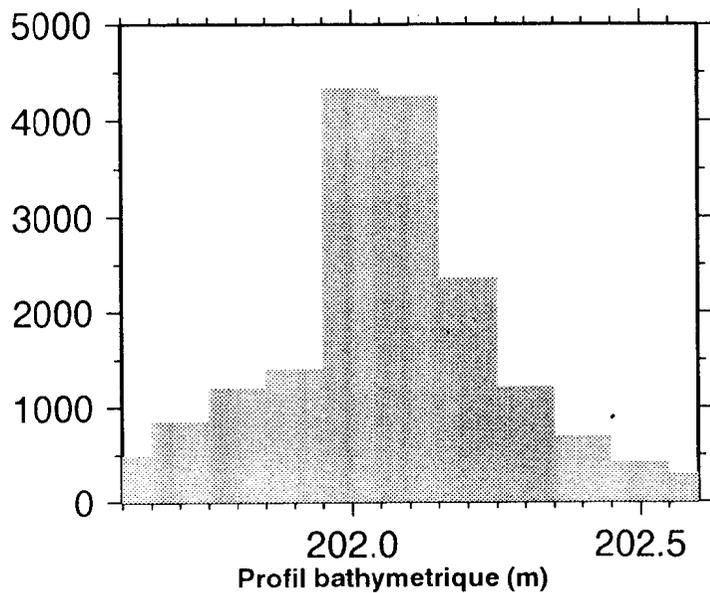
- La **bathymétrie** est, comme on a pu le constater dans les exemples synthétiques, l'**élément essentiel** à la bonne réalisation de la méthode.

Remarque importante: Dans tous les cas de figure, la densité a-posteriori reste assez faible. Ceci est probablement une conséquence de l'hypothèse faite sur la densité du matériau remplissant le bassin flexural. En effet, la

Mangaia



Profil gravimetrique (mGal)



75
figure mg3

valeur a-posteriori du paramètre ρ_L représente la densité globale de l'ensemble volcan+bassin flexural et la densité effective des sédiments accumulés dans le bassin flexural est nettement inférieure à celle du volcan lui-même (Watts et Ten Brink, 1989). Cette influence de la densité des sédiments sur la valeur a-posteriori de ρ_L est d'autant plus importante que l'on travaille sur des grilles (voir aussi Filmer et al., 1993), alors que l'ensemble des études précédentes faisant des ajustements sur profils. Une même remarque s'applique pour les autres cas réels.

4-2) Maria

Cette île se situe à une longitude de 154.7°W et une latitude de 22°S dans la chaîne des îles Cook dans le Pacifique central sud. Elle est située sur une lithosphère de 65 Ma (± 5 Ma).

Modèle de lithosphère utilisé:

- densité de la couche 2: 2800 kg/m³
- densité de la couche 3: 2800 kg/m³
- densité du manteau: 3400 kg/m³
- densité de l'eau: 1020 kg/m³
- profondeur de référence: 4900 m
- épaisseur de la couche 2: 2000 m
- épaisseur de la couche 3: 4000 m

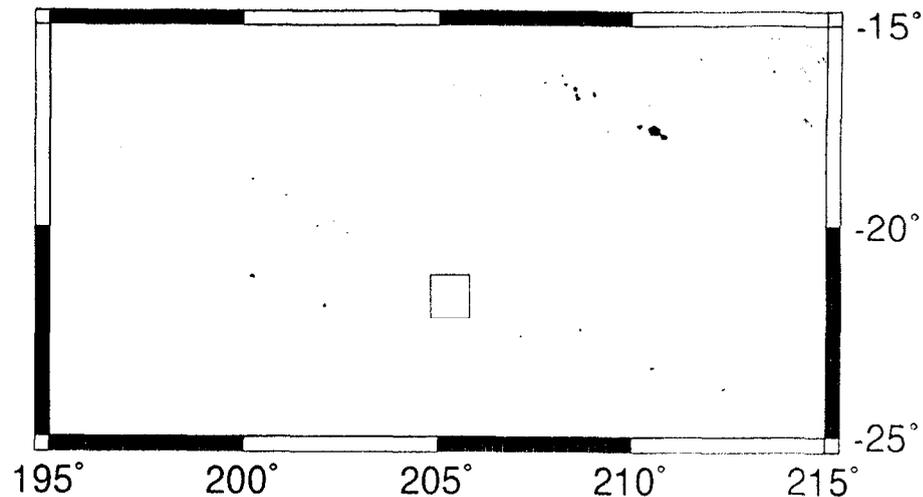
études	Densité du mont (en kg/m ³)	épaisseur élastique (en km)
Calmant (1987)	2800	10.5 \pm 0.5
Cette étude (1996)	2291	11.479 \pm 1.0

Tableau 4-2: Résultats du calcul de la densité du mont et de l'épaisseur élastique avec une comparaison avec les résultats de S. Calmant pour Maria.

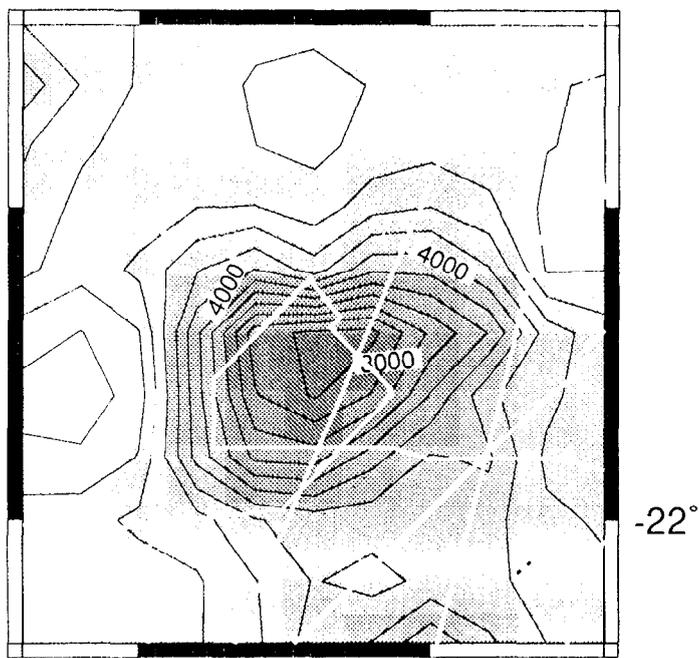
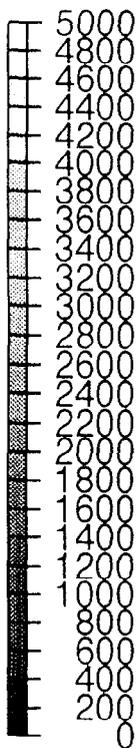
Commentaires: C'est un mont assez petit: il culmine à -2500m et a une envergure très moyenne. Sa bathymétrie n'est pas très conséquente et, de plus, il y a très peu de profils bateau dans cette région (cf. figure ma1 en Annexe). Cela donne une grille de bathymétrie qui suit moyennement la grille GGSS.

María

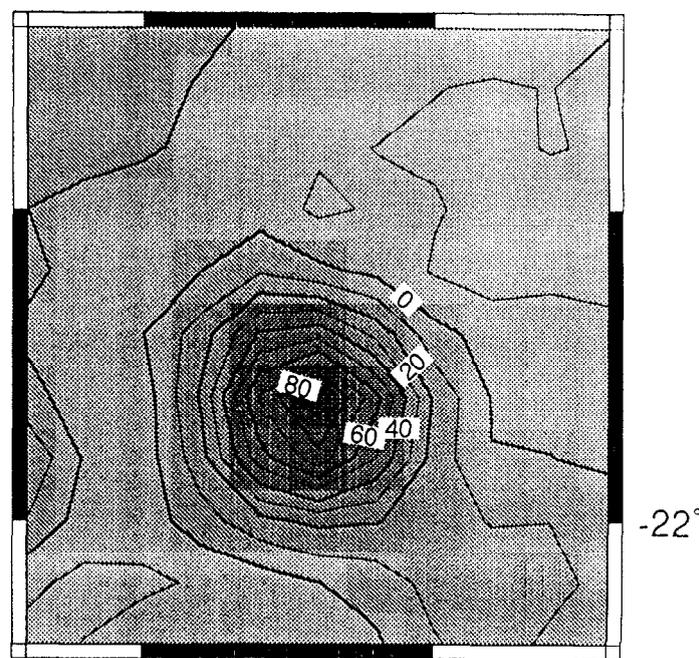
Carte de situation



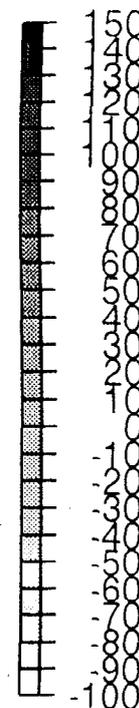
tt
figure ma1



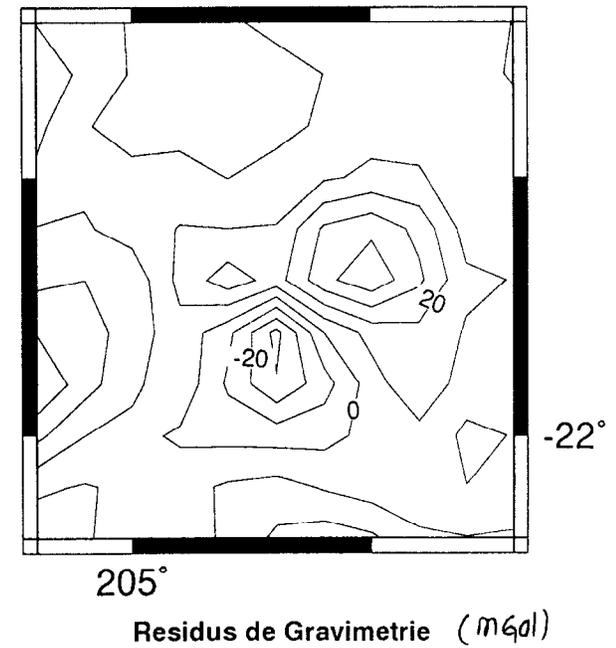
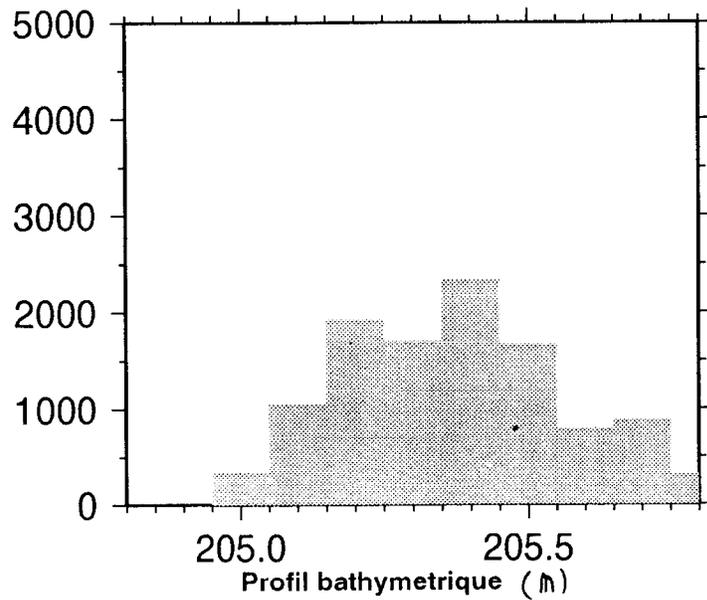
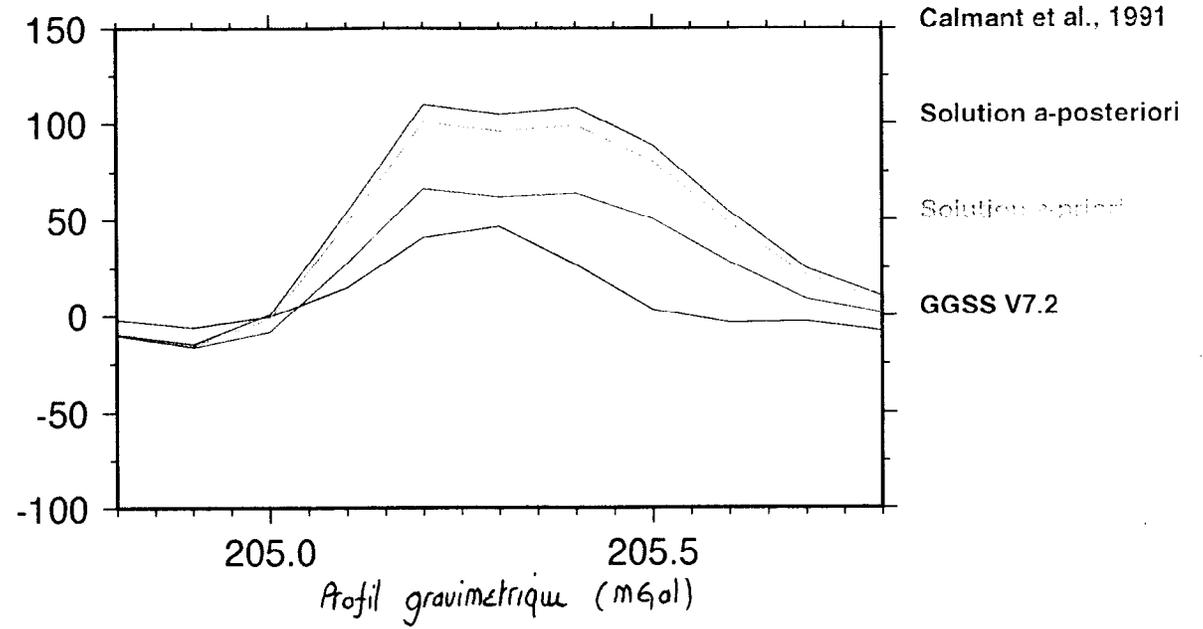
Grille et profils (en blanc) de Bathymetrie (metres)



Gravimetrie GGSS V7.2 (mGal)



Maria



4-3) Rarotonga

Cette île se situe à une longitude de 159.8°W et une latitude de 21.2°S dans la chaîne des îles Cook dans le Pacifique central sud. Elle est située sur une lithosphère de 85 Ma (± 5 Ma).

Modèle de lithosphère utilisé:

- densité de la couche 2: 2800 kg/m³
- densité de la couche 3: 2800 kg/m³
- densité du manteau: 3400 kg/m³
- densité de l'eau: 1020 kg/m³
- profondeur de référence: 4900 m
- épaisseur de la couche 2: 2000 m
- épaisseur de la couche 3: 4000 m

On obtient le résultat suivant:

études	Densité du mont (en kg/m ³)	épaisseur élastique (en km)
Calmant (1987)	2800	15.0 \pm 1.0
Lambeck* (1981)		10.3/13.0
Cette étude (1996)	2314	16.5 \pm 2.2

Tableau 4-3: Résultats du calcul de la densité du mont et de l'épaisseur élastique avec une comparaison avec les résultats de S. Calmant (1987), Lambeck (1981) pour Rarotonga.

* cité par S. Calmant dans sa thèse (1987).

Commentaires: Rarotonga fait 4000 m de hauteur: c'est un mont plutôt important (île). Nous ne possédons pas beaucoup de campagnes bateau, et le peu que l'on a, ne passe pas exactement sur le mont. La bathymétrie ne semble pas être bien interpolée. La signature gravimétrique que l'on observe par méthode directe du modèle a-priori et a-posteriori est plus importante que celle de la gravimétrie GGSS.

Rarotonga

Carte de situation

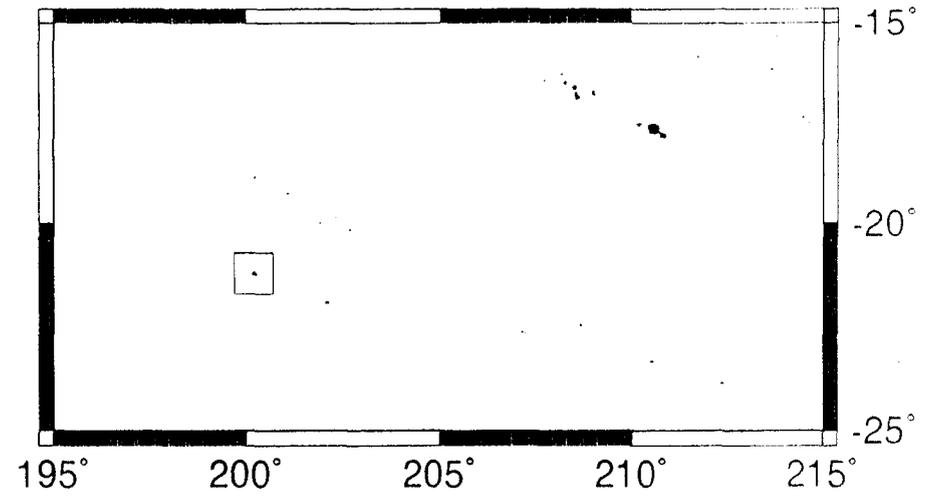
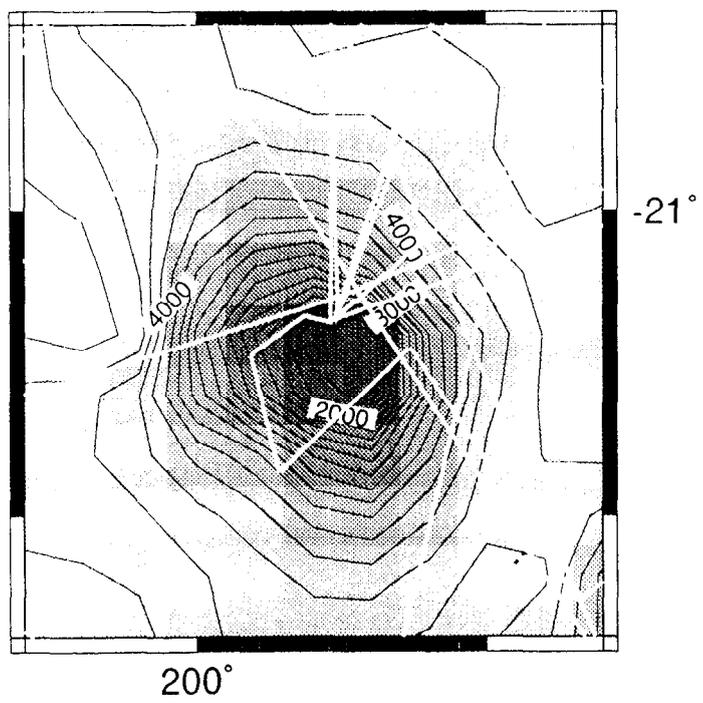
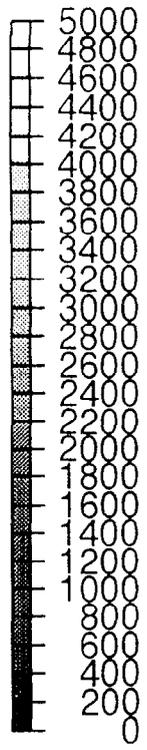
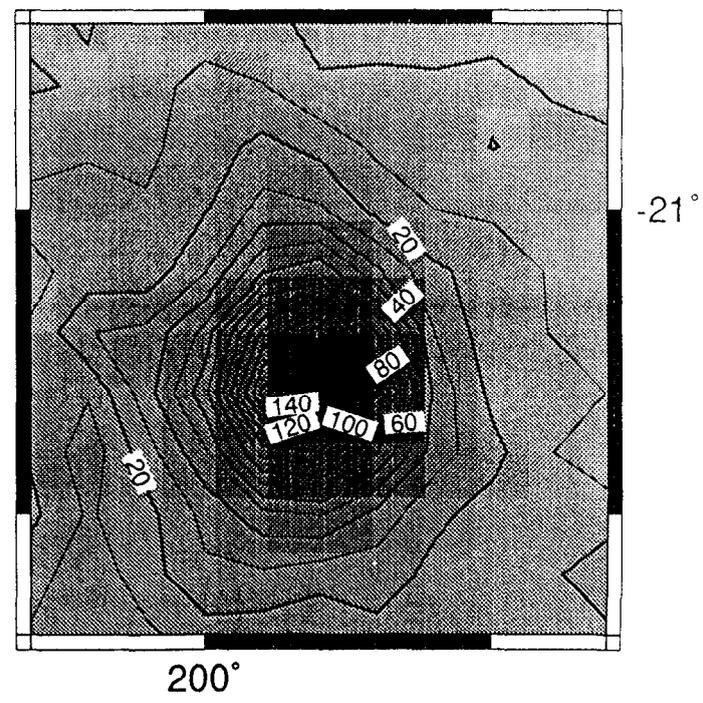


