
Topographie des fonds océaniques de la Polynésie française : synthèse et analyse

Alain BONNEVILLE ⁽¹⁾

Lydie SICHOUX ⁽¹⁾

*French Polynesia: synthesis and analysis
of the ocean-floor topography*

Géologie de la France, n° 3, 1998, pp. 15-28, 10 fig.

Mots-clés : Bathymétrie, Mont sous-marin, Bombement, Point chaud, Superbombement, Polynésie française, Océan Pacifique central.

Key words: Bathymetry, Seamounts, Swells, Hot spots, Superswells, French Polynesia, Central Pacific Ocean.

Résumé

Une synthèse bathymétrique complète sur la Polynésie française a été réalisée à partir, d'une part, de plus de 600 000 points de sondage acoustique bateau sélectionnés en fonction de la qualité de leur positionnement (principalement des données postérieures à 1967) et d'autre part d'une prédiction à partir des données d'altimétrie satellitale (grille d'anomalie à l'air libre) pour les zones insuffisamment couvertes par ces campagnes bateau. La méthode et les données employées sont rapidement exposées, et le produit final, disponible sous forme d'une carte et d'une grille téléchargeable depuis un site Internet, est commenté. Les principaux résultats sont :

- la mise en évidence de douze nouveaux monts sous-marins ;

- l'amélioration de la position de structures peu ou mal connues ;

- la détermination des prolongements sous-marins des alignements volcaniques de type points chauds reconnus ;

- l'identification de nouvelles structures tels des rides topographiques ou des alignements de monts sous-marins non encore associés à une trajectoire de point chaud.

Dans une deuxième partie, et en s'appuyant sur les données bateau uniquement, il est démontré qu'il existe bien un bombement régional du plancher océanique en Polynésie française qui n'est pas un artefact de la grille bathymétrique ETOPOS et qui ne résulte pas d'une superposition des bombements topographiques associés aux points chauds de la région, bombements dont l'extension spatiale et l'amplitude sont par ailleurs pré-cisées.

Abridged English version

More than 600,000 high-quality ship soundings obtained in French Polynesia since 1967 have been used, together with satellite-derived gravity data, to construct an updated bathymetric synthesis over a region comprised between lat. 5° and 35° S and long. 130° and 160° W.

The method of bathymetric prediction from gravity, using both shipboard and satellite data, is first presented. We employ a compensation model with two layers for the crust to attempt bathymetric prediction using a 2-D spectral approach. Parameters such as elastic thickness and crustal density are the major constraints for the model. They are first determined for a limited area by minimizing the difference between the measured bathymetry

along sounding profiles and the model predictions, and then transposed to regions for which there are no echosounding data in order to predict the seafloor topography from ship gravity data combined with satellite grid points. This method is better constrained than methods based on satellite altimetry data only.

The result is a bathymetric grid, available on the Web, that has made it possible to (a) chart 12 new seamounts, (b) improve the location of the known features, (c) better define the submarine parts of the hot spot volcanic alignments, and (d) better map new crustal features such as topographic ridges and seamount chains not linked to any known hot spot track.

Then, using modal analysis applied to the ship data set only, we present the results of a study on the regional pattern of depth anomalies, focusing on the South Pacific Superswell and on the swells associated with hot spot volcanism (Sichoix et al., 1998). Modal depth analysis aids in isolating the individual swells superimposed on the Superswell. Whereas the Marquesas swell is similar to other swells worldwide in its width (>1000 km) and amplitude (~1 km), both the Society and Austral swells are smaller.

(1) Laboratoire de Géosciences Marines et Télédétection, Université française du Pacifique, BP 6570, Faaa Aéroport, Tahiti, Polynésie française.
E-mail : bonneville @ uf.pf.

After removing the hot spot swell effects, the ship depth soundings vs. age distribution shows that the South Pacific shallow seafloor anomaly does exist and that it is not a simple superposition of the effects of several discrete mantle plumes. Neither can it be described as the cooling of a hotter or thinner thermal plate. Rather, the sea floor rose between about 40 and 80 Ma before resuming thermal subsidence. The Superswell could well be bounded to the north by the Marquesas Fracture Zone, and tapers down to smaller values south of the Austral Fracture Zone.

Introduction

Au début des années 90, confronté au défi de son développement économique, le Territoire de Polynésie française décide, avec le concours de l'Etat français, de lancer un programme d'inventaire des ressources minérales et biologiques de sa Zone Economique Exclusive, (ZEE), la seconde du Pacifique par sa taille avec ses

cinq millions de kilomètres carrés. Le programme ZEPOLYF, pour Zone Economique de POLynésie Française, voit le jour et se fixe comme premier objectif de réaliser une carte bathymétrique complète et détaillée de la ZEE, document préalable à toute autre étude, l'accent étant mis sur la reconnaissance des hauts-fonds et notamment des monts sous-marins.

Les premiers travaux hydrographiques relatifs aux abords des îles de la Polynésie française remontent à l'arrivée des premiers navigateurs européens au 18^{ème} siècle, tel James Cook qui traça le contour de Tahiti et de Moorea. Des cartes plus élaborées ont été réalisées en 1947 pour les Tuamotu et les Gambier puis 1953 vit les débuts de la Mission Hydrographique des Établissements français d'Océanie avec un programme de cartographie qui se poursuit encore aujourd'hui dans le cadre de la Mission Océanographique du Pacifique du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM).

Plusieurs dizaines de milliers de sondages ont ainsi été réalisés en 45 ans d'activité. Pendant cette période, de nombreuses campagnes océanographiques ont aussi été réalisées par des institutions de recherche américaines ou européennes mais des zones entières restaient encore inexplorées. Utiliser des moyens à la mer pour les reconnaître sur de si vastes domaines aurait représenté un coût énorme et l'avènement des radars altimètres embarqués à bord de satellites a permis de contourner l'obstacle. En effet, dans les années 80 et surtout depuis 1995, l'amélioration de la connaissance du géoïde marin grâce à l'altimétrie satellitale, tant en précision qu'en couverture spatiale, a permis de cartographier de manière indirecte la bathymétrie (on parle de *bathymétrie prédite*) sur l'ensemble des océans et dans des contextes tectoniques variés (Baudry et Diament, 1987 ; Baudry *et al.*, 1987 ; Dixon *et al.*, 1983 ; Smith et Sandwell, 1994). Les données bateau restent cependant les plus précises, puisqu'elles donnent directement la bathymétrie par sondage acoustique mono- ou multi-faisceaux, et il faut les utiliser de préférence à la bathymétrie prédite lorsqu'elles existent.