figure ra1

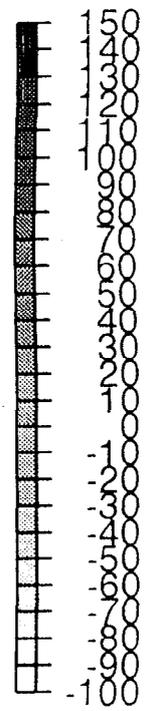
80



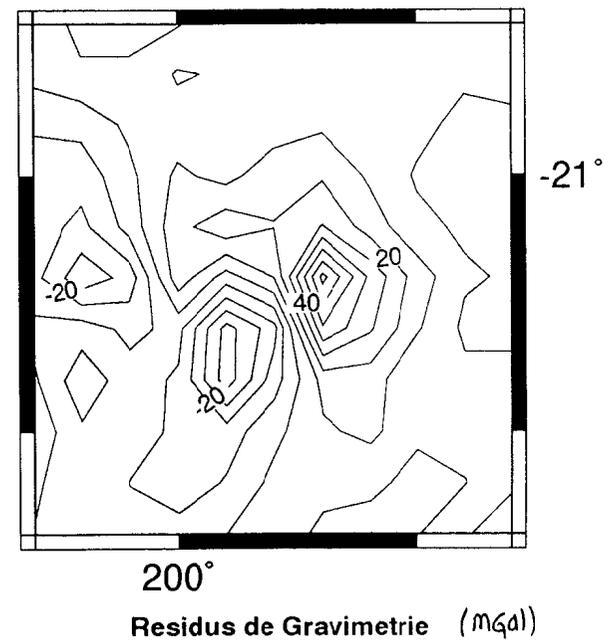
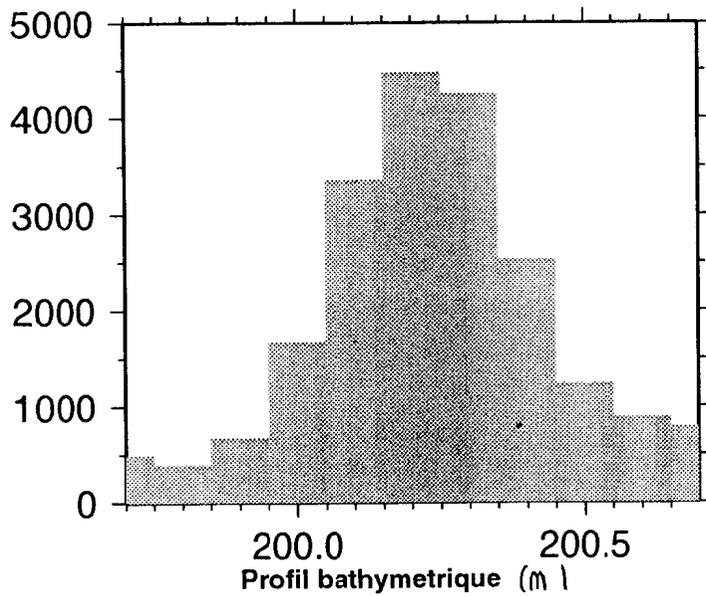
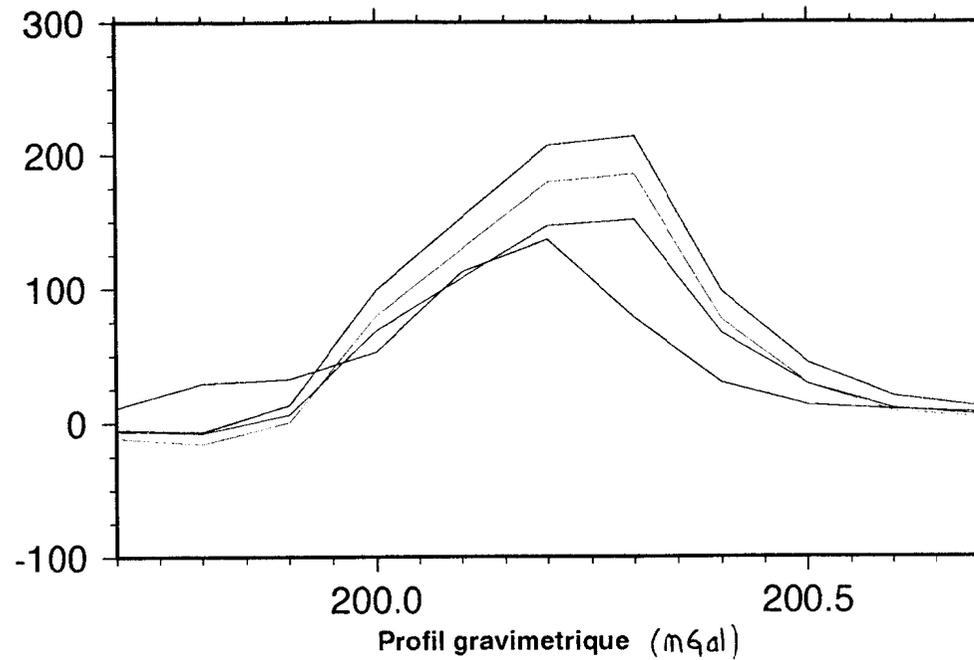
Grille et profils (en blanc) de Bathymetrie (metres)



Gravimetrie GGSS V7.2 (mGal)



Rarotonga



4-4) Necker

Cette île se situe à 164.5°W de longitude et à 23.5°N de latitude dans le Pacifique nord sur une lithosphère de 100 Ma. Elle fait partie de la chaîne hawaiienne.

Modèle de lithosphère utilisé:

- densité de la couche 2: 2800 kg/m³
- densité de la couche 3: 2800 kg/m³
- densité du manteau: 3400 kg/m³
- densité de l'eau: 1020 kg/m³
- profondeur de référence: 5300 m
- épaisseur de la couche 2: 2000 m
- épaisseur de la couche 3: 4000 m

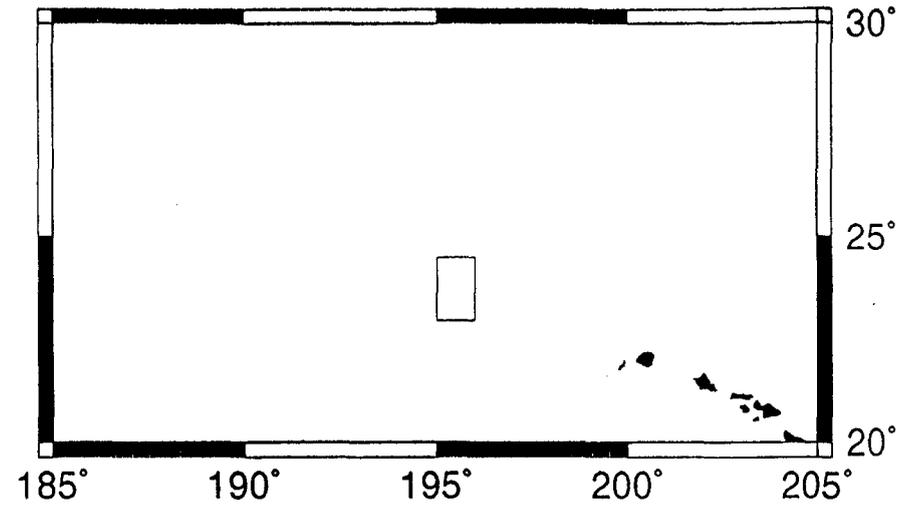
Le résultat obtenu (tableau ci-dessous) a été calculé **sans la matrice Ct** avec une bathymétrie grillée dbdb5 mais non mixée avec les données réelles provenant des profils bateau. Le test effectué, en intégrant les données bateau et avec la matrice Ct n'a donné aucun résultat. Le programme ne trouve pas de solutions: il oscille entre deux valeurs, comme on a pu le voir dans les cas synthétiques quand la bathymétrie est trop mauvaise.

études	Densité du mont (en kg/m ³)	épaisseur élastique (en km)
Calmant (1987)	2800	26 ± 2.5
Cette étude (1996)	2523	21 ± 0.3

Tableau 4-4: Résultats du calcul de la densité du mont Necker et de l'épaisseur élastique avec une comparaison avec les résultats de S. Calmant (1987).

Commentaires: Nous utilisons, pour ce cas, la bathymétrie grillée dbdb5. Nous avons essayé de mixer les données gravimétriques des profils bateau avec cette grille, sans résultats. La bathymétrie enregistrée en mer n'est donc pas cohérente avec les données dbdb5 pour ce mont sous-marin. Le résultat obtenu laisse penser qu'il y a une certaine pente dans la

Carte de situation



Necker

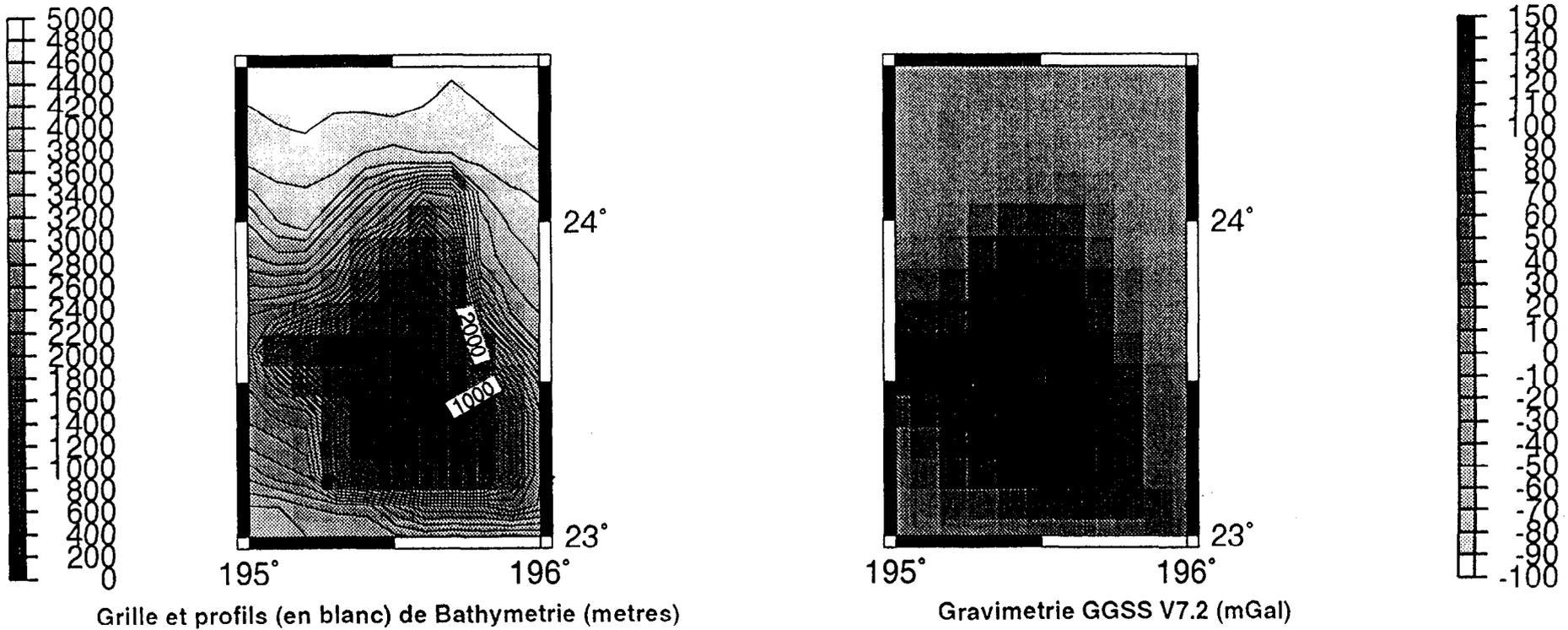
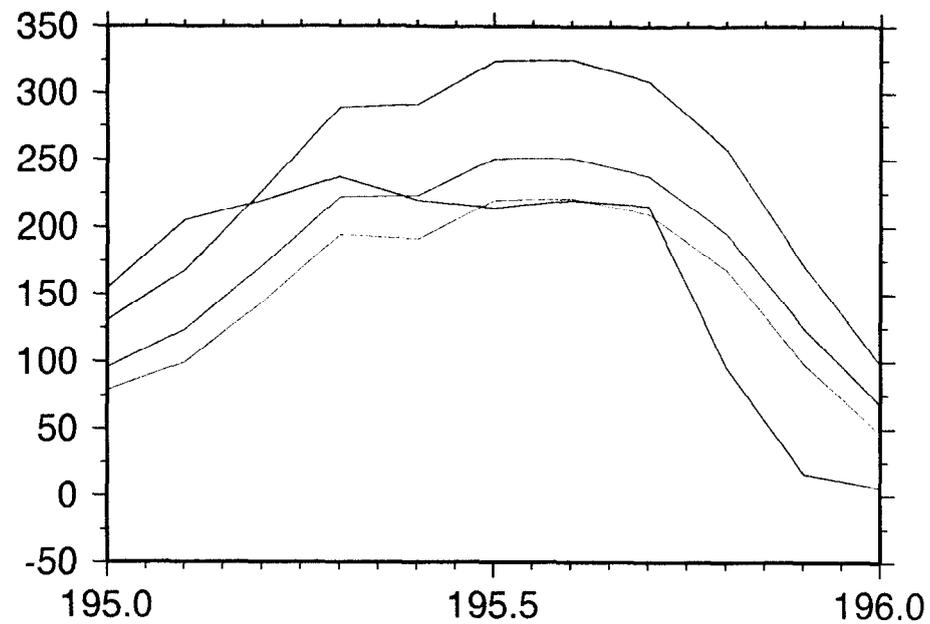


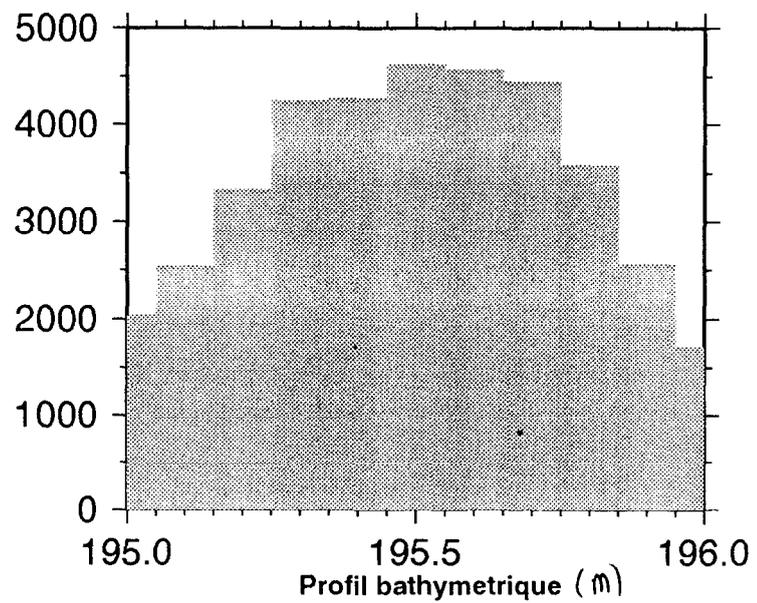
figure n°1

Necker

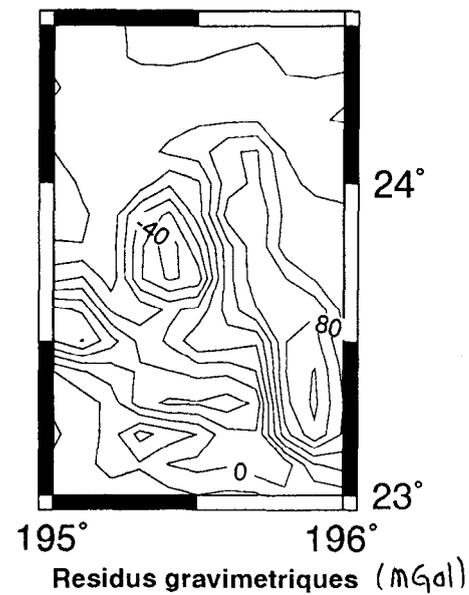


Profil gravimetrique (mGal)

GGSS V7.2
Solution a-priori
Solution a-posteriori
Calmant et al., 1991



Profil bathymetrique (m)



Residus gravimetriques (mGal)

bathymétrie vraie de ce mont, que nous n'avons pas modélisée (cf. Tests sur les cas synthétiques).

4-5) Columbia

Cette île se situe dans la chaîne de la Trinité à une longitude de 32°W et à une latitude de 21°S, dans l'Atlantique sud.

Modèle de lithosphère utilisé:

- densité de la couche 2: 2800 kg/m³
- densité de la couche 3: 2800 kg/m³
- densité du manteau: 3400 kg/m³
- densité de l'eau: 1020 kg/m³
- profondeur de référence: 5200 m
- épaisseur de la couche 2: 2000 m
- épaisseur de la couche 3: 4000 m

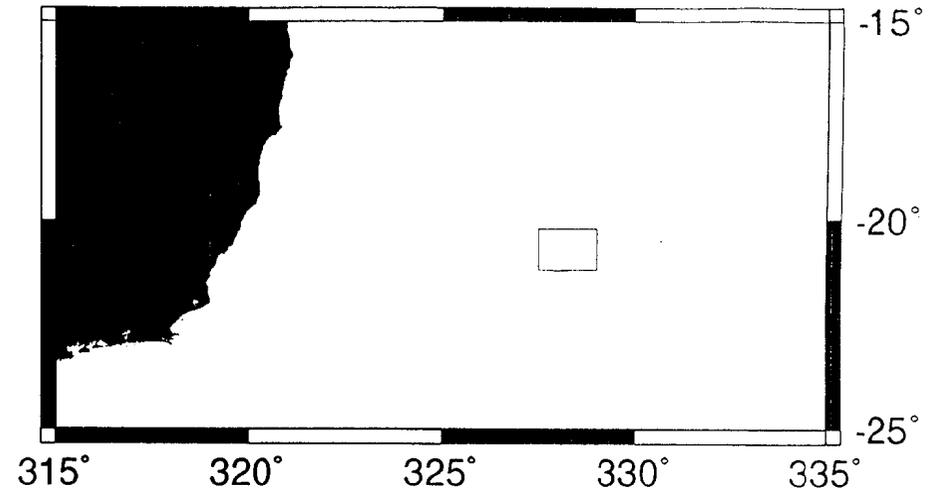
Nous avons fait deux calculs avec une bathymétrie grillées à partir des données enregistrées en mer: le premier avec Ct et le second sans Ct. Les résultats obtenus (tableau ci-dessous) ne sont pas très différents, ce qui indique que la bathymétrie doit être relativement bonne.

Différentes études	Densité du mont (en kg/m ³)	épaisseur élastique (en km)
Calmant (1987)	2800	15 ± 3.5
Cette étude (1996) avec Ct	2322	12.5 ± 0.8
Cette étude (1996) sans Ct	2273	11 ± 1.1

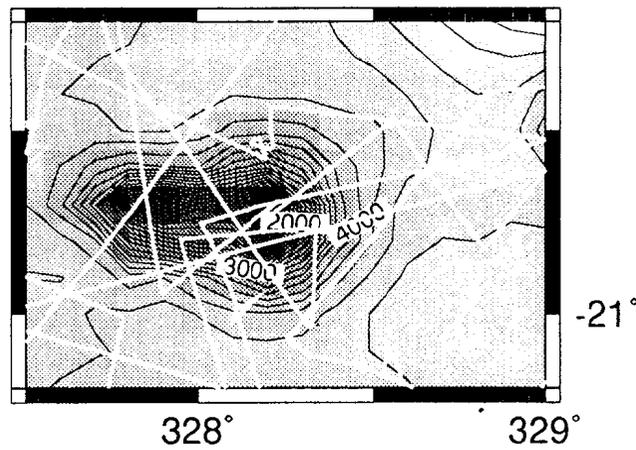
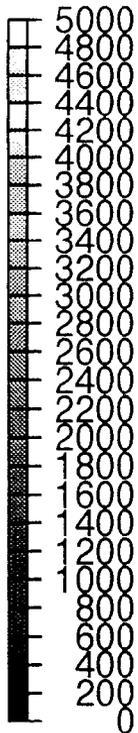
Tableau 4-5: Résultats du calcul de la densité du mont Columbia et de l'épaisseur élastique avec une comparaison avec les résultats de S. Calmant (1987).

Columbia

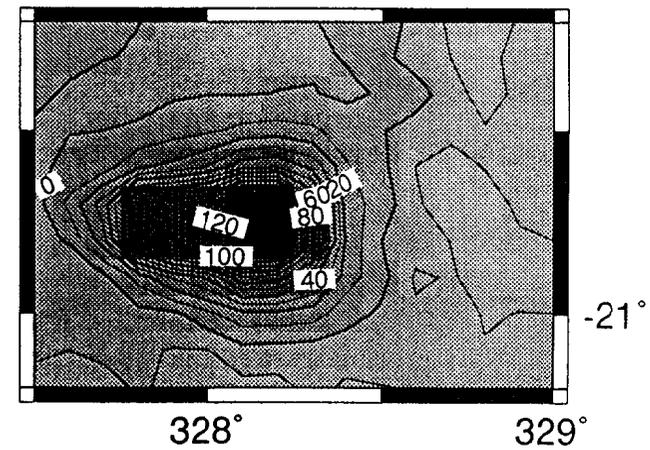
Carte de situation



56
figure 001



Grille et profils (en blanc) de Bathymetrie (metres)



Gravimetrie GGSS V7.2 (mGal)



Columbia

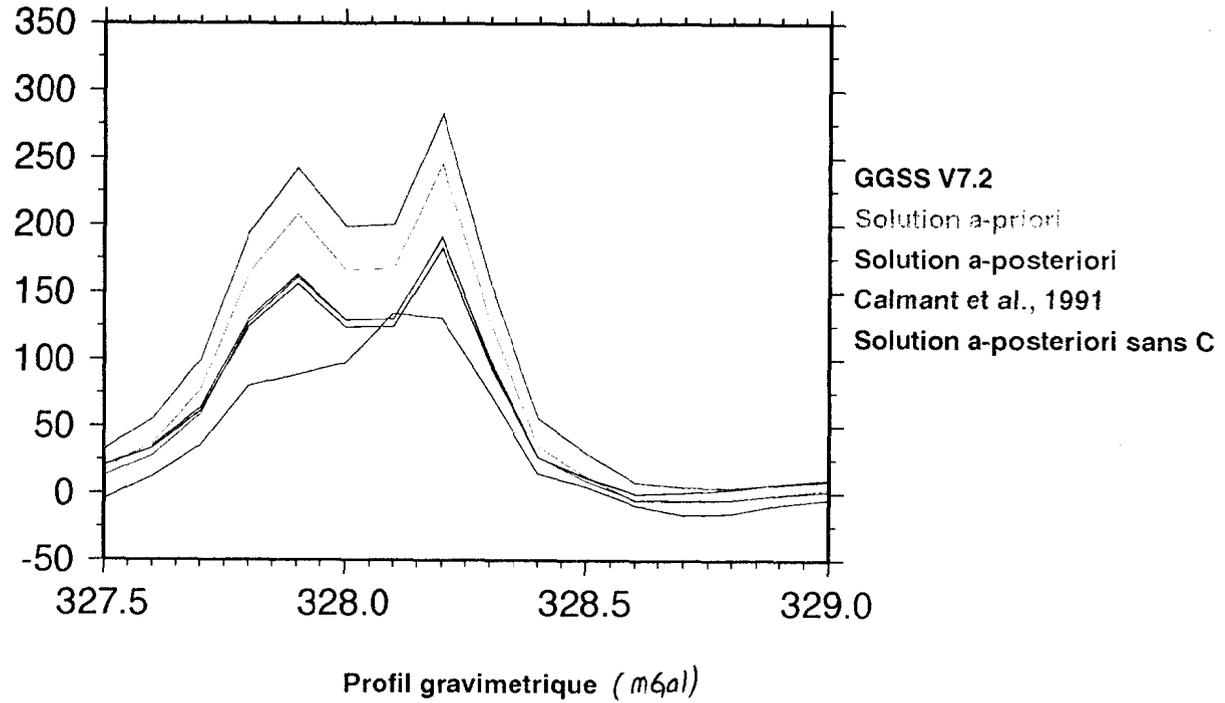
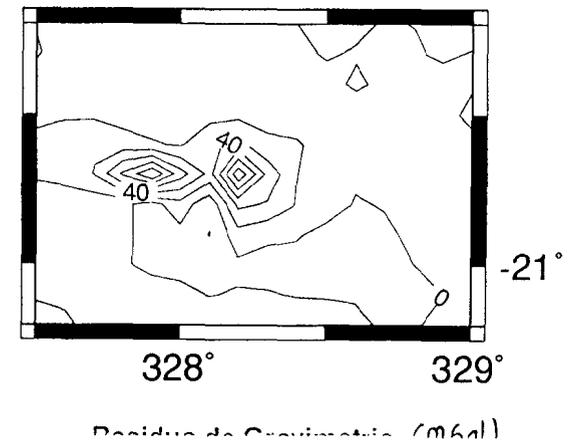
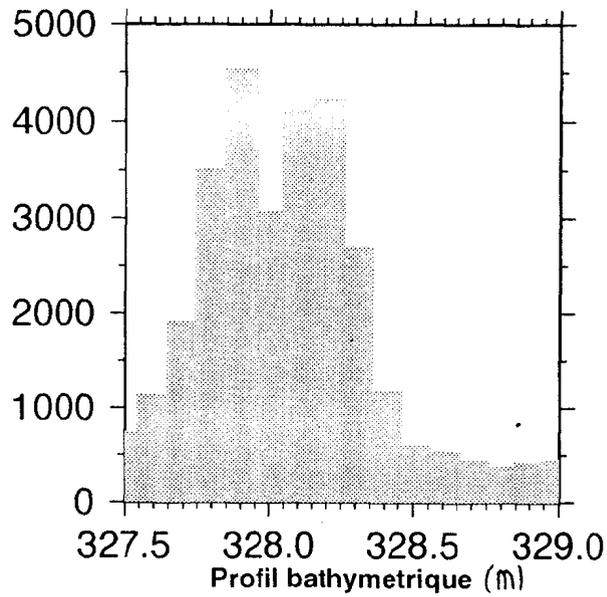


figure c02



Commentaires: La bathymétrie grillée, que l'on utilise, entraînent des données gravimétriques différentes des données GGSS, qui présentent une dynamique nettement moins importante. On voit très bien que la grille des données GGSS est plus étalée que celle des données bathymétrique (cf. figure Co1).

La solution a-posteriori que l'on obtient n'est donc pas très satisfaisante. Les résidus observés se situent essentiellement sur ces deux pics (cf. figure Co2). Comme les pentes sur les bords des deux sommets sont très importantes, les résidus peuvent atteindre 70 mGal à cet endroit.

4-6) Great Meteor seamont

Ce mont fût découvert en 1937. Il se situe à une longitude de 28,30°W et une latitude de 30°N, 1280 km à l'ouest du continent africain et 720 km au sud des Acores. Son sommet est à 250 m en dessous du niveau de la mer et sa base atteint 4600m de profondeur environ.

Modèle de lithosphère utilisé:

- densité de la couche 2: 2800 kg/m³
- densité de la couche 3: 2880 kg/m³
- densité du manteau: 3350 kg/m³
- densité de l'eau: 1020 kg/m³
- profondeur de référence: 4900 m
- épaisseur de la couche 2: 1500 m
- épaisseur de la couche 3: 5000 m

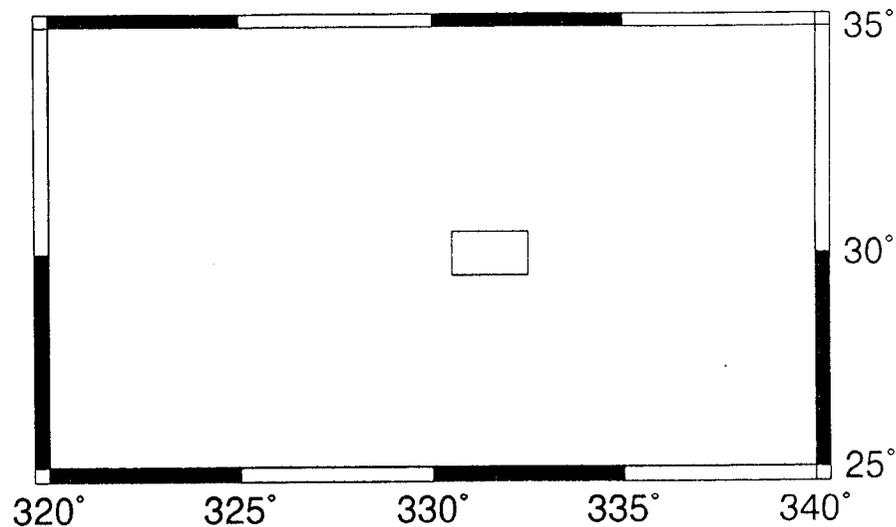
études	Densité du mont (en kg/m^3)	épaisseur élastique (en km)
Watts (1975)	2800	17 ± 1
Cette étude (1996)	2401	16 ± 1
Cette étude (1996), gravimétrie réduite	2553	15 ± 1

Tableau 4-6: Résultats du calcul de la densité de Great Meteor seamount et de l'épaisseur élastique avec une comparaison avec les résultats de A. B. Watts (1975).

Commentaires: On a, pour cet exemple, une bathymétrie de bonne qualité puisque il y a eu beaucoup de campagnes bateau dans cette région (cf. Figure gm1). De plus, La gravimétrie calculée à partir de la bathymétrie a une forme peu différente des données GGSS. Vu que l'on possède une bonne bathymétrie au niveau du mont lui-même, on a essayé de faire les calculs en ne gardant que la gravimétrie du mont. Les résultats obtenus sont encore meilleurs que les précédents qui étaient déjà très corrects. On peut comparer les résultats à ceux de A. B. Watts puisque nous avons pris exactement le même modèle de lithosphère. On trouve une densité du mont de 2553 kg/m^3 (Watts: 2880 kg/m^3) et une épaisseur de 15 km (Watts: 17 km). La carte des résidus confirme que le calcul est bon puisque les valeurs n'excèdent pas une trentaine de mGal sur le mont.

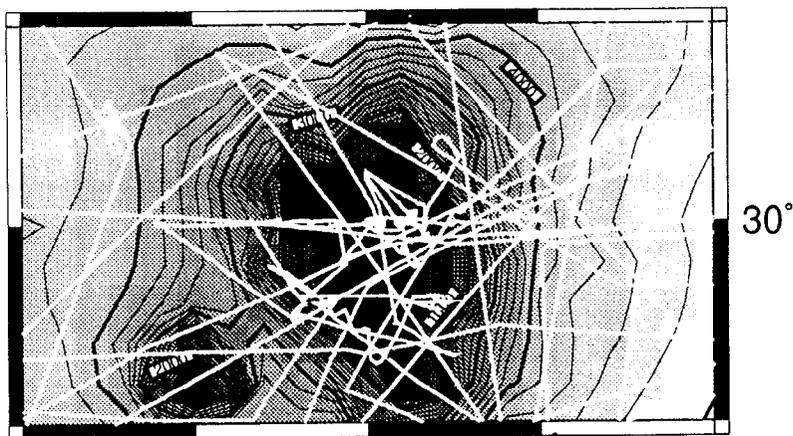
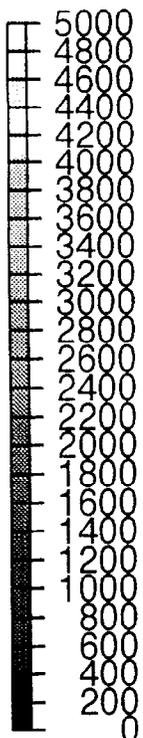
Great Meteor seamont

Carte de situation

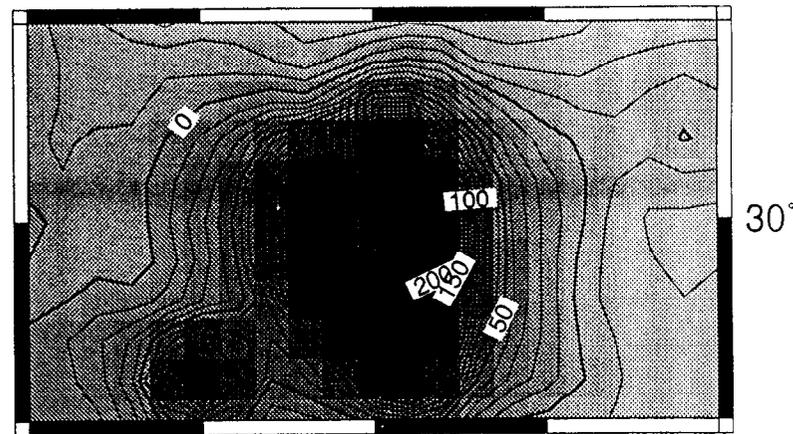


90

figure gm1



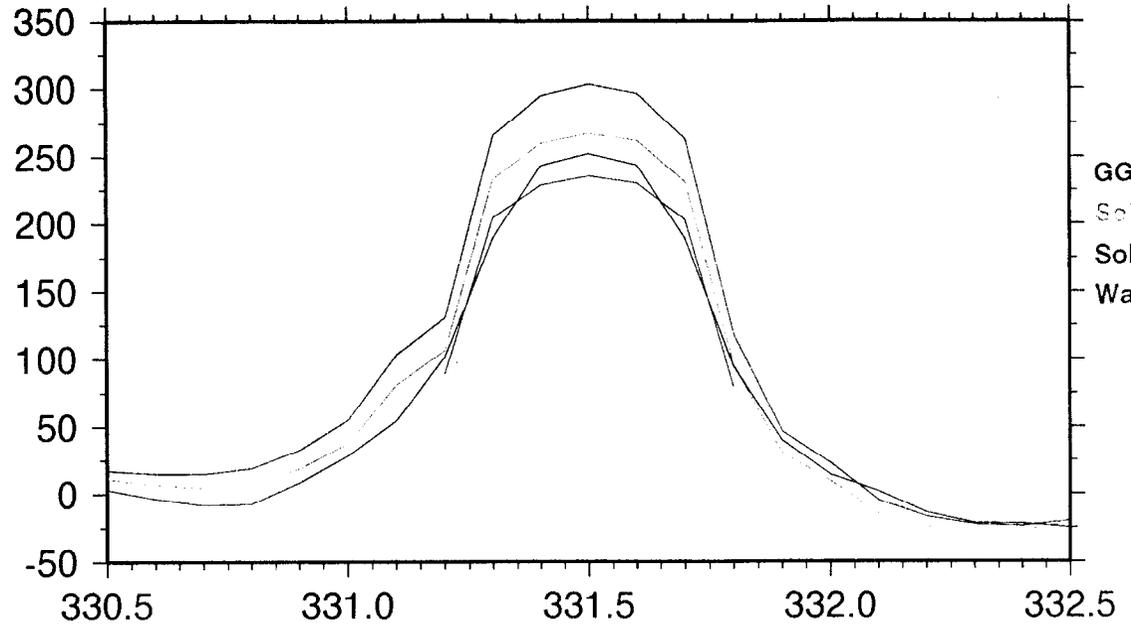
Grille et profils (en blanc) de Bathymetrie (metres)



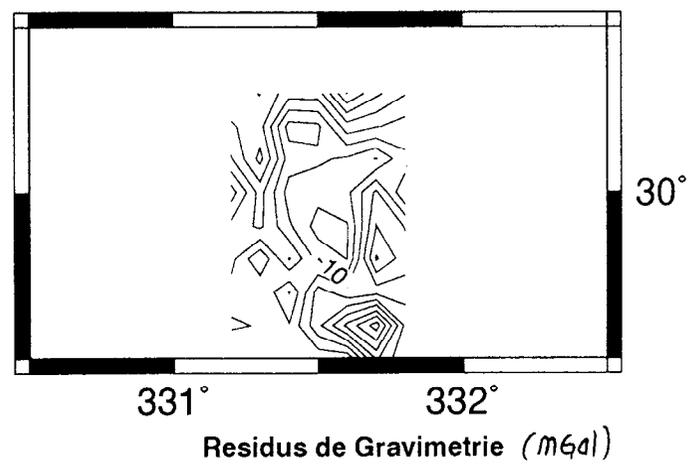
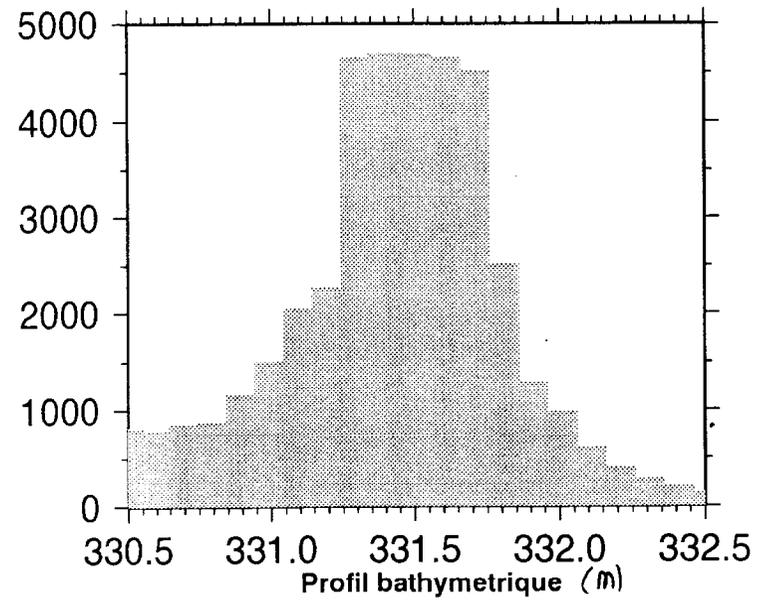
Gravimetrie GGSS V7.2 (mGal)



Great Meteor seamont



Profil gravimetrique ($m\zeta al$)



94
figure gm2

4-7) Gilbert's seamont

Ce pic se situe dans le Pacifique sud à une longitude de 180.6 °E et une latitude de 10.6°S. sur une lithosphère très vieille (>100Ma).