Nous présentons ici une synthèse de la bathymétrie de la Polynésie française reposant d'une part sur l'ensemble des données d'écho-sondage bateau disponibles sur la région depuis les années 1950, et ayant fait l'objet d'une sélection en fonction de leur qualité (fig. 1), et d'autre part sur une prédiction à partir des données d'altimétrie satellitale pour les zones où aucune donnée bateau n'existe.

La réalisation d'une nouvelle carte bathymétrique de synthèse présente un double intérêt :

- du point de vue économique, la reconnaissance des monts sous-marins constitue un atout important pour le développement de la Polynésie française car ce sont à la fois des sites de pêche potentiels et des sites favorables à la mise en place d'encroûtements polymétalliques ;

- d'un point de vue plus fondamental, elle permet de compléter les alignements volcaniques existants, correspondant aux archipels, éventuellement d'en reconnaître de nouveaux, et d'identifier les grandes déformations régionales affectant la croûte océanique.

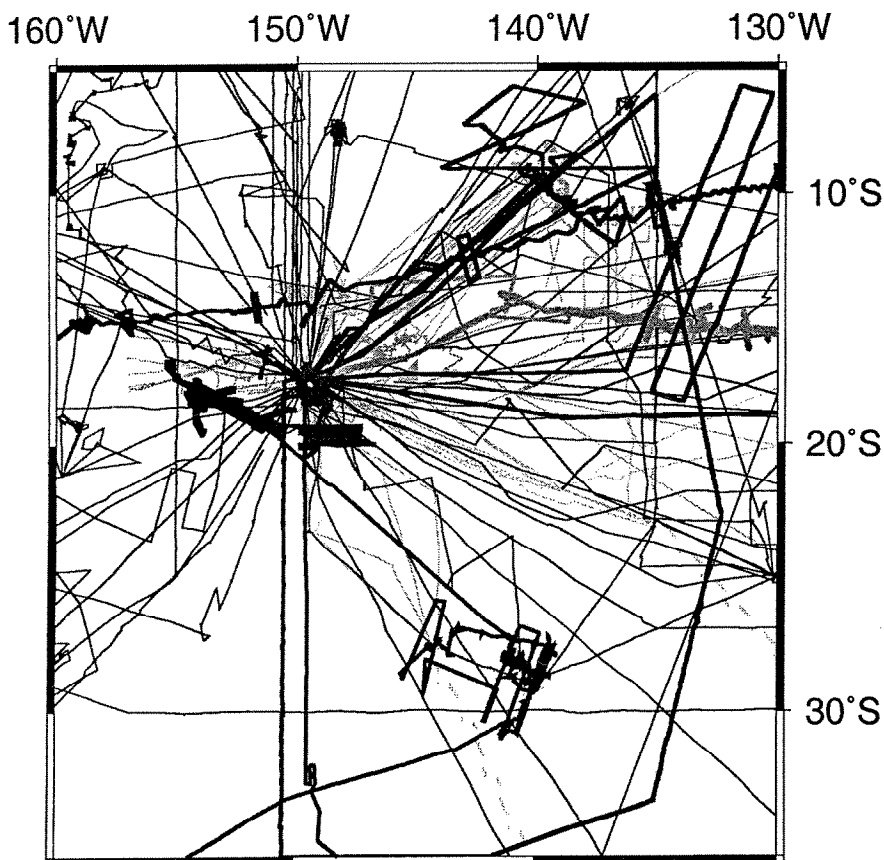


Fig. 1 - Localisation des profils de sondage acoustique bateau sur la Polynésie française: mono-faisceau en trait fin, multi-faisceaux en trait épais et sondages ponctuels du SHOM en pointillés.

Fig. 1 - Location of the shipborne echosounding profiles in French Polynesia. Thin line: single beam soundings; thick line: multiple beam soundings; points: SHOM spot data.

Dans la première partie de cet article, les données et la méthode utilisées seront rapidement présentées, puis la carte obtenue sera commentée. Dans une deuxième partie, les anomalies de profondeur du plancher océanique, bombements et superbombements seront analysés.

Obtention de la carte bathymétrique

Méthode

Le géoïde correspond à la surface moyenne des océans qui est une surface équipotentielle du champ de gravité. Les anomalies du géoïde par rapport à l'ellipsoïde de référence, que l'on peut ramener à des anomalies de pesanteur, reflètent les variations de densité au sein du globe terrestre et notamment celles liées à la variation de la topographie du fond des océans. La forte corrélation entre anomalies de gravité et topographie pour les longueurs d'ondes comprises entre 20 km et 500 km peut ainsi être utilisée pour prédire la topographie du plancher océanique et donc la bathymétrie [pour une revue complète se reporter à Calmant et Baudry, (1996)].

La méthode utilisée dans notre cas repose sur l'utilisation conjointe des données bateau et des données satellite ; elle est décrite en détails dans Sichoix et Bonneville (1996) et Sichoix (1997), le principe seulement en sera rappelé ici.

Dans cette approche, les modèles de passage de la gravimétrie à la bathymétrie sont contraints sur de petites zones où l'on dispose de données bateau de qualité puis extrapolés sur des zones de $8,5^\circ \times 8,5^\circ$ correspondant à 256 x 256 points en longitude/latitude avec un pas d'échantillonnage de $2' \times 2'$. Dans un dernier temps, les données bathymétriques de sondage sont réinjectées pour obtenir une grille où la bathymétrie est connue toutes les deux minutes en latitude et en longitude.

Admittance

Dorman et Lewis (1970) ont établi qu'il existait une relation linéaire dans le domaine spectral entre l'anomalie de gravité $g(x)$, ou le géoïde, et la topographie $h(x)$, x étant le vecteur position dans un espace à deux dimensions. Avec l'hypothèse de compensation isostatique, elle s'écrit :

$$G(k_n) = Z(k_n) \cdot H(k_n) \quad (1)$$

où $G(k_n)$ et $H(k_n)$ sont les transformées de Fourier de $g(x)$ et $h(x)$ respectivement, k_n est le vecteur nombre d'onde dont les composantes $k_x = 2\pi/\lambda_x$ et $k_y = 2\pi/\lambda_y$ dépendent de la longueur d'onde λ et $Z(k_n)$ est la fonction de transfert ou admittance gravitationnelle. $Z(k_n)$ contient les informations sur les densités de la croûte et du manteau ainsi que sur la rigidité flexurale de la lithosphère. Elle représente concrètement le rapport entre le géoïde ou gravité et la topographie.