Modèle de lithosphère utilisé:

- densité de la couche 2: 2800 kg/m³
- densité de la couche 3: 2800 kg/m³
- densité du manteau: 3400 kg/m³
- densité de l'eau: 1020 kg/m³
- profondeur de référence: 3600 m
- épaisseur de la couche 2: 2000 m
- épaisseur de la couche 3: 4000 m

études	Densité du mont (en kg/m ³)	épaisseur élastique (en km)
Cette étude (1996)	2442	3.264 ± 1.4

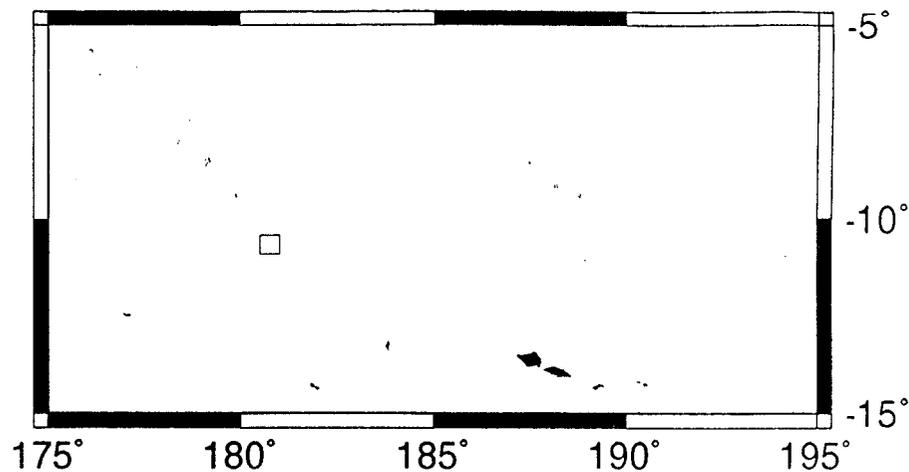
Tableau 4-7: Résultats du calcul de la densité de Gilbert's seamont et de l'épaisseur élastique.

Commentaires: Nous n'avons pas de comparaison possible pour cet exemple. C'est un mont très fin. Son envergure est très petite et il atteint une hauteur de 3000 m. Il est situé sur un fond marin peu profond (seafloor=3600 m), c'est pourquoi le plateau qui le coiffe atteint la surface de la mer. Nous ne possédons qu'une grille bathymétrique, sans profils bateau, qui est tirée des données bateau très serrées donc apparemment fiable (campagnes japonaises).

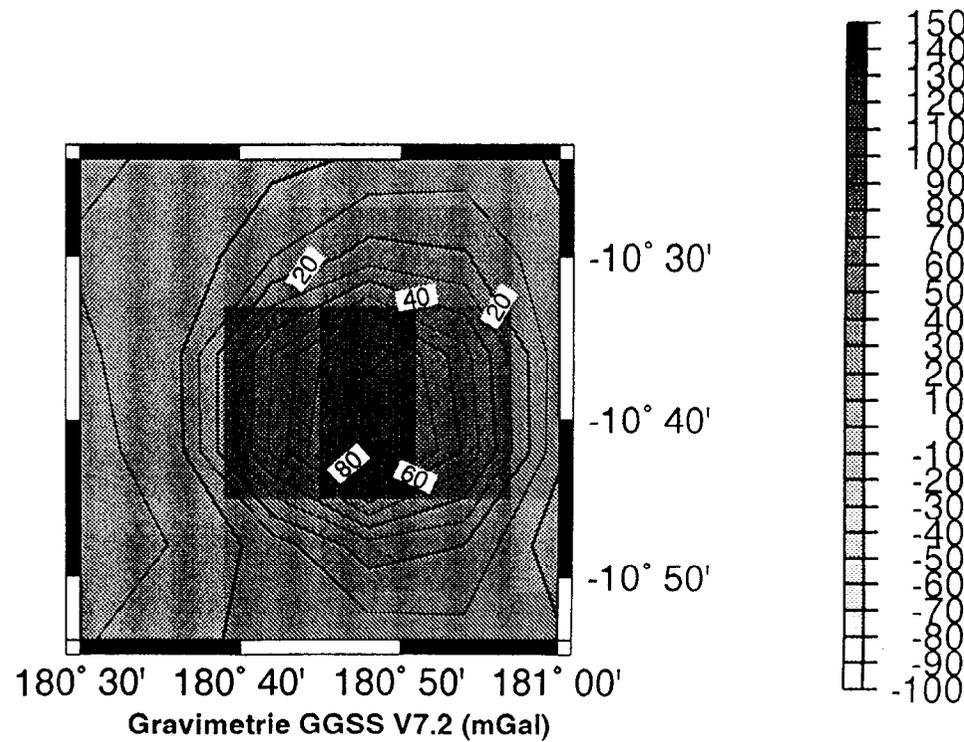
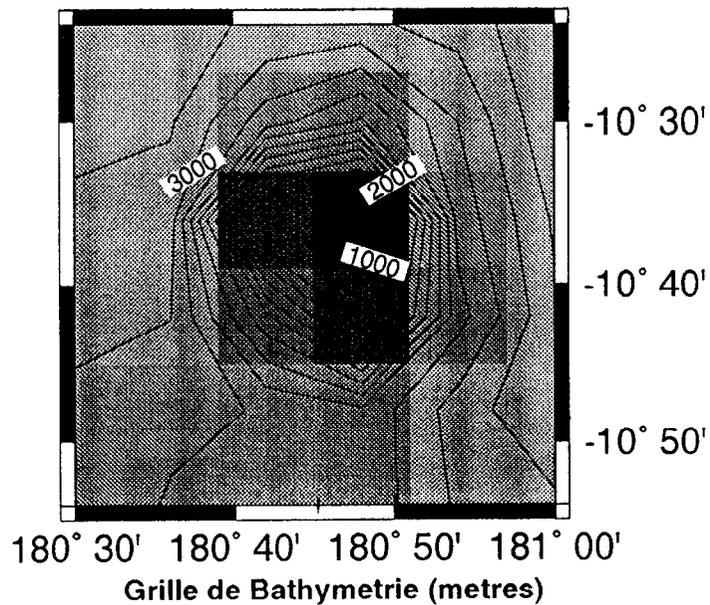
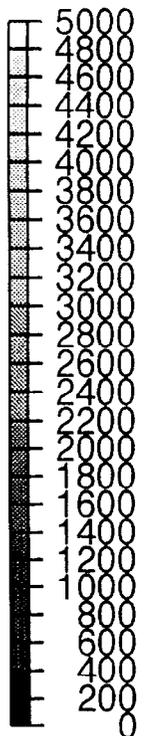
Comme on peut le voir sur le profil gravimétrique (cf. Figure gs2), la solution a-posteriori se rapproche très bien des données GGSS. Néanmoins, ces dernières données sont, une fois de plus, un peu trop lissées. Les résidus gravimétriques obtenus sont faibles, ce qui montre une bonne corrélation entre le modèle final et les données GGSS.

Gilbert's Seamont

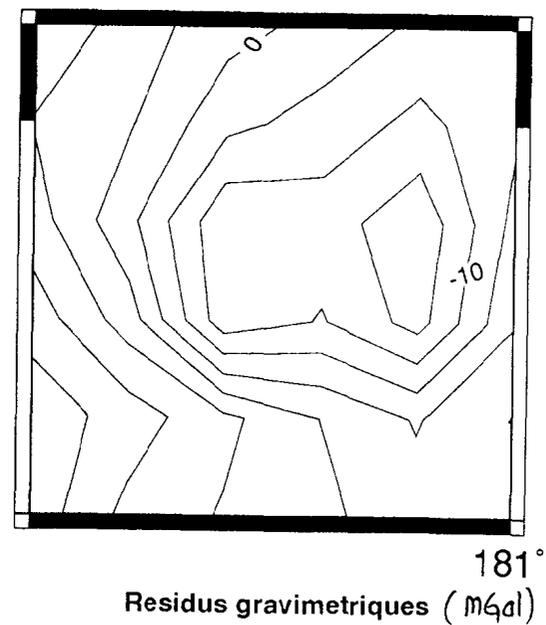
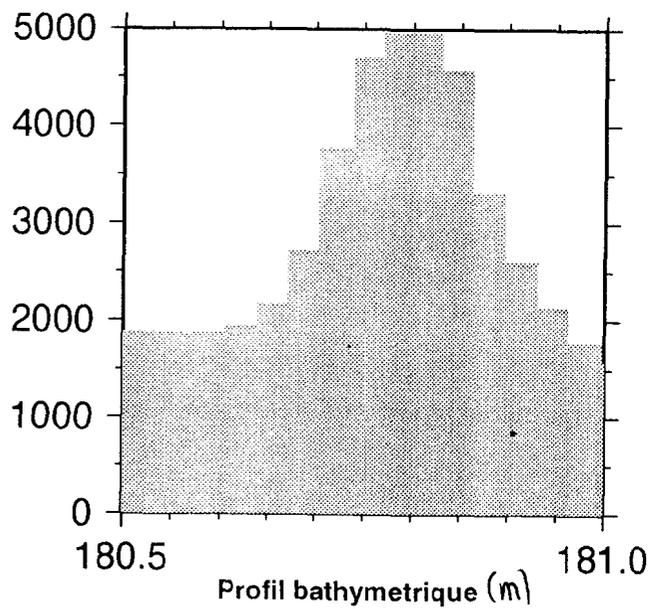
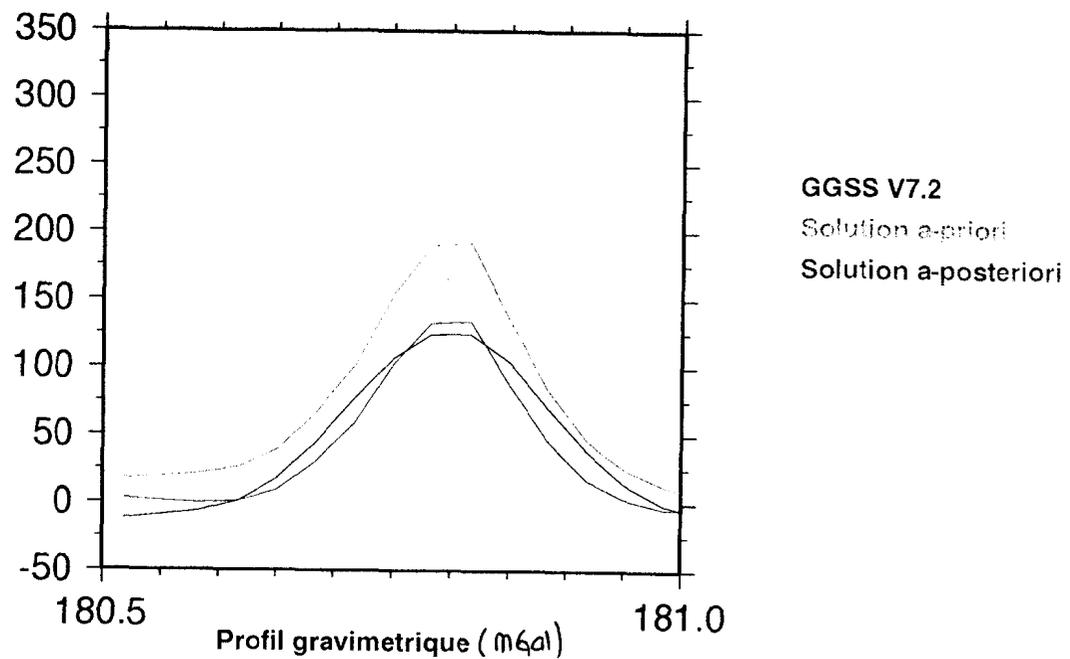
Carte de situation



93
figure smt1



Gilbert's seamont



Interprétations des résultats sur les cas réels:

Les résultats obtenus sont relativement satisfaisants, surtout pour l'épaisseur élastique, qui rejoint assez bien les valeurs données dans la littérature. Même en considérant que ρ_L tient compte de la densité des sédiments, les valeurs trouvées pour ce paramètre restent néanmoins relativement faibles, ce qui ne permet pas de considérer les résultats d'épaisseur élastique comme définitivement établis. On peut faire quelques remarques sur les causes éventuelles d'un tel résultat:

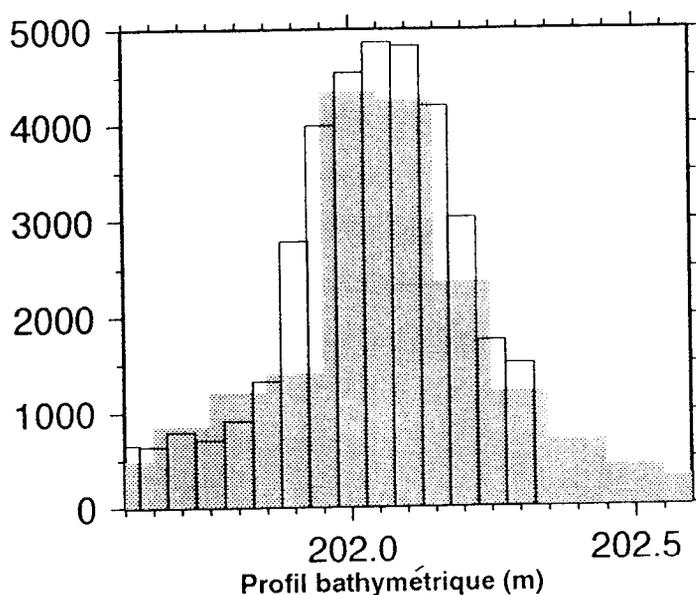
- On remarque que la bathymétrie joue un rôle vraiment très important avec cette méthode. La fonction d'interpolation n'est peut-être pas toujours bien adaptée (comme on peut le voir dans tous les cas, le contre exemple étant Great Meteor). Il y a souvent une erreur de bathymétrie à un endroit de la grille qui se traduit par des résidus gravimétriques importants. Le programme adapte son résultat avec ce manque ou surplus de bathymétrie qui entraîne une réaction opposée sur le reste de la grille. Ces résidus apparaissent donc comme dipolaires. Quelques fois, la bathymétrie n'est pas assez importante (comme dans le cas de Maria). Parfois, les profils bateau sont mauvais et le problème vient du mixage entre la grille et les profils bathymétriques (comme pour Necker).

- On observe un manque de dynamique sur la gravimétrie GGSS qui est sûrement trop lissée (comme pour les monts: Rarotonga, Columbia et Gilbert's seamount).

5) Application des résultats

Le but de cette étude est de pouvoir appliquer cette méthode inverse à la **cartographie des fonds océaniques**. En obtenant des valeurs de la densité du mont (que l'on se fixe en général) et une épaisseur élastique (que l'on calcule, en général, par ajustement des données gravimétriques

en appliquant une méthode directe), on peut calculer la meilleure bathymétrie correspondant aux données GGSS. Nous avons donc donné les résultats du mont Mangaia, à un laboratoire qui fait ce genre d'étude: Seafloor imaging. La bathymétrie obtenue avec ces deux valeurs est représentée ci-dessous et nous montre que le modèle final obtenu, même avec une densité très faible, est assez réaliste.



La bathymétrie utilisée pour retrouver ρ_r et T_e est en gris. La bathymétrie, en transparent, vient de la modélisation de Seafloor imaging.

Conclusion

Il a été montré dans cette étude que les données de D. Sandwell et W. Smith version 7.2 étaient d'assez bonne résolution pour notre travail (avec, parfois, un manque de dynamique) et qu'il était possible d'estimer, avec la méthode itérative de Newton, les épaisseurs élastiques de la lithosphère océanique. Grâce à cette méthode, il est possible de libérer d'autres paramètres comme la densité de la charge dont les valeurs a-posteriori renseignent sur le degré de fiabilité des épaisseurs élastiques trouvées.

Il nous est apparu que le problème principal de la méthode venait de la bathymétrie que l'on se donne au départ. Une bathymétrie inexistante fait osciller le programme entre deux valeurs distinctes et une mauvaise bathymétrie donne une densité du mont trop faible, ce qui implique que l'épaisseur élastique trouvée est d'autant moins fiable.

Dans les études antérieures, l'importance de la bathymétrie a été très peu traitée pour la résolution de T_e . Etant donné que l'épaisseur élastique est un paramètre essentiel dans les études de la mécanique de la lithosphère océanique, ce travail a permis de montrer qu'il serait nécessaire de réévaluer plus rigoureusement les épaisseurs élastiques trouvées auparavant.

Perspectives

Le principal intérêt de notre étude a été de libérer un paramètre supplémentaire (la densité du mont) dans la recherche des épaisseurs élastiques. Après toutes les analyses effectuées avec la méthode de Newton, il s'est avéré que les résultats trouvés étaient très dépendant de la bathymétrie utilisée.

L'objectif, maintenant, serait de libérer, en plus de la densité du mont, les points de grille bathymétriques que l'on ne connaît pas, en les incluant dans l'espace du modèle. De cette façon, ces données seront améliorées à chaque itération et n'influenceraient pas la résolution de la densité et de l'épaisseur élastique. Il est évident que d'autres paramètres caractérisant le modèle de lithosphère peuvent, aussi, être recherchés de la même façon.

Ceci constituerait une étape supplémentaire dans les études actuelles de cartographie globale des fonds marins à partir de données altimétriques satellitaires.

Bibliographie

Calmant S., 1987, Etudes du comportement rhéologique de la lithosphère océanique basée sur les données spatiales. *Thèse de l'Université Paul Sabatier*.

Filmer et al., 1993. Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society islands. *J. Geophys. Res.*, Vol 98, n°11, pp19565-19577.

Hertz H., 1884. One the equilibrium of floating elastic plates. *Weidman's Annalen* vol 22, pp 449-455.

Lambeck K., 1981. Lithospheric response to volcanic loading in the southern Cook islands, *Earth Pl. SC. Lett.* vol 55, pp 482-496.

Lambeck K. et Coleman R., 1982. Verification of bathymetric charts from satellite altimeter data in the region of the Cook islands, *New Zel. J. S.* vol 25, pp 183-194.

Marks K. M., 1996. Short wavelenth resolution of the scripps/NOAA marine gravity field from satellite altimetry, *EOS Trans. AGU*, vol 77, S79.

Menke W., 1991. Applications of the POCS inversion method to interpolating topography and other geophysical fields, *Geophys. Res. Lett.*, vol 18, pp 435-438.

Moignard C., 1979, Modèles de flexure de la lithosphère sous l'effet d'une charge sédimentaire. Application au bassin de Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique), *Thèse du centre d'Orsay*, pp 7-18.

Sandwell D. T., 1992. Antarctic marine gravity field from high-density satellite altimetry, *Geophys. J. Int.* vol 109, pp 437-448.

Sandwell D. T. et Smith W. H. F., 1995. Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry, submitted to *J. Geophy. Res.*

Tarantola A., 1987. Methods for data fitting and model Parameter estimation, *Elsevier*.

Watts A. B., 1975. Gravity Anomalies and Flexure of the lithosphere: A Three-Dimensional Study of the Great Meteor Seamount, Northeast Atlantic, *J. Geophys. Res.*, vol 80, pp1391-1399.

Watts A. B. Et U. S. Ten Brink, 1989. Crustal Structure, Flexure, and Subsidence History of the Hawaiian Islands, *J. Geophy. Res.*, vol 94 n°11, pp 10473-10500.

Annexe

Jul 9 16:51

program FLEX_DENS

```

*****
*
* Programme de 3eme annee de l"IPGS : Inversion de l'anomalie gravi
* en presence d'un mont marin, pour retrouver le coefficient de
* flexure de la lithosphere et la densite du mont .
*
*
* version 3.0
*
* INPUT :
* nbathy      : [sI] nombre de points de grille
* nptgr       : [sI] nombre de bi-points de mesure gravi
* FIBAT       : [vR] latitude des points de grille (nbathy)
* XLBAT       : [vR] longitude des points de grille (nbathy)
* SIZBAT      : [vR] surface associee aux points de grille (rad**2)(*)
* BATHY       : [vD] hauteur aux points de grille (nbathy)
* FIMES       : [vD] latitude des points de mesure (d) (data)
* XLMES       : [vD] longitude des points de mesure (d) (data)
* LITHOSPHERE: [vD] nbathy du modele de lithosphere (*)
*              R1,R2,R3,Rm,Rs,sf,t23,Tc,Te,Rw
* rtn         : [sL] code de retour: true = ok
* ICSTES      : [vI] parametres de type INTEGER:
* DCSTES      : [vD] parametres de type DOUBLE :
* SCSTES      : [vS] parametres de type CHARACTER*20
* ctt         : [sL] indicateur si calcul de ctt
*
* VALDG       : [vD] valeurs de gravi (nbathy)
*
*
*
*
* OUTPUT :
* La matrice M : flexure de la lithosphere et la densite du mont
* marin.
*
* INTERNE :
*
* THEORY      : [v2D] G (nptgr,2)
*
*
* D. COPPENS, Noumea, 04/96
*****
implicit undefined (a-z)
implicit undefined (A-Z)
implicit automatic (a-z)
implicit automatic (A-Z)
include 'parameters'
include 'physical_constants'

integer N,data,Nbat
parameter(N=800)
parameter(Nbat=5000)
parameter(data=2)

*----- declaration des arguments :
*
real*8 DCSTES(N)
integer ICSTES(N)
character*50 SCSTES(20)

```

Jul 9 16:51

```

logical rtn,ctt
integer nbathy,nptgr,chof,iter,nbat
double precision FIBAT(N),XLBAT(N),Z(N)
double precision FIBATHY(Nbat),XLBATHY(Nbat)
double precision SIZBAT(N),BATHY(N),BAT(Nbat)
double precision THEORY(N,2)
double precision LITHOSPHERE(20),ano(N)
double precision VALDG(N)
double precision residu(N),sum(2),sum2(2)
double precision DIF_FI,DIF_XL,RAYON

*
* ----- declaration des variables locales :
*
integer i,j,k
integer IPAIL
integer dimx,dimy,npt
real sig_d,sig_m1,sig_m2
real*8 K,D,J,R,H,B,T,L,A,recal

double precision M0(2),D0,ampli,noise
double precision bid,toto,max,rms,pas
double precision fimax,xlmax,fimin,xlmin

character*20 filename1
character*20 filename2
character*20 filename3

*
* ----- declaration des tableaux en allocation dynamique :
*
pointer (ptr_Cd,Cd),(ptr_Ct,Ct)
pointer (ptr_Cdinv,Cdinv),(ptr_SIGBAT,SIGBAT)
pointer (ptr_Cminv,Cminv),(ptr_INNO,INNO)
pointer (ptr_MAT_INV,MAT_INV)
pointer (ptr_M,M)
pointer (ptr_FORMULE,FORMULE),(ptr_Gt,Gt)
pointer (ptr_GtCdinvG,GtCdinvG),(ptr_GtCdinv,GtCdinv)
pointer (ptr_fim,fim),(ptr_xlm,xlm)

real*8 Cd(N,N),Cdinv(N,N),Ct(N,N),SIGBAT(N,N)
real*8 Cm(2,2),Gt(2,N)
real*8 Cminv(2,2),MAT_INV(2,2),RES(2,2)
real*8 INNO(2),FORMULE(2),MAT(2,2),Y(2)
real*8 M(2),GtCdinvG(2,2)
real*8 GtCdinv(2,N),NEW(2)
real*8 fim(N),xlm(N)
real*8 W(N),DWDV0(N),DWDA(N)

*
* declaration des fonctions et routines externes :
*
integer malloc
external malloc
integer LUN
double precision g05caf
external DEFLEXION2,LUN
external LITHOSTAND,MEMORY,MODEL4,GRAVI2,TCT
external f01aaf,g05caf,e01saf,e01sbf

```



```

do i = 1,nptgr
  residu(i) = VALDG(i) - ano(i)
  * if(residu(i).LT.1d-8) then
  *   residu(i) = naught
  * end if
end do

*
* Calcul du RMS et recherche du maximum des residus
*

```

```

rms = 0
max = 0

do i = 1,nptgr
  rms = rms + residu(i)*residu(i)
end do

rms = SQRT(rms)
rms = rms / dble(nptgr)

do i = 1,nptgr
  if(ABS(residu(i)).GT.ABS(max)) then
    max = residu(i)
  end if
end do

```

```

do i = 1,2
  bid = 0
  do j = 1,nptgr
    bid = bid + GtCdinu(i,j)*residu(j)
  end do
  sum(i) = bid
end do

```

```

do i = 1,2
  bid = 0
  do j = 1,2
    bid = bid + Cminu(i,j)*(M(j)-M0(j))
  end do
  sum2(i) = bid
end do

```

```

do i = 1,2
  INNO(i) = sum(i)+sum2(i)
end do

```

```

*
* -----
* |                               |
* |          CALCUL DE LA FORMULE COMPLETE          |
* |                               |
* |-----|
*

```

```

do i = 1,2
  bid = 0.

```

```

do j = 1,2
  bid = bid + MAT_INV(i,j)*INNO(j)
end do
FORMULE(i) = bid
end do

*
* Calcul du residu de la methode inverse:
*

```

```

do i=1,2
  NEW(i) = M(i) - FORMULE(i)
end do

max = max*1d5
rms = rms*1d5

if((ABS(M(1)-Y(1)).LT.1).AND.(ABS(M(2)-Y(2)).LT.5)) then
  print *, ' Valeurs obtenues :', NINT(NEW(1)),NINT(NEW(2)),max,rms

  print *, ' '
  print *, 'La matrice de covariane a priori est : '
  print *, ' '
  print *, ' ',Cm(1,1), ' ', '0.0'
  print *, ' '
  print *, ' ', '0.0', ' ', Cm(2,2)

```

```

*
* - Calcul de la matrice Cm' = INV { tG(N)*Cdinu*G(N) + Cminu }
*   avec N comme etant la derniere iteration.
*

```

```

print *, ' '
print *, 'La matrice de covariane a posteriori est : '
print *, ' '
print *, ' ',MAT_INV(1,1),MAT_INV(1,2)
print *, ' '
print *, ' ',MAT_INV(2,1),MAT_INV(2,2)

```

```

*
* - Calcul de la matrice de Resolution R = I - Cm'*Cminu
*   a la derniere iteration.
*

```

```

do k = 1,2
  do i = 1,2
    bid = 0.
    do j = 1,2
      bid = bid + MAT_INV(i,j)*Cminu(j,k)
    end do
    RES(i,k) = bid
  end do
end do

```

```

do k = 1,2
  do i = 1,2
    RES(i,k) = -RES(i,k)
    RES(k,k) = 1 + RES(k,k)
  end do
end do

print *, ' '

```

```

print *, 'La matrice de resolution est : '
print *, '
print *, ' ,RES(1,1),RES(1,2)
print *, '
print *, ' ,RES(2,1),RES(2,2)

```

```

go to 9999

```

```

endif

```

```

do i=1,2
  Y(i) = M(i)
end do

```

```

do i=1,2
  M(i) = NEW(i)
end do

```

```

*****
* Partie pour rester,physiquement, dans les limites du raisonnable.
*

```

```

if(M(1).GT.2900) M(1)=2900
if(M(1).LT.2400) M(1)=2400

```

```

if(M(2).GT.35000) M(2)=35000
if(M(2).LT.5000) M(2)=5000

```

```

* if(M(2).LT.0) go to 9999

```

```

print *,iter,NINT(NEW(1)),NINT(NEW(2)),max,rms

```

```

end do

```

```

*****
*
* ----- liberation des allocations dynamiques :
*

```

```

9999 continue

```

```

call free (ptr_Cd)
call free (ptr_Ct)
call free (ptr_Cdinv)
* call free (ptr_Cminv)
* call free (ptr_INNO)
* call free (ptr_MAT_INV)
* call free (ptr_M)
* call free (ptr_FORMULE)
* call free (ptr_Gt)
* call free (ptr_GtCdinvg)
* call free (ptr_GtCdinvg)
* call free (ptr_fim)
* call free (ptr_xlm)
* call free (ptr_SIGBAT)

```

```

close(10)
close(14)
close(15)
close(18)

```

```

stop

```

```

end

```

Jul 3 16:42

Coppens / GEOPHYSIQUE -
fl_den_synt.F

1

program FL_DEN_SYNT

```

*****
*
* Programme de 3eme annee de 1°IPGS : Inversion de l'anomalie gravi
* en presence d'un mont marin, pour retrouver le coefficient de
* flexure de la lithosphere et la densite du mont .
*
*
* version 3.0
*
* INPUT :
* nbathy      : [sI] nombre de points de grille
* nptgr       : [sI] nombre de hi-points de mesure gravi
* FIBAT       : [vR] latitude des points de grille (nbathy)
* XLBAT       : [vR] longitude des points de grille (nbathy)
* SIZBAT      : [vR] surface associee aux points de grille (rad**2)(*)
* BATHY       : [vD] hauteur aux points de grille (nbathy)
* FIMES       : [vD] latitude des points de mesure (d) (data)
* XLMES       : [vD] longitude des points de mesure (d) (data)
* LITHOSPHERE: [vD] nbathy du modele de lithosphere (*) :
*              R1,R2,R3,Rm,Rs,sf,t23,Tc,Te,Rw
* rtn         : [sL] code de retour: true = ok
* ICSTES      : [vI] parametres de type INTEGER:
* DCSTES      : [vD] parametres de type DOUBLE :
* SCSTES      : [vS] parametres de type CHARACTER*20
* ctt         : [sL] indicateur si calcul de Ctt
*
* VALDG       : [vD] valeurs de gravi (nbathy)
*
*
* OUTPUT :
* La matrice M : flexure de la lithosphere et la densite du mont
* marin.
*
* INTERNE :
*
* THEORY      : [v2D] G (nptgr,2)
*
* D. COPPENS, Noumea, 04/96
*****
implicit undefined (a-z)
implicit undefined (A-Z)
implicit automatic (a-z)
implicit automatic (A-Z)
include 'parameters'
include 'physical_constants'

integer N,data
parameter(N=450)
parameter(data = 2)

*----- declaration des arguments :
*
real*8 DCSTES(N)
integer ICSTES(N)
character*50 SCSTES(20)

```

Jul 3 16:42

Coppens / GEOPHYSIQUE -
fl_den_synt.F

2

```

logical rtn,ctt
integer nbathy,nptgr,chof,iter,nbathy0
double precision FIBAT(N),XLBAT(N),Z(N)
double precision SIZBAT(N),BATHY(N),SIGBAT(N,N)
double precision THEORY(N,2)
double precision LITHOSPHERE(20),ano(N)
double precision VALDG(N),Ct(N,N)
double precision residu(N),sum(2),sum2(2)

```

```

* ----- declaration des variables locales :
*

```

```

integer i,j,k
integer IFAIL
real sig_d,sig_m1,sig_m2
real*8 K,D,J,R,H,B,T,L,A,A1
double precision M0(2),D0,ampli,noise
double precision bid,toto,max,rms

```

```

character*20 filename1
character*20 filename2
character*20 filename3

```

```

* ----- declaration des tableaux en allocation dynamique :
*

```

```

pointer (ptr_Cd,Cd)
pointer (ptr_CdinV,CdinV), (ptr_CtinV,CtinV)
pointer (ptr_CminV,CminV), (ptr_INNO,INNO)
pointer (ptr_MAT_INV,MAT_INV)
pointer (ptr_M,M), (ptr_Ct,Ct)
pointer (ptr_FORMULE,FORMULE), (ptr_Gt,Gt)
pointer (ptr_GtCdinVG,GtCdinVG), (ptr_GtCdinV,GtCdinV)
pointer (ptr_fim,fim), (ptr_xlm,xlm)

```

```

real*8 Cd(N,N),CdinV(N,N)
real*8 Cm(2,2),Gt(2,N)
real*8 CminV(2,2),MAT_INV(2,2),RES(2,2)
real*8 INNO(2),FORMULE(2),MAT(2,2)
real*8 CtinV(2,2),M(2),GtCdinVG(2,2)
real*8 GtCdinV(2,N),NEW(2),TRACE(N)
real*8 fim(N),xlm(N),X(N),Y(N),ZB(N)
real*8 TRIANG(7*N),GRADS(2,N),BIDON(N),DIFF(N)
real*8 DWDA(N),DWDV0(N),W(N)

```

```

* declaration des fonctions et routines externes :
*

```

```

integer malloc
external malloc
integer LUN
double precision g05caf
external DEFLEXION,LUN
external LITHOSTAND,MEMORY,MODEL4,GRAVI2,TCT
external f01aaf,g05caf,e01saf,e01sbf

```

Jul 3 16:42

- Coppens / GEOPHYSIQUE -
fl_den_synt.F

3

```

*           =   LECTURE OU CALCUL DES   =
*           =   DONNEES BATHY           =
*           =   =                       =
*           =   =                       =
*
* - Lecture des donnees bathy.
*
write(*, '(a,$)') ' Entrez le nom du fichier bathy : '
read(*, *) filename2

open(14, FILE=filename2, STATUS='OLD')
open(18, FILE='out_bathy', STATUS='NEW')

nbathy = 1
K = 1
read(14, *, END=35) XLBAT(K), FIBAT(K), BATHY(K), SIZBAT(K)

do while (1)
  read(14, *, END=35) D, J, R, H
  K = K + 1
  FIBAT(K) = J
  XLBAT(K) = D
  BATHY(K) = R
  SIZBAT(K) = SIZBAT(1)
  nbathy = nbathy + 1
end do
35 continue

*
*
*           =   =                       =
*           =   =                       =
*           =   LECTURE DES DONNEES GRAVI   =
*           =   =                       =
*           =   =                       =
*
go to 30

write(*, '(a,$)') ' Entrez le nom du fichier altimetrique : '
read(*, *) filename1

open(10, FILE=filename1, STATUS='OLD')

k=1
read(10, *, END=30) xlm(k), fim(k), ano(k), L

nptgr=1
do while (1)
  read(10, *, END=30) A, B, T, L
  k = k + 1
  fim(k) = B
  xlm(k) = A
  ano(k) = T
  nptgr = nptgr + 1
end do
30 continue

call LITHOSTAND(ICSTES, DCSTES, SCSTES, LITHOSPHERE, ctt, rtn)

LITHOSPHERE(5) = LITHOSPHERE(1)
LITHOSPHERE(3) = LITHOSPHERE(2)

*
* calcul d'uner solution de reference <=> DATA
*

```

Jul 3 16:42

- Coppens / GEOPHYSIQUE -
fl_den_synt.F

4

```

nptgr = nbathy

do i = 1, nptgr
  fim(i) = FIBAT(i)
  xlm(i) = XLBAT(i)
end do

CALL GRAVI2(nptgr, nbathy, fim, xlm, ano,
&           FIBAT, XLBAT, BATHY, SIZBAT, LITHOSPHERE, N, rtn)

*
* - Calcul de du bruit de la gravi.
*
7002 write(*, '(a,$)') ' amplitude du bruit en mGal > '
read(*, *, err=7002) ampli
if (ampli.EQ.0) go to 7003
ampli = ampli * 1.d-5
noise = ampli
do i = 1, nptgr
  noise = ampli * (1.-2.*g05caf(noise))
  ano(i) = ano(i) + noise
end do

7003 continue

*
* - Calcul de du bruit de la bathy.
*
7004 write(*, '(a,$)') ' amplitude du bruit de la bathy en SI > '
read(*, *, err=7004) ampli
if (ampli.EQ.0) go to 7005
noise = ampli
do i = 1, nbathy
  if (xlm(i).EQ.fim(i).OR.xlm(i).EQ.0.2) then
    noise = ampli * (1.-2.*g05caf(noise))
    BATHY(i) = BATHY(i) + noise
  end if
end do

7005 continue

*
* if bathy incomplete, on interpole la grille a partir de la
* diagonale que l'on a en donnee.
*
k=0
do i=1, nbathy
  if (XLBAT(i).EQ.FIBAT(i).OR.XLBAT(i).EQ.0.2) then
    k = k + 1
    X(k) = XLBAT(i)
    Y(k) = FIBAT(i)
    ZB(k) = BATHY(i)
  end if
end do

nbathy0 = k

IFAIL = 0
CALL e01saf(k, X, Y, ZB, TRIANG, GRADS, IFAIL)

```


Jun 28 13:36

subroutine TCT(nbathy,nptgr,FIBAT,XLBAT,SIZBAT,BATHY,
& FIMES,XLMES,LITHOSPHERE,SIGBAT,Ct,W,DWDV0,DWDA,N,rtn)