Si l'on veut prédire la topographie à partir de la grille d'anomalie de gravité, il faut déterminer une admittance théorique qui permettra de calculer la topographie $H(k_n)$ telle que :

$$H(k_n) = G(k_n) \cdot Z^{-1}(k_n) \quad (2)$$

où $Z^{-1}(k_n)$ est la fonction inverse de l'admittance (Dixon *et al.*, 1983).

Modèles de croûte océanique

Un modèle de structure crustale à deux couches (Ribe et Watts, 1982) illustré par la figure 2 a été retenu. Entre 50 et 500 km, on suppose que les charges volcaniques sont compensées par la flexure de la lithosphère. Au-delà de 500 km, la topographie est toujours en équilibre isostatique.

L'admittance dépend du choix des paramètres de ce modèle :

$$Z(k_n) = \Phi(k_n, T_e, \rho_{c1}, \rho_{c2}, \rho_m) \quad (3)$$

et notamment de l'épaisseur élastique T_e (fig. 3a). La discussion sur le choix des paramètres du modèle dépasse le cadre du présent article, mais on peut préciser que ρ_{c2} varie entre 2600 et 2800 kg.m^{-3} , ρ_{c3} vaut 2 850 kg.m^{-3} , ρ_m vaut 3300 kg.m^{-3} et que T_e varie entre 8 et 21 km (McNutt, 1998 ; Sichoix, 1997).

Prédiction

Sur la figure 3b, on peut constater que l'inverse de l'admittance tend vers l'infini

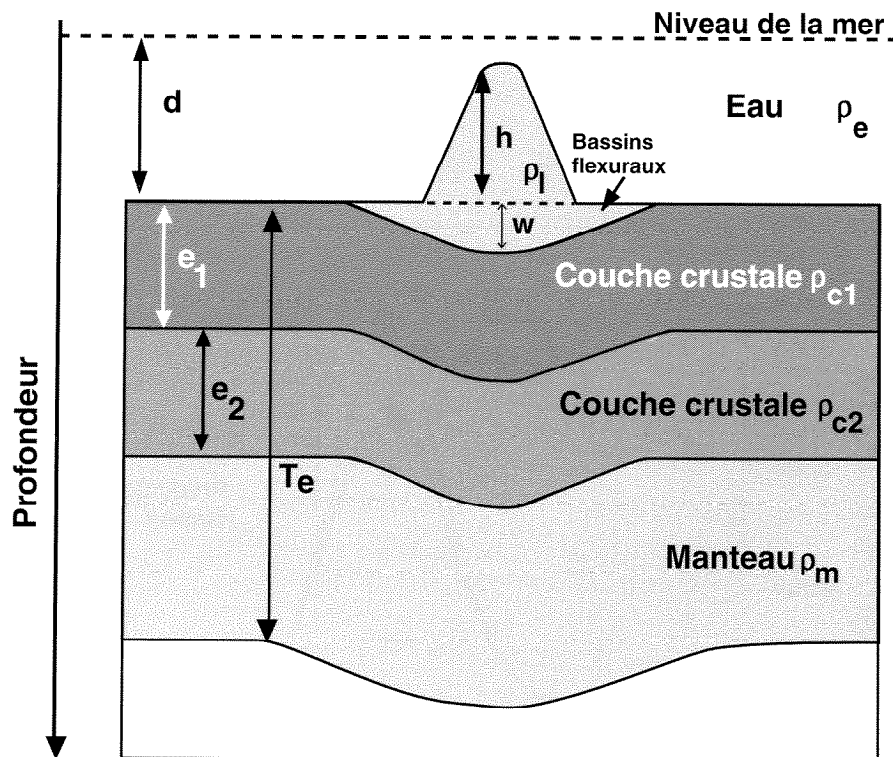


Fig. 2 - Modèle de croûte océanique à deux couches avec flexion de la lithosphère sous l'effet de la charge topographique utilisé pour prédire la topographie à partir de la gravimétrie. T_e est l'épaisseur élastique de la lithosphère, ρ_{c1} , ρ_{c2} sont les densités des niveaux crustaux 1 et 2 d'épaisseur e_1 et e_2 , la charge a une densité ρ_l et le manteau une densité ρ_m , h est la hauteur de la topographie par rapport au plancher océanique situé à une profondeur d et w est l'amplitude de la déflexion.

Fig. 2 - Two-layer model of the ocean crust with lithospheric flexure under the effect of the topographic load used for predicting the ocean-floor topography from gravimetric data. T_e : elastic thickness of the lithosphere; ρ_{c1} , ρ_{c2} : densities of crustal levels 1 and 2 of thickness e_1 and e_2 - the load has a density of ρ_l and the mantle a density of ρ_m ; h : height of the topography above the ocean floor situated at a depth d ; w : amplitude of the deflection.