*
* Subroutine qui calcule les elements de la matrice Ct.
*
*
* Dorothee COPPENS

implicit undefined(a-z)
implicit undefined(A-Z)
implicit automatic (a-z)
implicit automatic (A-Z)
include 'physical_constants'
include 'parameters'

* declaration des arguments :
logical rtn
integer nbathy,nptgr,N
double precision FIBAT(nbathy),XLBAT(nbathy)
double precision FIMES(N),XLMES(N)
double precision SIZBAT(nbathy),BATHY(nbathy)
double precision SIGBAT(N,N),Ct(N,N)
double precision LITHOSPHERE(*)

* declaration des variables locales :
integer iptgr,iptgr2,jbat,ibat,i,j
double precision cosfi,sinfi,dx1,dx11,cvt,fidef,xlgr
double precision cosfil,sinfil,xlgr
double precision cosfib,sinfib,cosd1,xlbathy
double precision cosfib2,sinfib2,xlbathy2
double precision moho,alpha,rb,rc,rm,titi
double precision stiffness,row,rom,rol,seafloor,ro2,ro3,t23,ros
double precision rol2,rolw,ro2m
double precision ro,r,x1,SUM1,SUM2
double precision didr1,v0,h,w,z
double precision kei_size

* declaration des allocations dynamiques:
pointer (ptr_KEI,KEI)
pointer (ptr_RW1,RW1),(ptr_RW2,RW2),(ptr_RW3,RW3)
pointer (ptr_RW1P1,RW1P1),(ptr_RW2P1,RW2P1),(ptr_RW3P1,RW3P1)
pointer (ptr_RH2P1,RH2P1)
pointer (ptr_RH,RH),(ptr_R,R),(ptr_Z,Z),(ptr_INTERM,INTERM)
pointer (ptr_ZW1,ZW1),(ptr_ZW2,ZW2),(ptr_ZW3,ZW3)
pointer (ptr_ZC,ZC),(ptr_CAR,CAR)
pointer (ptr_SNFI,SNFI),(ptr_CSFI,CSFI),(ptr_A,A)
real*8 KEI(0:50000),R(nbathy),Z(nbathy),RH(nbathy)
real*8 W(N),ZC(nbathy),INTERM(nptgr,nbathy)
real*8 RW1(nbathy),RW2(nbathy),RW3(nbathy)
real*8 ZW1(nbathy),ZW2(nbathy),ZW3(nbathy)
real*8 DWDA(N),DWDV0(N)
real*8 SNFI(nbathy),CSFI(nbathy),A(nptgr,nbathy)
real*8 RW1P1(nbathy),RW2P1(nbathy),RW3P1(nbathy),RH2P1(nbathy)

* declaration des fct externes:

external DEFLEXION.MEMORY

integer malloc
external malloc,free,d_sincos

Jun 28 13:36

*
* INITIALISATIONS *

cvt = DACOS(-1.d0)/180.d0

*
* termes associes a la lithosphere de reference :
*

rtn = .false.
rol = LITHOSPHERE(1)
ro2 = LITHOSPHERE(2)
ro3 = LITHOSPHERE(3)
rom = LITHOSPHERE(4)
ros = LITHOSPHERE(5)
row = LITHOSPHERE(10)
seafloor = LITHOSPHERE(6)
t23 = LITHOSPHERE(7)
moho = LITHOSPHERE(8)
stiffness = LITHOSPHERE(9)
ros = rol

*
* termes associes a la geometrie de la mesure :
*

rb = a - seafloor
rc = a - t23
rm = a - moho

*
* ----- optimisation des calculs trigos :
*

ptr_SNFI = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(SNFI,'SNFI/MODEL',*9999)
ptr_CSFI = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(CSFI,'CSFI/MODEL',*9999)
do jbat = 1,nbathy
fidef = FIBAT(jbat)*cvt
call d_sincos(fidef,SNFI(jbat),CSFI(jbat))
end do

*
* ---- termes general de la hauteur generalisee :
* calcul des numerateurs normalises (1-ro)*ro*ro dans Z :
*

ptr_RH = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RH,'RH/MODEL',*9999)
ptr_RH2P1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RH2P1,'RH2P1/MODEL',*9999)
ptr_Z = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(Z,'Z/MODEL',*9999)

do jbat = 1,nbathy
h = (seafloor-BATHY(jbat))
RH(jbat) = (rb + h)/a
RH2P1(jbat) = one+RH(jbat)**2.
ro = RH(jbat)
z = (one - ro)*ro*ro
Z(jbat) = z
RH(jbat) = RH(jbat)*2.d0
end do

*
* termes lies au mode de compensation:
*

& open(1,file='FICHIERS/KEIVECT',
form='unformatted',access='sequential')
ptr_KEI = malloc(8*50001)
call MEMORY(KEI,'KEI/MODEL',*9999)

```

read(1)KEI
close(1)
*
* ----- calcul d'une deflexion a partir de la topo et de la
* n-ieme valeur des nbathy :
*
* ptr_W = malloc(8*nbathy)
* call MEMORY(W,'W/MODEL',*9999)
* call DEFLEXION2(nbathy,FIBAT,XLBAT,SIZBAT,BATHY,
& LITHOSPHERE,W,DWDA,DWDV0)
*
* ----- conversion en profondeurs b-w/2, t23-w/2, moho-w2 :
*
* Pour optimisation, les RW contiennent en final 2xRW et les RWP1 = 1+RWxRW
*
ptr_RW1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW1,'RW1/MODEL',*9999)
ptr_RW2 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW2,'RW2/MODEL',*9999)
ptr_RW3 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW3,'RW3/MODEL',*9999)
ptr_RWP1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RWP1,'RWP1/MODEL',*9999)
ptr_RW2P1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW2P1,'RW2P1/MODEL',*9999)
ptr_RW3P1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW3P1,'RW3P1/MODEL',*9999)
ptr_ZW1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(ZW1,'ZW1/MODEL',*9999)
ptr_ZW2 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(ZW2,'ZW2/MODEL',*9999)
ptr_ZW3 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(ZW3,'ZW3/MODEL',*9999)
do jbat = 1,nbathy
  w = W(jbat)
  RW1(jbat) = (rb-w)/a
  RW1P1(jbat) = one+RW1(jbat)**2.
  ro = RW1(jbat)
  ZW1(jbat) = (one-ro)*ro*ro
  RW1(jbat) = RW1(jbat)*2.
  RW2(jbat) = (rc-w)/a
  RW2P1(jbat) = one+RW2(jbat)**2.
  ro = RW2(jbat)
  ZW2(jbat) = (one-ro)*ro*ro
  RW2(jbat) = RW2(jbat)*2.
  RW3(jbat) = (rm-w)/a
  RW3P1(jbat) = one+RW3(jbat)**2.
  ro = RW3(jbat)
  ZW3(jbat) = (one-ro)*ro*ro
  RW3(jbat) = RW3(jbat)*2.
end do
*
call free(ptr_W)

alpha = stiffness/(rom-ros)/g*4.d0
alpha = DSQRT(DSQRT(alpha))

x1 = DSQRT(2.d0)/alpha*(a*1.d3)

V0 = (ro1-row)/DACOS(-1.d0)/
& (rom-ros)/alpha/alpha*a*a

ro1w = (ro1-row)*G
ro12 = (ro1-ro2)*G*V0
ro2m = (ro2-rom)*G*V0
*
* *****
* Matrice A
* *****

```

```

*
* ---> Pour calculer Ct = A*SIZBAT(nptgr,nptgr)*At
*
*
ptr_A = malloc(8*nbathy*nptgr)
call MEMORY(A,'A/CT',*9999)
ptr_INTERM = malloc(8*nbathy*nptgr)
call MEMORY(INTERM,'INTERM/CT',*9999)

do iptgr = 1,nptgr

  x1gr = XLMES(iptgr)
  sinfil = DSIND(FIMES(iptgr))
  cosfil = DCOSD(FIMES(iptgr))

  do ibat = 1,nbathy

    SUM1 = 0.d0
    SUM2 = 0.d0
    sinfib = SNFI(ibat)
    cosfib = CSFI(ibat)
    xlbathy = XLBAT(ibat)

    do jbat = 1,nbathy
      sinfib2 = SNFI(jbat)
      cosfib2 = CSFI(jbat)
      xlbathy2 = XLBAT(jbat)

      dx11 = x1gr - xlbathy2
      cosd1 = (sinfib2*sinfil + cosfib2*
& cosfil*DCOSD(dx11))

*
* - Calcul de la premiere somme
*
* ---> SUM1 = (ro1-ro2)*SIZBAT/p(r1)*KEI
*
      dx1 = xlbathy2 - xlbathy
      r = x1*DACOS(sinfib2*sinfib +
& cosfib2*cosfib*DCOSD(dx1))

      kei_size = SIZBAT(jbat)*KEI(NINT(r))

*
* didR1 = ZW1(jbat)/(one+RW1(jbat)*(RW1(jbat)-cosd1))**(1.5d0)
* didR1 = ZW1(jbat)/(RW1P1(jbat)-RW1(jbat)*cosd1)**(1.5d0)

      SUM1 = SUM1 + didR1*kei_size

*
* - Calcul de la deuxieme somme
*
* ---> SUM2 = (ro2-rom)*SIZBAT/p(r2)*KEI
*
*
      didR1 = ZW3(jbat)/(one+RW3(jbat)*(RW3(jbat)-cosd1))**(1.5d0)
      didR1 = ZW3(jbat)/(RW3P1(jbat)-RW3(jbat)*cosd1)**(1.5d0)

      SUM2 = SUM2 + didR1*kei_size

```

```

end do

dx11 = x1gr - xlbathy
cosd1 = (sinfib*sinfilm + cosfib*
&         cosfilm*DCOSD(dx11))

*
d1dR1 = Z(ibat)/(one+RH(ibat)*(RH(ibat)-cosd1)**(1.5d0)
d1dR1 = Z(ibat)/(RH2P1(ibat)-RH(ibat)*cosd1)**(1.5d0)

A(iptgr,ibat) = (rolw*d1dR1 +
&         (SUM1*rol2 + SUM2*ro2m))*SIZBAT(ibat)

end do
end do

*
* *****
*   Matrice Ct   *
* *****
*
* ---> Calcul de A(nptgr,nbathy)*SIGBAT(nbathy,nbathy)
*
do iptgr = 1,nptgr
do ibat = 1,nbathy
titi = 0
do jbat = 1,nbathy
titi = titi + A(iptgr,jbat)*SIGBAT(jbat,ibat)
end do
INTERM(iptgr,ibat) = titi
end do
end do

*
* ---> Calcul de INTERM(nptgr,nbathy)*At(nbathy,nptgr)
*
do iptgr = 1,nptgr
do iptgr2 = 1,nptgr
titi = 0

do ibat = 1,nbathy
titi = titi + INTERM(iptgr,ibat)*A(iptgr2,ibat)
end do

Ct(iptgr,iptgr2) = titi
end do
end do

do j = 1,nptgr
write(222,'(f8.4,1x,f8.4,1x,f10.5,1x,f10.4,1x,f10.2)')
&         XIMES(j),FIMES(j),Ct(j,j)*1d10,BATHY(j),SIGBAT(j,j)
end do

* desallocations partielles :
call free (ptr_Z)
call free (ptr_ZW1)
call free (ptr_ZW2)

```

```

call free (ptr_ZW3)

29 continue

call free (ptr_SNFI)
call free (ptr_CSFI)
call free (ptr_RH)

*
* ---- desallocations des termes de deflexion :
*
call free (ptr_RBI)
call free (ptr_RW1)
call free (ptr_RW2)
call free (ptr_RW3)
call free (ptr_RW1P1)
call free (ptr_RW2P1)
call free (ptr_RW3P1)
call free (ptr_RH2P1)

#ifdef debug
write(999,*)' fin des desallocations dynamiques'
call flush(999)
#endif
*
* ---- impression de controle de Theory:
*
#ifdef visu
call DVISU(data,nbathy,nbathy,THEORY,naught,naught,
&         'THEORY')
#endif
*
* ---- impression de controle :
*
rtn = .true.

return

*
* ---- sortie sur plantage (N..E.M.) :
9999 continue
write(*,*)' PLANTAGE MODEL (N.E.M.)'
rtn = .false.
call free(ptr_RH2P1)
call free (ptr_RW1P1)
call free (ptr_RW2P1)
call free (ptr_RW3P1)
call free (ptr_RBI)
call free (ptr_RW1)
call free (ptr_RW2)
call free (ptr_RW3)
call free (ptr_Z)
call free (ptr_ZW1)
call free (ptr_ZW2)
call free (ptr_ZW3)
call free (ptr_SNFI)
call free (ptr_CSFI)
call free (ptr_R)
call free (ptr_ZC)
call free (ptr_A)
call free (ptr_INTERM)
call free (ptr_W)

*
return

end

```



```

moho = LITHOSPHERE(8)
stiffness = LITHOSPHERE(9)
ros = rol
*
* termes associes a la geometrie de la mesure :
*
rb = a - seafloor
rc = a - t23
rm = a - moho
*
* termes associes a la gravi :
*
cstDG = G*(rol-row)
*
* ----- optimisation des calculs trigos :
*
ptr_SNFI = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(SNFI,'SNFI/MODEL',*9999)
ptr_CSFI = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(CSFI,'CSFI/MODEL',*9999)
do ibat = 1,nbathy
    fidef = FIBAT(ibath)*cvt
    call d_sincos(fidef,SNFI(ibath),CSFI(ibath))
end do
*
* ---- termes general de la hauteur generalisee :
*
ptr_RH = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RH,'RH/MODEL',*9999)
do ibat = 1,nbathy
    h = (seafloor-BATHY(ibath))/2.d0
    RH(ibath) = (rb + h)/a
end do
*
* ---- termes de volume de charge :
*
ptr_VOL = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(VOL,'VOL/MODEL',*9999)
do ibat = 1,nbathy
    VOL(ibath) = SIZBAT(ibath)*(seafloor-BATHY(ibath))
end do
*
* termes lies au mode de compensation:
*
open(1,file='FICHIERS/KEIVECT',
& form='unformatted',access='sequential')
ptr_KEI = malloc(8*50001)
call MEMORY(KEI,'KEI/MODEL',*9999)
read(1)KEI
close(1)
ptr_DKEI = malloc(8*50001)
call MEMORY(DKEI,'DKEI/MODEL',*9999)
do i = 0,49999
    DKEI(i) = (KEI(i+1)-KEI(i))/1.d-3
end do
*
* ----- calcul d'une deflexion a partir de la topo et de la
* n-lieme valeur des nbathy :
*
ptr_W = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(W,'W/MODEL',*9999)

```

```

& call DEFLEXION2(nbathy, FIBAT, XLBAT, SIZBAT, BATHY,
LITHOSPHERE,W,DWDA,DWDV0)
*
* ----- conversion en profondeurs b-w/2, t23-w/2, moho-w2 :
*
ptr_RW1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW1,'RW1/MODEL',*9999)
ptr_RW2 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW2,'RW2/MODEL',*9999)
ptr_RW3 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW3,'RW2/MODEL',*9999)
do ibat = 1,nbathy
    w = W(ibath)/2.d0
    RW1(ibath) = (rb-w)/a
    RW2(ibath) = (rc-w)/a
    RW3(ibath) = (rm-w)/a
end do
call free (ptr_W)
*
alpha = stiffness/(rom-ros)/g*4.d0
alpha = DSQRT(DSQRT(alpha))
x1 = DSQRT(2.d0)/alpha*(a*1.d3)
*
V0 = (rol-row)/DACOS(-1.d0)/
& (rom-ros)/alpha/alpha*a*a
& dV0 = one/DACOS(-1.d0)/
& (rom-xos)/alpha/alpha*a*a
cstDGc1 = G*(ros-ro2)*V0
cstDGc2 = G*(ro2-ro3)*V0
cstDGm = G*(ro3-rom)*V0
*
* ---- RW1 au carre :
*
ptr_CAR = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(CAR,'CAR/MODEL',*9999)
do ibat = 1,nbathy
    CAR(ibath) = RW1(ibath)*RW1(ibath)
end do
*
*
* *****
* GRAVI
* *****
*
* ---- calcul de la matrice des contributions de la topo dans la gravi:
*
#ifdef debug
write(999,*)' modelisation de la GRAVI '
call flush(999)
#endif
*
* calcul des numerateurs normalises (1-ro)*ro*ro dans Z :
ptr_Z = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(Z,'Z/MODEL',*9999)
do ibat = 1,nbathy
    ro = RH(ibath)
    z = (one - ro)*ro*ro
    Z(ibath) = z
end do
*

```

```
* ---- cas general d'une compensation par deflexion elastique:
```

```
*
ptr_ZW1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(ZW1,'ZW1/MODEL',*9999)
ptr_ZW2 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(ZW2,'ZW2/MODEL',*9999)
ptr_ZW3 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(ZW3,'ZW3/MODEL',*9999)
do ibat = 1,nbathy
  ro = RW1(ibat)
  ZW1(ibat) = (one-ro)*ro*ro
  ro = RW2(ibat)
  ZW2(ibat) = (one-ro)*ro*ro
  ro = RW3(ibat)
  ZW3(ibat) = (one-ro)*ro*ro
end do
#ifdef debug
  write(999,*)'cstDG = ',cstDG
#endif
```

```
*
* Calculs de quelques derivees partielles.
```

```
*
dadro = (stiffness/(g*(rom - rol)*(rom - rol)))
& *((4.*stiffness/(g*(rom - rol)))*(-0.75d0))
dadd = (1.d0/(g*(rom - rol)))*((4.d0*stiffness/
& (g*(rom - rol)))*(-0.75d0))
titi = (stiffness/1.13d10)**(1./3.)
dddte = 3*(1.13d10)*titi*titi
dadte = dadd * dddte
```

```
*****
dr0 = a*DSQRT(2.d0)/alpha
```

```
do iptmes = 1,nptgr
```

```
  sinfilm = DSIND(FIMES(iptmes))
  cosfilm = DCOSD(FIMES(iptmes))
```

```
  t1 = 0d0
  t2 = 0d0
  t3 = 0d0
  t4 = 0d0
  t5 = 0d0
  t6 = 0d0
  t7 = 0d0
```

```
  do ibat = 1,nbathy
```

```
    sinfib = DSIND(FIBAT(ibat))
    cosfib = DCOSD(FIBAT(ibat))
```

```
    dxl1 = XLMS(iptmes) - XLBAT(ibat)
    cosd1 = (sinfib*sinfilm + cosfib*
& cosfilm*DCOSD(dxl1))*2.d0
```

```
    if(cosd1.GT.two) then
      cosd1 = 2.d0
    endif
```

```
***** Appel de w(r) et de dw(r)/d(alpha) *****
```

```
  dwda = DWDA(ibat)
  wr = W(ibat)
  dwdv0 = DWDV0(ibat)
```

```
*****
*
* ---- calcul des termes de G associes au parametre Dro THEORY(1:nptgr,1) *
*
*****
```

```
*
* Avec G1i = t1 + t2 + t3 + t4 + t5 et G2i = t6 + t7
*
```

```
***** calcul de t1 *****
```

```
*
* t1 = d/dro [ (rol-row) SUM( ds*bathy/p(r0) ) ]
* --> t1 = SUM( ds*bathy/p(r0) )
```

```
  ro = RH(ibat)
  z = Z(ibat)
  didR1 = z/(one + ro*(ro - cosd1))*1.5d0
```

```
  t1 = t1 + VOL(ibat)*(didR1)
```

```
***** calcul de t2 *****
```

```
*
* t2 = d/dro [ (rol-ro2) SUM( ds*w/p(r1) ) ]
* --> t2 = SUM( ds*w/p(r1) ) + (rol-ro2) SUM(ds/p(r1)*(dw/dro) )
& = SUM(ds/p(r1))*[w+(rol-ro2)*(dw/dro) ]
```

```
* avec
* dw/dro = dwdv0 + dwda*dadro
```

```
  ro = RW1(ibat)
  z = ZW1(ibat)
  didR1 = z/(one + ro*(ro - cosd1))*1.5d0
```

```
  t2 = t2 +
```

```
& SIZBAT(ibat)*(didR1)*(wr+(rol-ro2)*(dwdv0+dwda*dadro))
```

```
***** calcul de t4 *****
```

```
*
* t4 = d/dro [ (ro2-rom) SUM( ds*w/p(r2) ) ]
* --> t4 = (ro2-rom) SUM(ds/p(r2)*(dw/dro) )
```

```
* decomposition en t4 + t5
```

```
* --> t4 = SUM(ds/p(r2)*dwdv0) et t5 = SUM(ds/p(r2)*dwda*dadro)
* et on calcule ( t4 + t5 )*G*(ro2-rom)
```

```

ro = RW3(ibat)
z = ZW3(ibat)
didR1 = z/(one + ro*(ro - cosd1))**(1.5d0)

```

```

t4 = t4 + SIZBAT(ibat)*(didR1)*dwdv0
t5 = t5 + SIZBAT(ibat)*(didR1)*dwda

```

```

*****
* ----- calcul des termes de G associes au parametre DTE THEORY(1:nptgr,2) *
*
*****

```

```

***** calcul de t6 *****

```

```

ro = RW1(ibat)
z = ZW1(ibat)
didR1 = z/(one + ro*(ro - cosd1))**(1.5d0)

```

```

t6 = t6 + SIZBAT(ibat)*(didR1)*dwda

```

```

***** calcul de t7 *****

```

```

ro = RW3(ibat)
z = ZW3(ibat)
didR1 = z/(one + ro*(ro - cosd1))**(1.5d0)

```

```

t7 = t7 + SIZBAT(ibat)*(didR1)*dwda

```

```

end do

```

```

THEORY(iptmes,1) = G* (t1 + t2 +
& (t4 + t5*dadro)*(ro2-rom))

```

```

& THEORY(iptmes,2) = t6*dadte*(ro1-ro2)*G +
& t7*dadte*(ro2-rom)*G

```

```

end do

```

```

* desallocations partielles :
  call free (ptr_Z)
  call free (ptr_ZW1)
  call free (ptr_ZW2)
  call free (ptr_ZW3)

```

```

29 continue

```

```

  call free (ptr_SNFI)
  call free (ptr_CSFI)
  call free (ptr_RH)
  call free (ptr_VOL)
  call free (ptr_CAR)

```

```

*
* ---- desallocations des termes de deflexion :
*

```

```

  call free (ptr_DKEI)
  call free (ptr_KEI)
  call free (ptr_RW1)
  call free (ptr_RW2)
  call free (ptr_RW3)

```

```

#ifdef debug
  write(999,*) ' fin des desallocations dynamiques'
  call flush(999)

```

```

#endif

```

```

* ---- impression de controle de Theory:
*

```

```

#ifdef visu
  call DVISU(data,nbathy,nbathy,THEORY,naught,naught,
& 'THEORY')
#endif

```

```

*----- impression de controle :
*

```

```

  rtn = .true.

```

```

  return

```

```

* ---- sortie sur plantage (N..E.M.) :
9999 continue

```

```

  write(*,*) ' PLANTAGE MODEL (N.E.M.)'
  rtn = .false.
  call free (ptr_KEI)
  call free (ptr_RW1)
  call free (ptr_RW2)
  call free (ptr_RW3)
  call free (ptr_Z)
  call free (ptr_ZW1)
  call free (ptr_ZW2)
  call free (ptr_ZW3)
  call free (ptr_DKEI)
  call free (ptr_SNFI)
  call free (ptr_CSFI)
  call free (ptr_R)
  call free (ptr_ZC)
  call free (ptr_W)

```

```

  return

```

```

end

```

Jul 3 09:28

Coppens / GEOPHYSIQUE

mixage.F

1

```
subroutine MIXAGE(nbathy,nbat,FIBATHY, XLBATHY, SIZBAT, BATHY,  
& FIBAT, XLBAT, BAT, SIGBAT, N, rtn)
```

```
implicit undefined(a-z)  
implicit undefined(A-Z)  
implicit automatic (a-z)  
implicit automatic (A-Z)  
include 'physical_constants'  
include 'parameters'
```

```
logical rtn  
integer nbathy,nbat,i,j,k,N,1  
real*8 test,dx1,dfi  
double precision FIBAT(N), XLBAT(N)  
double precision FIBATHY(nbat), XLBATHY(nbat), SIGBAT(N,N)  
double precision SIZBAT(nbathy), BATHY(nbathy), BAT(nbat)
```

```
702 write(*, '(a,$)') ' Donnez le pas de la grille bathy utilise > '  
read(*,*,err=702)test
```

```
k = 0  
test = test/2.
```

```
do i = 1,nbathy  
do j = 1,nbat  
dx1 = XLBAT(i)-XLBATHY(j)  
dfi = FIBAT(i)-FIBATHY(j)  
if ((ABS(dfi).lt.test).and.(ABS(dx1).lt.test)) then  
SIGBAT(i,i) = 20**2.  
k = k + 1  
end if  
end do  
end do
```

```
return
```

```
end
```

```
subroutine LITHOSTAND(ICSTES,DCSTES,SCSTES,LITHOSPHERE,ctt,rtn)
entry lithostand(ICSTES,DCSTES,SCSTES,LITHOSPHERE,rtn)
```

```
*****
*
* definit un modele de lithosphere
*
* fichier : BATHY/lithostand.F
*
* version 2.0
*
* INPUT :
*
* ICSTES : [vI] parametres de type INTEGER:
*          7 : longueur du nom de directory
*          12 : n0 de fct analytique pour mtm si ctt
*
* DCSTES : [vD] parametres de type DOUBLE :
*
* SCSTES : [vS] parametres de type CHARACTER*20 :
*          1 : directory
*
* OUTPUT :
*
* LITHOSPHERE : [vD] parametres de la fonction d'admittance {}
* 1: densite de la charge
* 2: densite de la croute (2)
* 3: densite de la croute (3)
* 4: densite du manteau
* 5: densite du filling
* 6: profondeur de reference
* 7: profondeur de l'interface 2/3
* 8: profondeur du Moho
* 9: raideur
* 10: densite de l'eau
* 11: incertitude sur Te
* 12: incertitude sur Rol
* 13: incertitude sur Ros
*
* ICSTES : [vI] parametres de type INTEGER:
*          12 : n0 de fct analytique pour mtm si ctt
*
* DCSTES : [vD] parametres de type DOUBLE :
*          10 : incertitude sur Te
*          11 : incertitude sur Rol
*          12 : incertitude sur Ros
*
* ctt : [sL] indicateur si calcul de Ctt
*
* rtn : [sL] code retour true = ok
*
* INTERNE :
*
* S. CALMANT, Noumea, 09/93
*****
implicit undefined (a-z)
implicit undefined (A-Z)
implicit automatic (a-z)
implicit automatic (A-Z)
include 'parameters'
*
*----- declaration des arguments :
*
logical rtn,ctt
integer ICSTES(*)
real*8 LITHOSPHERE(*),DCSTES(*)
character*50 SCSTES(20)
*
*----- declaration des variables locales :
*
integer IDX(10),nul,nval,iparam,idir,next
character ok*1,strlue*20,dir*20,strfct*1
character strlc*10,strteta*10
logical alive
```

```
*----- declaration des fonctions externes :
*
integer LUN
external LUN

#ifdef test
write(999,*)' *****'
write(999,*)' module LITHOSTAND, debut d'execution '
write(999,*)' *****'
#endif

idir = ICSTES(7)
dir = SCSTES(1)
*
*----- definition du modele de LITHOSPHERE :
*
* lecture du standard :
inquire(file=dir(1:idir-4)//'lithosphere.dat',exist=alive)
if(alive) then
nul = LUN()
open(nul,file=dir(1:idir-4)//'lithosphere.dat')
read(nul,'(20x,f5.0)')(LITHOSPHERE(iparam),iparam=1,10)
close(nul)
else
print *, ' === PAS DE FICHIER LITHOSPHERE PARTICULIER, '
& ' REMPLACÉ PAR UN STANDARD ==='
LITHOSPHERE(1) = 2.7d3
LITHOSPHERE(2) = 2.8d3
LITHOSPHERE(3) = 2.8d3
LITHOSPHERE(4) = 3.4d3
LITHOSPHERE(5) = 2.7d3
LITHOSPHERE(6) = 4.5d3
LITHOSPHERE(7) = 2.d3
LITHOSPHERE(8) = 4.d3
LITHOSPHERE(9) = 15.d3
LITHOSPHERE(10) = 1.02d3
end if

9001 print *, ' ===== MODELE DE LITHOSPHERE ====='
write(*,'(a,f5.0)')' [1] densite de la charge : ',
& LITHOSPHERE(1)
& write(*,'(a,f5.0)')' [2] densite de la couche 2 : ',
& LITHOSPHERE(2)
& write(*,'(a,f5.0)')' [3] densite de la couche 3 : ',
& LITHOSPHERE(3)
& write(*,'(a,f5.0)')' [4] densite du manteau : ',
& LITHOSPHERE(4)
& write(*,'(a,f5.0)')' [5] densite du filling : ',
& LITHOSPHERE(5)
& write(*,'(a,f5.0)')' densite de l'eau : ',
& LITHOSPHERE(10)
& write(*,'(a,f5.0)')' [6] profondeur de reference : ',
& LITHOSPHERE(6)
& write(*,'(a,f5.0)')' [7] epaisseur de la couche 2: ',
& LITHOSPHERE(7)
& write(*,'(a,f5.0)')' [8] epaisseur de la couche 3: ',
& LITHOSPHERE(8)
& write(*,'(a,f5.0)')' [9] epaisseur elastique (km): ',
& LITHOSPHERE(9)
print *, ' ====='
9002 write(*,'(a,$)')' entrer la liste des parametres a changer > '
read(*,'(a)',end = 9001,err=9002)strlue

nval = 0
do iparam = 1,20
read(strlue(iparam:iparam),'(bz,i1)',err=9002)next
if (next.ne.0) then
nval = nval + 1
IDX(nval) = next
end if
end do
```



```

subroutine GRAVI2(nptgr,nbathy,FIMES,XLMES,VALDG,
& FIBAT,XLBAT,BATHY,SIZBAT,LITHOSPHERE,N,rtn)
entry gravi2(nptgr,nbathy,FIMES,XLMES,VALDG,
& FIBAT,XLBAT,BATHY,SIZBAT,LITHOSPHERE,N,rtn)
*****
*
* subroutine developpee en utilitaire
* Calcule une gravi pour une topo donnee
* 3 possibilites :
* - gravi associee au relief BATHY : entrer Stiffness > 10**30
* - BATHY compense localement: entrer Stiffness < 10**15
* - BATHY compense regionalement: entrer Stiffness vrai
*
* version 2.0
*
* cette version fait des allocations dynamiques
*
*
* FICHER : UTIL/gravi.F
*
INPUT :
nptgr : [sI] nombre de nptgr
nbathy : [sI] nombre de points de modele
FIMES : [vD] latitude des nptgr en degres {nptgr}
XLMES : [vR] longitude des nptgr en degre {nptgr}
BATHY : [vR] valeurs de profondeur {nbathy}
FIBAT : [vR] latitude des nbathyetres en deg{nbathy}
XLBAT : [vR] longitude des nbathyetres en deg {nbathy}
SIZBAT : [vR] elements de surface (rad**2) {nbathy}
LITHOSPHERE : [vD] nbathyetres du modele de lithosphere (*)
R1,Rc2,Rc3,Rm,Rs,rf,T23,Tmoho,D,Row
rtn : [sL] code de retour: true = ok
OUTPUT :
VALDG : [vD] valeurs de gravi {nbathy}
INTERNE :
THEORY : [v2D] Cm + Cd {nptgr,nbathy}
*
* S. CALMANT, Noumea, 06/92
*****

implicit undefined (a-z)
implicit undefined (A-Z)
implicit automatic (a-z)
implicit automatic (A-Z)
include 'parameters'
include 'physical_constants'

* declaration des arguments :
integer nptgr,nbathy,N
double precision FIMES(N),XLMES(N),VALDG(N)
double precision FIBAT(nbathy),XLBAT(nbathy),BATHY(nbathy)
double precision SIZBAT(nbathy),LITHOSPHERE(*)
*
double precision DIFDG(N)
logical rtn

* declaration des variables locales :
integer iptdg,iptgr,iptgr2,n
real*8 D
double precision fidg,xldg,fi,dx1,sinfi,cosfi
double precision stiffness,row,rom,rol,seafloor,ro2,ro3,t23,cvt
double precision cstDG,cstDGc1,cstDGc2,cstDGM
double precision cstDGH,cstDG1,cstDG2,cstDGW
double precision moho,rb,rc,rm,r23,rsf,ros
double precision isos,w,dg,grav
double precision Ih,I1,I2,Iw,rh,r1,r2,r0,cc,co,s1,c1,c2,c3,c,r3
double precision root,arg,rootsf,argsf,root23,arg23,rootm,argm
double precision rsf2p1,r232p1,rm2p1

```

```

double precision step,du,fi,x1,pas,bound,cfi,afi
double precision fimin,fimax,ximin,ximax

* declaration des allocations dynamiques:
pointer (ptr_RW1,RW1),(ptr_RW2,RW2),(ptr_RW3,RW3)
pointer (ptr_RH,RH),(ptr_W,W),(ptr_DWDA,DWDA),(ptr_DWDV0,DWDV0)
pointer (ptr_SNFI,SNFI),(ptr_CSFI,CSFI)
real*8 RH(nbathy),W(nbathy),DWDA(nbathy),DWDV0(nbathy)
real*8 RW1(nbathy),RW2(nbathy),RW3(nbathy)
real*8 SNFI(nbathy),CSFI(nbathy)

* declaration des fct externes:
* scbib.a :
external DEFLEXION2,MEMORY
#ifdef visu
external VISU
#endif
* declaration des fonctions externes :
integer malloc
real dtme
double precision d_asinh
external malloc,free,fdate,d_asinh,d_sincos,dtme

#ifdef visu
iptgr = NINT(DSQRT(DBLE(nbathy)))
call DVISU(iptgr,iptgr,iptgr,BATHY,naught,naught,'TOPO entree')
#else
#ifdef test
write(999,*)' liste des donnees en entree : '
do i = 1,nbathy
write(999,*)FIBAT(i),XLBAT(i),BATHY(i)
end do
call flush(999)
#endif
#endif

*
* *****
* * INITIALISATIONS *
* *****

cvt = DACOS(-1.d0)/180.d0
bound = 0.2

* indicateur de retour :
rtn = .false.

* ----- termes associes a la lithosphere de reference :
*
ro1 = LITHOSPHERE(1)
ro2 = LITHOSPHERE(2)
ro3 = LITHOSPHERE(3)
rom = LITHOSPHERE(4)
ros = LITHOSPHERE(5)
row = LITHOSPHERE(10)
seafloor = LITHOSPHERE(6)
t23 = LITHOSPHERE(7)
moho = LITHOSPHERE(8)
stiffness = LITHOSPHERE(9)

*
* Dans ce cas, on a : ro1 = ros et ro2 = ro3
*
* ----- termes associes a la geometrie de la mesure :

```

```

*
rb = a - seafloor
rc = a - t23
rm = a - moho

rsf = one - LITHOSPHERE(6)/a
r23 = one - LITHOSPHERE(7)/a
rm = one - LITHOSPHERE(8)/a
*
* ----- termes associes a la gravi :
*
cstDG = G*(rol-row)*a
cstDGc1 = G*(ros-ro2)*a
cstDGc2 = G*(ro2-ro3)*a
cstDGM = G*(ro3-rom)*a
*
* ----- termes general de hauteurs normalisees :
*
ptr_RH = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RH,'RH/GRAVI',*9999)
do iptgr = 1,nbathy
    RH(iptgr) = one - BATHY(iptgr)/a
    if (RH(iptgr).ge.1.) RH(iptgr)=(a-10.)/a
end do
*
* ----- termes lies au mode de compensation:
*
ptr_W = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(W,'W/GRAVI',*9999)
ptr_DWDA = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(DWDA,'DWDA/GRAVI',*9999)
ptr_DWDV0 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(DWDV0,'DWDV0/GRAVI',*9999)

if (stiffness.gt.1.d28) then
    do iptgr = 1,nbathy
        W(iptgr) = naught
    end do
else
    if (stiffness.gt.1.d15) then
        call DEPLEXION2(nbathy,FIBAT,XLBAT,SIZBAT,BATHY,
& LITHOSPHERE,W,DWDA,DWDV0)
    else
* cas compensation type AIRY :
        isos = (rol-row)/(rom-ros)
        do iptgr = 1,nbathy
            W(iptgr) = isos*(seafloor-DBLE(BATHY(iptgr)))
        end do
    end if
endif
*
* ----- conversion en profondeurs b-w/2, t23-w/2, moho-w2 :
* calcul des elements de masse en b-w/2, t23-w/2, moho-w2 :
*
ptr_RW1 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW1,'RW1/GRAVI',*9999)
ptr_RW2 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW2,'RW2/GRAVI',*9999)
ptr_RW3 = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(RW3,'RW3/GRAVI',*9999)
do iptgr = 1,nbathy
    w = W(iptgr)/a
    RW1(iptgr) = rsf-w
    RW2(iptgr) = r23-w
    RW3(iptgr) = rm-w
end do
*
*
*****
* CALCULS
*