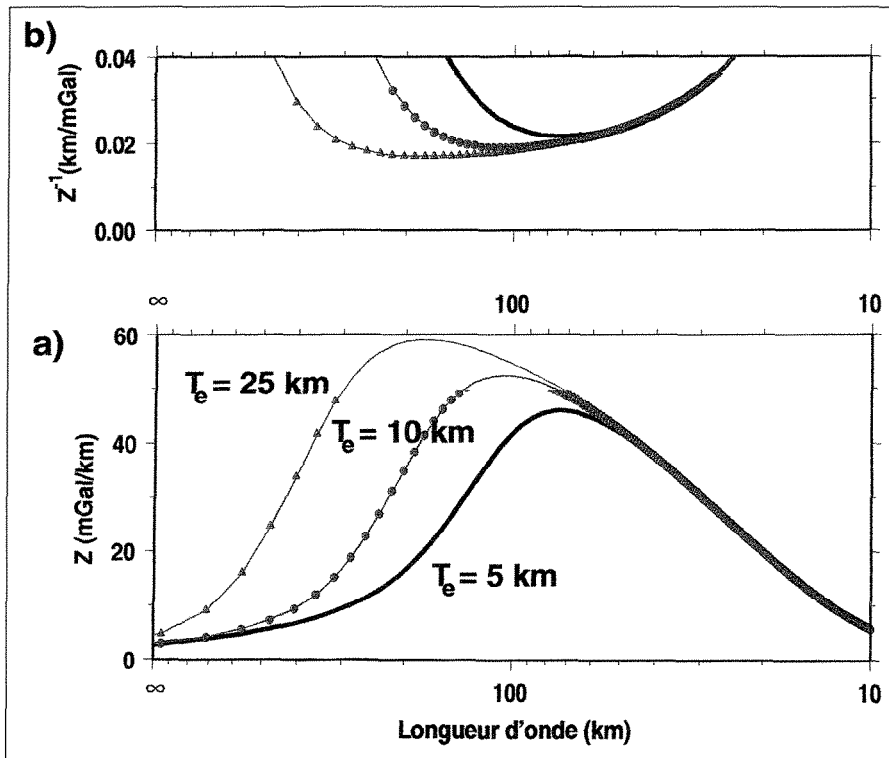


Fig. 3 - a) Variations de l'admittance Z en fonction de la longueur d'onde de la topographie du plancher océanique pour différentes valeurs de l'épaisseur élastique T_e .
 b) idem mais pour l'inverse de l'admittance (voir texte).
 Fig. 3 - a) Variations of Z admittance in relation to the wave length of the ocean floor topography for different values of the elastic thickness T_e .
 b) as above, but for the inverse of the admittance (see text).

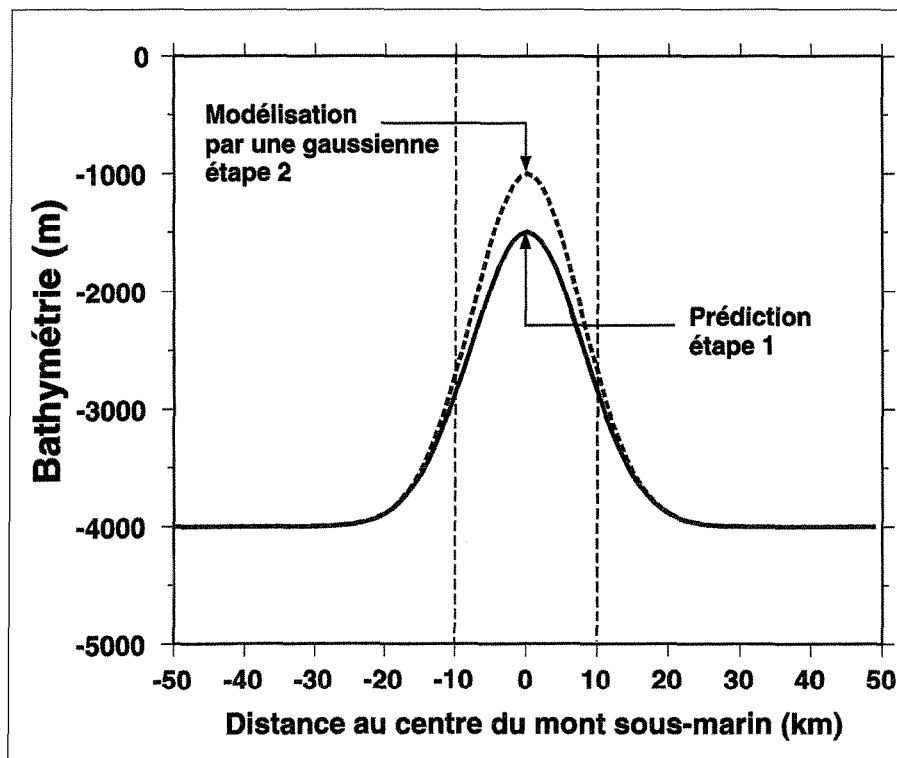


Fig. 4 - Prédiction bathymétrique locale d'un mont sous-marin en deux étapes (voir texte).
 Fig. 4 - Prediction of the local bathymetry of a seamount in two phases (see text).

aux courtes et grandes longueurs d'onde rendant impossible l'application de la relation. Pour éviter les instabilités qui peuvent en découler, un filtre passe-bande est appliqué de façon à ne laisser passer que les informations situées entre les limites supérieure et inférieure. La topographie prédite s'écrit alors :

$$H(k_n) = G(k_n) \cdot Z^{-1}(k_n) \cdot W(k_n) \quad (4)$$

Le choix du filtre passe-bande $W(k_n)$ est capital. Pour un gain de 0,5, une longueur d'onde de 17 km est choisie comme coupure inférieure. La limite supérieure dépend de la longueur d'onde de la flexure qui, elle-même, dépend de l'épaisseur élastique ; dans le cas étudié, elle varie entre 90 et 250 km.

A l'issue de cette étape, une topographie correspondant à la fenêtre spectrale utilisée pour le filtrage est obtenue. Pour avoir la bathymétrie complète, il faut maintenant rajouter la bathymétrie "régionale" correspondant aux longueurs d'ondes supérieures à celle de coupure du filtre $W(k_n)$ et obtenue à partir de la synthèse des profils de sondage bateaux existant sur la zone.

La dernière étape, consiste à améliorer la prédiction bathymétrique pour les courtes longueurs d'onde, autour des monts sous-marins principalement. Les informations comprises entre 7,5 km (limite de résolution) et 17 km (seuil de stabilité du filtre passe-bas) peuvent être restituées en utilisant la méthode de Parker (1973). Cette méthode, qui améliore sensiblement les résultats, consiste en une modélisation directe de l'anomalie de gravité pour les monts sous-marins à partir de la bathymétrie prédite (fig. 4).

Les données bathymétriques

L'ensemble des profils de données de bathymétrie provenant de la banque de données américaine NGDC et de divers instituts de recherche, ou universités, français et étrangers, est soumis à une première correction où les points aberrants sont supprimés. Dans un second temps, les erreurs aux points de croisement des profils sont calculées (Smith, 1993) en prenant pour référence les campagnes réalisées depuis 1985 avec un positionnement GPS. Cette sélection, qui ne retient que les données avec une erreur moyenne

inférieure à 150 m, conduit à éliminer les données antérieures à 1967 (année de mise en service du premier système de navigation satellite). A ce niveau de traitement, il reste 84 campagnes représentant 553 143 points de sondage auxquels se rajoutent les données du SHOM, 54 549 points, et 9164 points représentant le contour des côtes (fig. 1). Notons que l'on trouve une forte répartition des sondages sur les Tuamotu et les Marquises et une très faible voire nulle au sud de la Société et aux Australes.