```

```

*
*****
*
* ----- optimisation :
*
* evaluation de constantes:
rsf2p1 = rsf*rsf + one
r232p1 = r23*r23 + one
rm2p1 = rm*rm + one
cstDGh = one/(one-rsf) - (one-rsf) + 2.d0*LOG(one-rsf)
cstDG1 = one/(one-rsf) - (one-rsf) + 2.d0*LOG(one-rsf)
cstDG2 = one/(one-r23) - (one-r23) + 2.d0*LOG(one-r23)
cstDGw = one/(one-rm) - (one-rm) + 2.d0*LOG(one-rm)
*
* calcul des termes trigos :
ptr_SNFI = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(SNFI,'SNFI/GRAVI',*9999)
ptr_CSFI = malloc(8*nbathy)
call MEMORY(CSFI,'CSFI/GRAVI',*9999)
do iptgr = 1,nbathy
    fi = FIBAT(iptgr)*cvt
    call d_sincos(fi,SNFI(iptgr),CSFI(iptgr))
end do

do iptdg = 1,nptgr
    fidg = FIMES(iptdg)*cvt
    call d_sincos(fidg,sinfi,cosfi)
    xldg = XLMES(iptdg)
    grav = naught
*
* -----calcul des didR pour :
*
* a./ la topo elle meme
* b./ la deflexion/racine de la charge dans c2
* b./ la deflexion/racine de c2 dans c3
* c./ la deflexion/racine de c3 dans le manteau

do iptgr = 1,nbathy
    dx1 = xldg - XLBAT(iptgr)
    co = SNFI(iptgr)*sinfi + CSFI(iptgr)*cosfi*DCOSD(dx1)
    rh = RH(iptgr)
    r1 = RW1(iptgr)
    r2 = RW2(iptgr)
    r3 = RW3(iptgr)
    if (DACOSD(co).gt.bound) then
        si = DSIN(DACOS(co))
        c = one - co
        c1 = one - co*3.d0
        c2 = co*4.d0 - 3.d0
        c3 = (one + co*(co*4.d0 - 5.d0))/si
        cc = co*2.d0
        rootsf = DSQRT(rsf2p1 - rsf*cc)
        root23 = DSQRT(r232p1 - r23*cc)
        rootm = DSQRT(rm2p1 - rm*cc)
        argsf = (rsf - co)/si
        arg23 = (r23 - co)/si
        argm = (rm - co)/si

        arg = (rh-co)/si
        root = DSQRT(one + rh*rh - rh*cc)
        I1 = -root + (c2-c3*arg)/root + c1*d_asinh(arg) +
& rootsf - (c2-c3*argsf)/rootsf - c1*d_asinh(argsf)

        arg = (r1-co)/si
        root = DSQRT(one + r1*r1 - r1*cc)
        I1 = -rootsf + (c2-c3*argsf)/rootsf + c1*d_asinh(argsf) +
& root - (c2-c3*arg)/root - c1*d_asinh(arg)

        arg = (r2-co)/si

```

```

root = DSQRT(ONE + r2*r2 - r2*cc)
I2 = -root23 + (c2-c3*arg23)/root23 + c1*d_asinh(arg23) +
& root - (c2-c3*arg)/root - c1*d_asinh(arg)

arg = (r3-co)/si
root = DSQRT(ONE + r3*r3 - r3*cc)
Iw = -rootm + (c2-c3*argm)/rootm + c1*d_asinh(argm) +
& root - (c2-c3*arg)/root - c1*d_asinh(arg)
else
du = DSQRT(SIZBAT(iptgr))/cvT/2.d0
pas = BATHY(iptgr)/a/cvT
step = 0.d0
Ih = 0.d0
I1 = 0.d0
I2 = 0.d0
Iw = 0.d0
fimin = FIBAT(iptgr)-du+pas/2.
fimax = FIBAT(iptgr)+du-pas/2.
xlmin = XLBAT(iptgr)-du+pas/2.
xlmax = XLBAT(iptgr)+du-pas/2.
do fi = fimin, fimax, pas
do xl = xlmin, xlmax, pas
dxl = xldg - xl
call d_sincos(fi*cvT, sfi, cfi)
co = sfi*sinfi + cfi*cosfi*DCOSD(dxl)
if (co.lt.one) then
si = DSIN(DACOS(co))
c = one - co
c1 = one - co*3.d0
c2 = co*4.d0 - 3.d0
c3 = (one + co*(co*4.d0 - 5.d0))/si
cc = co*2.d0
rootsf = DSQRT(rsf2p1 - rsf*cc)
root23 = DSQRT(r232p1 - r23*cc)
rootm = DSQRT(rm2p1 - rm*cc)
argsf = (rsf - co)/si
arg23 = (r23 - co)/si
argm = (rm - co)/si

arg = (rh-co)/si
root = DSQRT(ONE + rh*rh - rh*cc)
Ih = Ih -root + (c2-c3*arg)/root + c1*d_asinh(arg) +
& rootsf - (c2-c3*argsf)/rootsf - c1*d_asinh(argsf)

arg = (r1-co)/si
root = DSQRT(ONE + r1*r1 - r1*cc)
I1 = I1 -rootsf + (c2-c3*argsf)/rootsf +
& c1*d_asinh(argsf) +
& root - (c2-c3*arg)/root - c1*d_asinh(arg)

arg = (r2-co)/si
root = DSQRT(ONE + r2*r2 - r2*cc)
I2 = I2 -root23 + (c2-c3*arg23)/root23 +
& c1*d_asinh(arg23) + root -
& (c2-c3*arg)/root - c1*d_asinh(arg)

arg = (r3-co)/si
root = DSQRT(ONE + r3*r3 - r3*cc)
Iw = Iw -rootm + (c2-c3*argm)/rootm + c1*d_asinh(argm)
& + root - (c2-c3*arg)/root - c1*d_asinh(arg)
else
r0 = one - rh
Ih = Ih -r0 + one/r0 + 2.d0*DLOG(r0) - cstDgh
r0 = one - r1
I1 = I1 + cstDG1 + r0 - one/r0 - 2.d0*DLOG(r0)
r0 = one - r2
I2 = I2 + cstDG2 + r0 - one/r0 - 2.d0*DLOG(r0)
r0 = one - r3
Iw = Iw + cstDGw + r0 - one/r0 - 2.d0*DLOG(r0)
end if

```

```

step = step + 1.d0
end do
end do
Ih = Ih/step
I1 = I1/step
I2 = I2/step
Iw = Iw/step
endif
dg = (cstDG*Ih + cstDGc1*I1 +
& cstDGc2*I2 + cstDGM*Iw)*SIZBAT(iptgr)

grav = grav + dg

end do
VALDG(iptdg) = grav

end do

*
* ----- liberation des allocations dynamiques :
*
call free (ptr_RH)
call free (ptr_RW1)
call free (ptr_RW2)
call free (ptr_RW3)
call free (ptr_W)
call free (ptr_DWDA)
call free (ptr_DWDV0)
call free (ptr_CSFI)
call free (ptr_SNFI)

#ifdef visu
iptgr = NINT(DSQRT(DBLE(nbathy)))
call DVISU(iptgr, iptgr, iptgr, VALDG, naught, naught, 'GRAVI')
#else
#ifdef test
write(999,*) ' liste des donnees en sortie : '
do i = 1, nptgr
write(999,*) FIMES(i), XLMES(i), VALDG(i)
end do
#endif
#endif

* retour OK :
rtn = .true.

return

*
* ---- sortie sur plantage (N.E.M.) :
*
9999 continue
print *, ' PLANTAGE GRAVI (N.E.M) >> DG=0 '
call free (ptr_RH)
call free (ptr_RW1)
call free (ptr_RW2)
call free (ptr_RW3)
call free (ptr_W)
call free (ptr_DWDA)
call free (ptr_CSFI)
call free (ptr_SNFI)

do iptgr = 1, nptgr
VALDG(iptgr) = naught
end do
rtn = .false.

return

```

Jun 24 15:17

Coppens / GEOPHYSIQUE
graviz.F

7

end

Jun 27 20:54

Coppens / GEOPHYSIQUE -
deflexion2.F

1

```

subroutine DEFLEXION2(nptgr,FIMOD,XLMOD,SIZMOD,VALMOD,
& LITHOSPHERE,W,DWDA,DWDV0)
& entry deflexion2(nptgr,FIMOD,XLMOD,SIZMOD,VALMOD,
& LITHOSPHERE,W,DWDA,DWDV0)
&
&
& *****
*
* subroutines developpees pour le programme GEODE
* calcule la deflexion d'une plaque elastique mince a partir d'une
* topo VALMOD
*
* version 1.0
*
* FICHER : BATHY/deflexion.F
*
*
*      g (R01 -ROW)      <--
*      W(Pi) = ----- > Ds(Pj) h(Pj) KEI(r/aR(2))
*                /----- <_j
*                pi \/[D (R0m - R0s)]
*
* avec r = distance en surface (Pi,Pj)
*
* a = parametre flexural
*
* INPUT :
* nptgr      : [sI] nombre de points de grille
* FIMOD      : [vR] latitude des points de grille (nptgr)
* XLMOD      : [vR] longitude des points de grille (nptgr)
* SIZMOD      : [vR] surface associee aux points de grille (dxd)(*)
* VALMOD      : [vR] bathy aux points de grille (nptgr)
* LITHOSPHERE: [vD] nptgr du modele de lithosphere (*) :
*              R1,R2,R3,Rm,Rs,sf,t23,Tc,D,Row
*
* OUTPUT :
* W          : [vR] deflexions (<0 vers le bas)
*
* INTERNE:
* KEI        : [vD] fonction Kei pre calculee (0:10001)
*
* S. CALMANT, Noumea, 02/92
* M.A.J du 22/08/92 : echange des dxl et dfi dans COSDIST
* remplacement de ro3 par ro1 au demon. de V0
& *****
implicit undefined(a-z)
implicit undefined(A-Z)
implicit automatic(a-z)
implicit automatic(A-Z)
include 'parameters'
include 'physical_constants'

* declaration des arguments :
integer nptgr,i
double precision FIMOD(nptgr),XLMOD(nptgr),SIZMOD(nptgr),VALMOD(nptgr)
double precision LITHOSPHERE(*),W(nptgr),DWDA(nptgr),DWDV0(nptgr)

* declaration des variables locales :
integer iptgr,jpt

real tarray(2),elapsed
double precision dxl,xlgr,fipt,cosfi,sinfi,cvt
double precision stiffness,row,rom,rol,seafloor,ro2,ro3,t23,moho
double precision r,xl,alpha0,alpha,V0,w,dw,dwda,ddwda,rsf2,ros,Vro,
real*8 fimin,fimax,pas,du,step,fi,xlo,xlmin,xlmax,sfi,cfi

character strdate*30

* declaration des tableaux en acces dynamique :
pointer (ptr_VOL,VOL),(ptr_KEI,KEI),(ptr_DKEI,DKEI)
pointer (ptr_SNFI,SNFI),(ptr_CSFI,CSFI)

```

Jun 27 20:54

Coppens / GEOPHYSIQUE -
deflexion2.F

2

```

real*8 VOL(nptgr),KEI(0:50000),DKEI(0:50000)
real*8 SNFI(nptgr),CSFI(nptgr)

* declaration des fct externes:
* scbib.a :
external DVISU,Kei,MEMORY

* C:
integer malloc
real dtime
external malloc,free,dtime,d_sincos,dtime

*
* ---- impression de controle :
*
*
* #ifdef test
call fdate(strdate)
write(999,*)' -----'
write(999,*)' < spgm DEFLEXION >, debut d'execution a ',strdate
write(999,*)' -----'
write(999,*)' (LITHOSPHERE(jpt),jpt=1,10)
elapsed = dtime(tarray)
* #endif
*
* ---- initialisations diverses et variees :
*
*      rol = LITHOSPHERE(1)
*      ro2 = LITHOSPHERE(2)
*      rom = LITHOSPHERE(4)
*      ros = LITHOSPHERE(5)
*      row = LITHOSPHERE(10)
*      seafloor = LITHOSPHERE(6)
*      moho = LITHOSPHERE(8)
*      stiffness = LITHOSPHERE(9)
*      rsf2 = (a-seafloor)**2.
*      cvt = DACOS(-1.d0)/180.d0
*
* ---- calcul du parametre flexural :
*
*      alpha = stiffness/(rom-ros)/g*4.d0
*      alpha = DSQRT(DSQRT(alpha))
*      xl = a/alpha*DSQRT(2.d0)*1.d3
*
*
* ---- calcul d'un coefficient de proportionalite :
*
*      V0 = (rol-row)/(rom-ros)/DACOS(-1.d0)/alpha/alpha
*      Vro = (rom-row)*(rom-ro2)/(rom-rol)/(rom-rol)/(rol-row)
*
* ---- calcul temporaire de volumes de charge h(Pi)*Ds(Pi):
*
*      ptr_VOL = malloc(8*nptgr)
*      call MEMORY(VOL,'VOL/DEFLEXION',*9999)
*      do iptgr = 1,nptgr
*          VOL(iptgr) = rsf2*SIZMOD(iptgr)*(seafloor-VALMOD(iptgr))
*      end do
* #ifdef debug
write(999,*)' <DEFLEXION>, LISTE DES VOLUMES DE CHARGE : '
write(999,*(e15.7'))(VOL(iptgr),iptgr=1,nptgr)
* #endif
*
* ---- lecture de la fonction pre-programmee Kei et calcul de dKei:
*
*      open(1,file='FICHIERS/KEIVECT',
& form='unformatted',access='sequential')
ptr_KEI = malloc(8*50001)
call MEMORY(KEI,'KEI/DEFLEXION',*9999)
read(1)KEI

```

Jun 27 20:54

- Coppens / GEOPHYSIQUE -
deflexion2.F

3

```

close(1)

ptr_DKEI = malloc(8*50001)
call MEMORY(DKEI, 'DKEI/MODEL', *9999)
do i = 0, 50000
  KEI(i) = -KEI(i)
end do

do i = 0, 49999
  DKEI(i) = (KEI(i+1)-KEI(i))/1.d-3
end do

*
* ---- optimisation : calcul de termes trigos :
*
ptr_SNFI = malloc(8*nptgr)
call MEMORY(SNFI, 'SNFI/DEFLEXION', *9999)
ptr_CSFI = malloc(8*nptgr)
call MEMORY(CSFI, 'CSFI/DEFLEXION', *9999)
do iptgr = 1, nptgr
  fipt = FIMOD(iptgr)*cvt
  call d_sincos(fipt, SNFI(iptgr), CSFI(iptgr))
end do

*
* ---- calcul pour chaque point de grille :
*
do iptgr = 1, nptgr
  sinfi = SNFI(iptgr)
  cosfi = CSFI(iptgr)
  xlgr = XLMOD(iptgr)
  w = naught
  dwda = naught

  do jpt = 1, nptgr
    dx1 = xlgr - XLMOD(jpt)
    r = xl*DACOS(sinfi*SNFI(jpt) + cosfi*CSFI(jpt)*DCOSD(dx1))
    if (r.gt.1.d0) then
      dw = KEI(NINT(r))*VOL(jpt)
      ddwda = VOL(jpt)*(two*KEI(NINT(r))+(r/1000.)*DKEI(NINT(r)))
    else
      du = DSQRT(SIZMOD(iptgr))/cvt/2.d0
      pas = (alpha)/a/cvt/20.
      step = 0.d0
      dw = 0.d0
      ddwda = 0.d0
      fimin = FIMOD(iptgr)-du+pas/2.
      fimax = FIMOD(iptgr)+du-pas/2.
      xmin = XLMOD(iptgr)-du+pas/2.
      xmax = XLMOD(iptgr)+du-pas/2.
      do fi = fimin, fimax, pas
        do xlo = xmin, xmax, pas
          dx1 = xlgr - xlo
          call d_sincos(fi*cvt, sfi, cfi)
          r = xl*DACOS(sfi*sinfi + cfi*cosfi*DCOSD(dx1))
          dw = dw + KEI(NINT(r))
          ddwda = ddwda +
            (two*KEI(NINT(r))+(r/1000.)*DKEI(NINT(r)))
          step = step + 1.
        end do
      end do
      dw = dw/step*VOL(jpt)
      ddwda = ddwda/step*VOL(jpt)
    end if
    w = w + dw
    dwda = dwda + ddwda
  end do

  W(iptgr) = w*V0
  DWDA(iptgr) = -dwda*V0/alpha

```

Jun 27 20:54

- Coppens / GEOPHYSIQUE -
deflexion2.F

4

```

      DWDV0(iptgr) = W(iptgr)*Vro

    end do
  *
  * ----- desallocations :
  *
  call free (ptr_VOL)
  call free (ptr_KEI)
  call free (ptr_DKEI)
  call free (ptr_SNFI)
  call free (ptr_CSFI)
  *
  * ----- impression de controle de la deflexion:
  *
  #ifdef visu
    jpt = NINT(DSQRT(DBLE(nptgr)))
    call DVISU(jpt, jpt, jpt, W, naught, naught, 'DEFLEXION')
  #endif
  *
  * ---- impression de controle :
  *
  #ifdef test
    call fdate(strdate)
    elapsed = dtime(tarray)
    write(999, *) '-----'
    write(999, *) ' < spgm DEFLEXION >, fin d''execution a ', strdate
    write(999, *) ' DUREE D''EXECUTION : ', elapsed
    write(999, *) '-----'
  #endif
  return
  *
  * ---- retour sur plantage (N.E.M.) :
  *
9999 continue
print *, 'PLANTAGE DEFLEXION'
do iptgr = 1, nptgr
  W(iptgr) = naught
  DWDA(iptgr) = naught
end do
call free (ptr_VOL)
call free (ptr_KEI)
call free (ptr_DKEI)
call free (ptr_SNFI)
call free (ptr_CSFI)
return
end

```

Résumé

La présence d'un mont sous-marin induit un fléchissement de la lithosphère océanique et provoque une anomalie du géoïde qui peut être mesurée par satellite. La comparaison, assez concluante, des anomalies gravimétriques dérivées de mesures satellitaires (GGSS version 6.2 et 7.2), publiées par D. Sandwell et W. Smith, avec les données gravimétriques enregistrées en mer, permet d'utiliser les données GGSS V7.2 pour déterminer des épaisseurs élastiques de la lithosphère avec la méthode inverse itérative de Newton. Contrairement à la modélisation directe utilisée dans les travaux antérieurs, cette méthode permet d'estimer des épaisseurs élastiques sans forcer la densité de la charge considérée. Ainsi libérée, la densité de la charge converge vers une valeur intermédiaire entre celles couramment admises pour les volcans et pour les sédiments. Les épaisseurs élastiques trouvées sont très semblables aux résultats donnés dans d'autres études. A partir des applications effectuées sur des cas synthétiques et réels, la bathymétrie, souvent considérée comme acquise, apparaît comme essentielle: la densité converge vers une valeur d'autant plus faible que la bathymétrie est mauvaise, ce qui se traduit par une épaisseur élastique d'autant moins fiable.

Abstract

A seamount induces a deflexion of the oceanic lithosphere and causes anomalies of the sea surface height, which can be measured by satellite. The rather conclusive comparison of gravimetric data derived from satellite altimetry (GGSS version 6.2 et 7.2, published by D. Sandwell et W. Smith), with gravimetric ship data, allows to use GGSS V7.2 data to recover lithospheric elastic thicknesses using Newton's inverse method. In opposition with previous works, this method allows to determine elastic thicknesses leaving the load density free to converge towards values which turn to ones intermediate between those currently used for volcanoes and sediments. The elastic thicknesses found in this study are very similar to previously published results. Performing synthetic and real applications, we also show that the accuracy of the bathymetry, few taken into account in the previous works, plays a major part in such studies: the worse is the bathymetry the lower the load density is found and the less reliable the elastic thickness is.