Au total 617 118 points sont utilisables pour une zone comprise entre les longitudes 130 et 160°W et les latitudes 5 et 35°S. 62% des 607 692 sondages bathymétriques ont été acquis après la publication de la grille ETOPO5 (NGDC, 1988) qui a servi de support à de très nombreuses études globales et dont la validité fut remise en question récemment [voir par exemple Levitt et Sandwell (1996)].

La majorité des profils bathymétriques sont des sondages mono-faisceau mais la trace centrale des campagnes multi-faisceaux telles 15040173, 01010254, 15040180, GLOR3B-04, EW9106,

EW9204, EW9602, WEST02MV et ZEPOLYF1 a aussi été prise en compte. Les deux dernières ont un échantillonnage de 500 m le long du profil à comparer aux 2 km au minimum des autres campagnes (voir les contributions des campagnes ZEPOLYF1 et EW9602 en 1996 sur la figure 5).

A partir de la synthèse de ces sondages bathymétriques, une grille qui servira de composante régionale pour la prédiction bathymétrique est construite.

Les données gravimétriques

Les données d'altimétrie satellitale

Depuis plus de quinze ans, les satellites SEASAT, GEOS3, GEOSAT, ERS1 et TOPEX-POSEIDON ont fourni des données altimétriques permettant de connaître l'état de la surface de l'océan. Le radar altimètre mesure la distance entre le satellite et la surface de l'océan et si l'on connaît la trajectoire du satellite, il est possible de cartographier la hauteur de cette surface, que l'on assimile au géoïde marin. Les données satellite sont initialement sous forme de traces ascendantes et descendantes. Elles sont parallèles entre

elles pour un cycle donné et sont régulièrement espacées. Pour éviter les problèmes d'ajustement aux points de croisement de ces traces, une méthode s'appuyant sur la déflexion de la verticale a été élaborée par Sandwell, (1984). Elle permet de construire une grille d'anomalie de gravité à l'air libre [version 7,2, Sandwell et Smith (1997)] pour l'ensemble du globe à partir des données des satellites ERS1 et GEOSAT /GM (Geodetic Mission) et GEOSAT/ERM (Exact Repeat Mission). Cette grille régulière au pas de 2 minutes par 2 minutes sera celle utilisée pour la suite du traitement. Sa résolution spatiale est de 7,4 km (2 fois le pas) et la précision meilleure que 3 mGal.

Prise en compte des anomalies de gravité bateau

Un calcul de cohérence (fonction spectrale de corrélation) entre les données de gravité bateau et satellite appliqué en guise de comparaison, montre un bon accord entre les deux jeux de données (Sichoix et Bonneville, 1996). Toutefois, les données bateau ayant une meilleure résolution spatiale peuvent servir à améliorer la grille

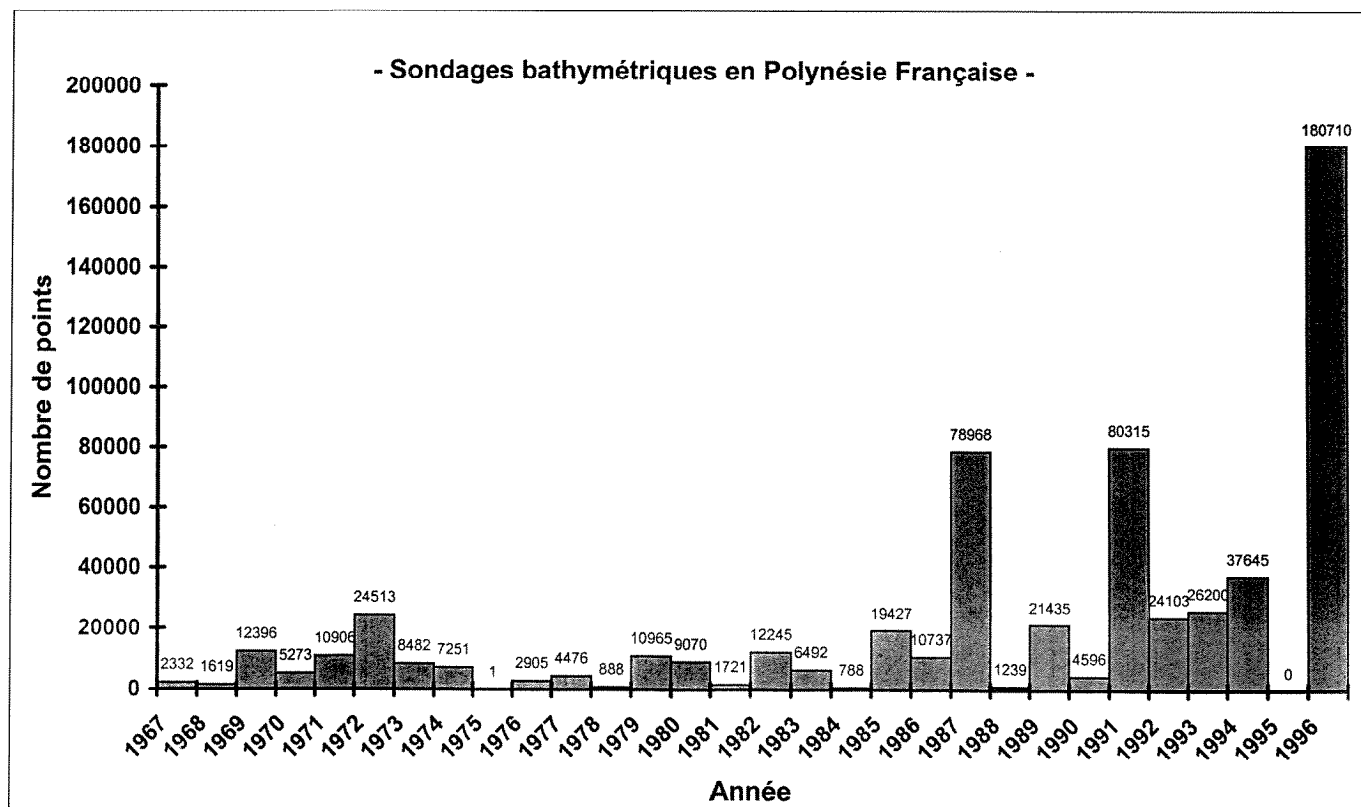


Fig. 5 - Répartition des données de sondage acoustique par année entre 1967 et 1996. Noter l'importance de l'année 1996 liée à la réalisation de deux campagnes avec un sondeur multi-faisceaux.

Fig. 5 - Distribution of echosounding data per year between 1967 and 1996. Note the volume for 1996 due to running two programmes with a multi-beam echosounder.

d'origine altimétrique. Après avoir subi un tri analogue à celui réalisé pour les profils bathymétriques (cf. supra), les profils de mesures gravimétriques réalisés par des bateaux sont corrigés des effets de dérive instrumentale et de constante par rapport à la grille d'anomalie à l'air libre de Sandwell et Smith (1997) puis combinés aux valeurs de cette grille. Une nouvelle grille d'anomalie de gravité est alors recalculée en combinant données de bateaux et de satellites.

Enfin, avant de réaliser la prédiction bathymétrique, il faut retrancher à ces données gravimétriques observées, un modèle de référence du potentiel terrestre [GEM-T3, (Lerch *et al.*, 1993)] calculé jusqu'à l'harmonique sphérique 20 pour ne conserver que les informations de longueurs d'onde se situant entre 0 et 2000 km.

La grille d'anomalie de gravité filtrée pour les grandes longueurs d'ondes et corrigée localement par les données bateau est maintenant prête à être utilisée pour la prédiction.

Résultats

L'application de la méthode décrite ci-dessus aux données retenues permet d'obtenir une grille bathymétrique avec un pas de 2' en longitude et 2' en latitude (fig. 6). Elle peut être téléchargée au format net CDF [Unidata Net Common Data Form, compatible GMT, (Wessel et Smith, 1991)] depuis la page <http://www.ipgp.jussieu.fr/UEP/download.html>. Huit coupures à l'échelle 1/1 200 000 ont été tirées à 300 exemplaires (Sichoix et Bonneville, 1997) et mises à la disposition des pêcheurs polynésiens.

Notre synthèse a permis l'identification de 12 monts sous-marins nouveaux [dans les régions des Australes, Gambier, Tuamotu et de la Société (Sichoix, 1997)] dont l'existence a été confirmée depuis par des sondages bateau. Au total, c'est plus de 230 monts sous-marins qui ont été recensés dans la ZEE.

Les erreurs de prédiction ont été estimées pour chaque zone étudiée, avant construction de la grille bathymétrique de synthèse. La prédiction bathymétrique la meilleure est enregistrée pour les Marquises avec une erreur globale de 170 m, les zones Tuamotu-centre-ouest et

Tuamotu-est présentent des erreurs de prédiction plus grandes, de 250 m. Pour la zone Société, les erreurs sont de l'ordre de 230 m. En ce qui concerne les Australes et les Gambier, la prédiction est moins bonne (car moins bien contrainte du fait de l'absence de données bateau) avec une erreur globale comprise entre 240 et 350 m suivant les zones.

Analyse-interprétation

Traits morphologiques majeurs

Les traits morphologiques marquants de la croûte océanique dans cette région du Pacifique sont (fig. 6) :

- les zones de fracture des Marquises et des Australes de direction N70°, liées au fonctionnement de la ride Farrallon jusqu'à 9 Ma (Mammerickx *et al.*, 1980) ;

- les alignements de monts sous-marins et îles volcaniques associés à un volcanisme de type point chaud : Cook-Australes, Pitcairn-Gambier-Moruroa-Duc de Gloucester, Marquises et Société. Ce sont des linéaments volcaniques d'âge progressif, parallèles et orientés NW-SE, dont l'extrémité méridionale est approximativement perpendiculaire à la Dorsale Est Pacifique (East Pacific Rise ou EPR), qui est le centre d'accrétion océanique actuel. Les âges et les structures sont concordants pour les quatre archipels : le volcanisme qui constitue ces îles est daté miocène à actuel, l'âge des volcans augmente vers le nord-ouest. A l'exception des Marquises, la présence d'un lagon autour de ces îles indique un âge plus ancien. On observe une migration du volcanisme vers le sud-est, avec un taux moyen de 11 cm/an, équivalent dans les quatre archipels (Duncan et Clague, 1985 ; Duncan et McDougall, 1976) ;

- le vaste plateau volcanique des Tuamotu compris entre les zones de fracture des Australes et des Marquises. D'orientation N115°, ce plateau est surmonté par des atolls qui sont les témoins émergés d'une chaîne sous-marine mise en place avant le fonctionnement des points chauds polynésiens. Il pourrait être le fruit de l'activité de deux points chauds (Okal et Cazenave, 1985 ; Ito *et al.*, 1995), aussi à l'origine des îles de la Ligne plus au nord ;

- les rides en échelon de Puka Puka (Sandwell *et al.*, 1995) et de Va'a Tau Piti (ZEPOLYF, 1996) ;

- Taukina le long de l'arc flexural provoqué par la chaîne Ngatemato aux Australes (McNutt *et al.*, 1997) ;

- « Savannah » (ZEPOLYF, 1996) à proximité de la Société et qui fera l'objet prochainement d'une description plus complète. A noter, que suite à un concours organisé dans les collèges des Îles sous le Vent, une série de noms pour les monts sous-marins reconnus lors de la campagne ZEPOLYF1 a été proposée à l'Organisation Hydrographique Internationale. Si ces propositions sont suivies, les Monts sous-marins Savannah s'appelleront désormais la Chaîne des Monts Tarava, Tarava signifiant « qui s'étendent » en Tahitien.

Bombements du plancher océanique

L'importance et le nombre des bombements du plancher océanique donnent un caractère unique à cette région du Pacifique. En effet, s'il l'on compare la répartition des points de sondage bathymétrique en fonction de l'âge de la croûte océanique correspondante aux courbes de subsidence thermique classiques du plancher océanique avec le temps (fig. 7), on constate que les valeurs observées sont en moyenne plus élevées que celles prédites par les modèles, on parle d'anomalie positive de la bathymétrie. Ces anomalies correspondent à des bombements que l'on rencontre à différentes échelles spatiales et qui sont à relier à des phénomènes intéressants des profondeurs variées du globe, de la surface de la croûte au manteau supérieur. Nous allons procéder dans ce chapitre à une analyse de ces bombements, tenter de les classer et d'en proposer une origine. Pour une étude complète et détaillée, le lecteur peut se reporter à Sichoix (1997) et Sichoix *et al.* (1998). Outre les bombements correspondants aux différents alignements volcaniques, il existe un bombement principal, qui affecte l'ensemble de la zone et a été appelé le superbombement du Pacifique Central ou Superswell (McNutt et Fischer, 1987 ; Menard, 1964) auquel il sera accordé une importance toute particulière car son existence réelle fut récemment remise en cause (Levitt et Sandwell, 1996).

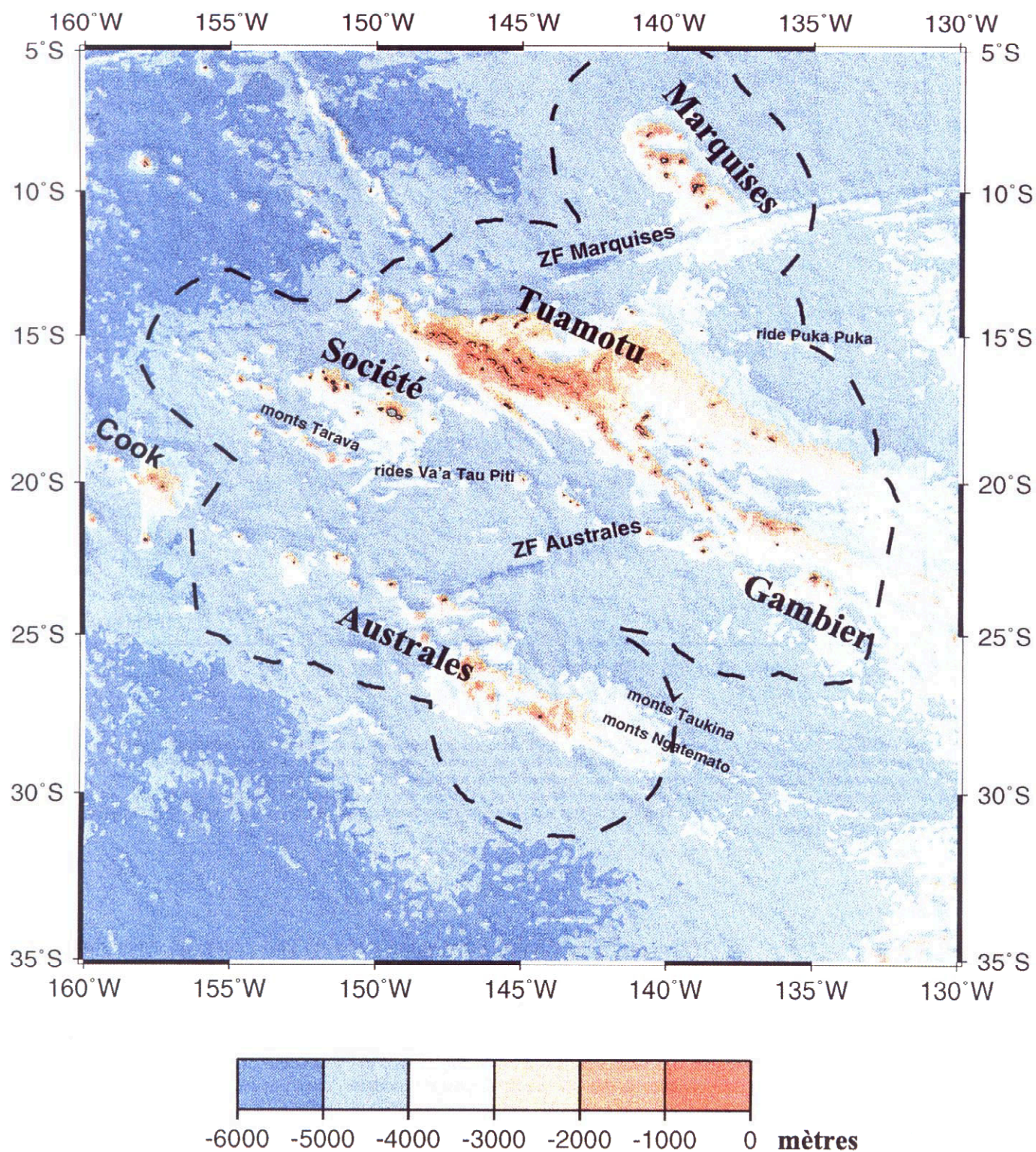


Fig. 6 - Carte bathymétrique finale, synthèse des données de sondage acoustique et de la prédiction bathymétrique à partir des données d'altimétrie satellitale. Les noms reportés sont commentés dans le texte.

Fig. 6 - Final bathymetric chart synthesizing the echosounding data and the bathymetric prediction from satellite altimeter data. The names are discussed in the text.

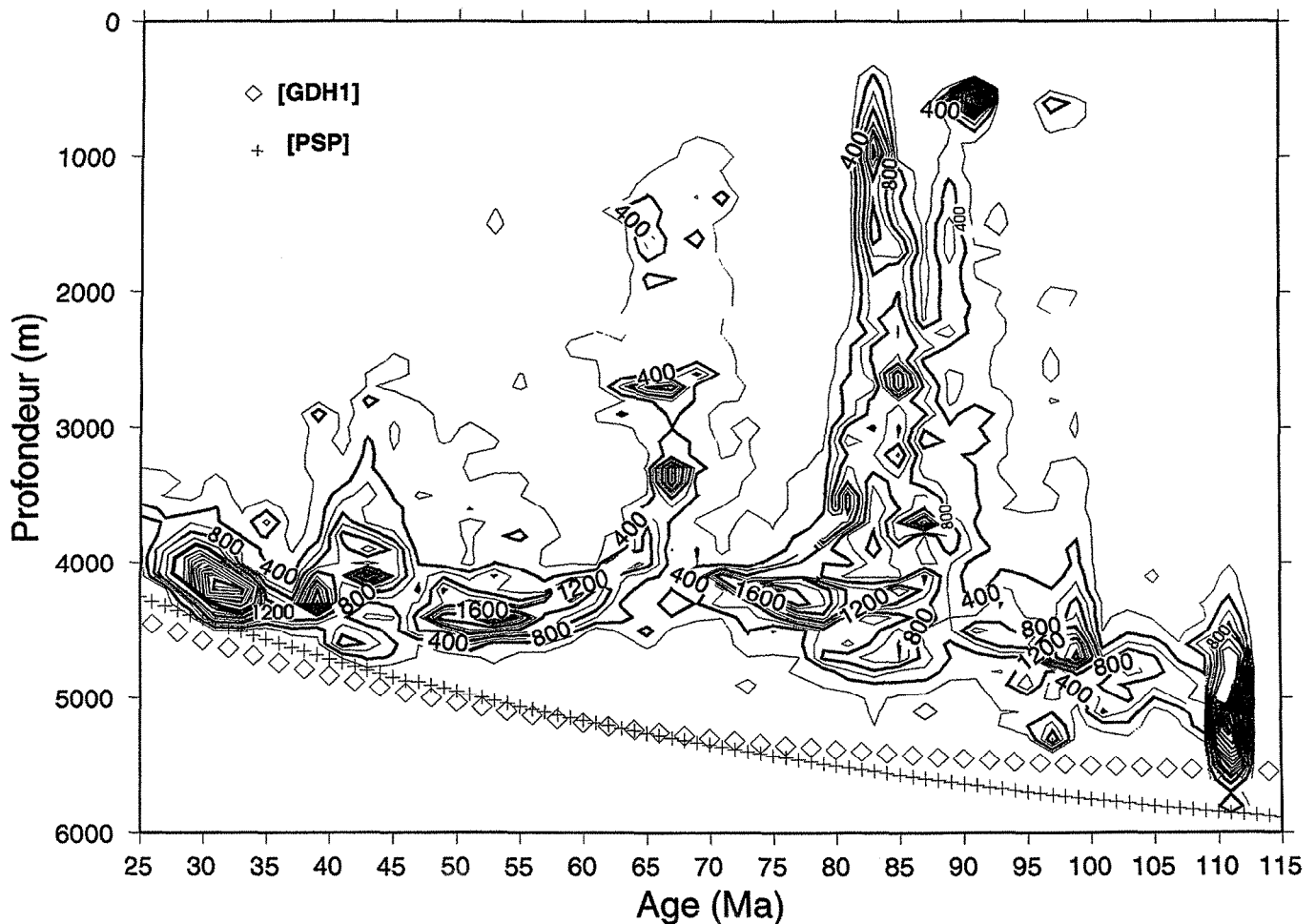


Fig. 7 - Profondeur (sondages acoustiques) en fonction de l'âge de la croûte (synthèse par Munschy *et al.*, 1996). Les modèles de subsidence de Parsons et Sclater (1977) ([PSP]= modèle de plaque) et de Stein et Stein (1992), [GDH1], sont reportés à titre de comparaison. Noter à partir de 45 Ma, l'écart positif systématique de la profondeur observée (bombements du plancher océanique) par rapport à celle prédite par les deux modèles.

Fig. 7 - Depth (echosoundings) in relation to crustal age (synthesis by Munschy *et al.*, 1996). The subsidence models of Parsons and Sclater (1977) ([PSP] = plate model) and Stein and Stein (1992) [GDH1] are shown for comparison. Note the systematic positive difference between the observed depth after 45 Ma (ocean floor swells) and that predicted by the models.

Analyse modale

Pour s'affranchir des problèmes d'échantillonnage et de représentativité des valeurs de profondeur, une analyse modale a été adoptée. Elle consiste à découper la bathymétrie, réelle, en reposant uniquement sur des sondages, et non celle prédite, en tranches régulières et à échantillonner à pas constant une tranche d'âge ou une zone, de façon à pouvoir compter le nombre de points [profondeur/âge ou profondeur/(x,y)] appartenant à chaque intervalle de temps ou à chaque pavé. On parle donc de fréquence d'autant plus représentative qu'elle est élevée dans un intervalle ou un pavé. Par ailleurs, le calcul de modes (on évalue la profondeur modale pour chaque pavé,

puis on projette cette profondeur modale sur la grille d'âge pour déterminer le mode en fonction de l'âge) constitue une approche statistique doublement plus efficace parce que l'on extrait les modes les plus significatifs à la fois dans l'espace et dans le temps. L'analyse modale est une approche statistique plus fiable que celles reposant sur la moyenne ou la médiane (McNutt et Fischer, 1987 ; Renkin et Sclater, 1988).

En pratique, on utilise un intervalle de 250 m pour les profondeurs, de 2 millions d'années pour les âges, et des pavés de $0,1^\circ$ par $0,1^\circ$ en longitude et latitude. Les dimensions de ces intervalles sont choisies respectivement en fonction de l'épaisseur sédimentaire, de l'incertitude

sur l'âge et de la résolution spatiale maximale des profils bathymétriques. Bien qu'aucune synthèse sur les épaisseurs sédimentaires n'ait encore été publiée sur la zone, les profils sismiques existants donnent des valeurs très faibles ne dépassant pas 150 m, à l'exception toutefois du plateau des Tuamotu, où l'épaisseur des sédiments peut être supérieure au kilomètre mais cette zone ne sera pas prise en compte dans la détermination de la relation profondeur/âge du superbombement. Nous avons donc considéré une épaisseur sédimentaire moyenne de 150 m ce qui conduit à une correction maximum de profondeur de 100 m suivant la formule de Schroder (1984), correction que nous considérerons comme une incertitude sur les données et intégrerons dans les 250 m

pris comme intervalle de profondeur. Outre la synthèse des données bateaux réalisées précédemment, la grille d'âge crustale de Mueller *et al.* (1993), modifiée par les récentes interprétations de Munsch *et al.* (1996) et Munsch *et al.*, (1998) sera utilisée.

Bombements topographiques associés aux points chauds

Il existe deux types de bombements topographiques associés aux chaînes volcaniques de type point chaud :

- le bombement local qui correspond à la zone active d'un point chaud, où le volcanisme est actuel. L'activité magmatique s'y traduit par la formation d'édifices de taille variable, souvent actifs simultanément et répartis sur une surface restreinte (Cheminée *et al.*, 1989 ; Hekinian *et al.*, 1991 ; Stoffers *et al.*, 1989). Cette zone présente un bombement du plancher océanique grossièrement circulaire de quelques centaines de mètres de haut sur 100 à 300 km de diamètre. Binard *et al.* (1991) ont présenté une étude morphostructurale s'appuyant sur des données de sondeurs multi-faisceaux et des photos de reliefs sous-marins, où ils ont mis en évidence des bombements locaux relatifs aux points chauds Société-Teahitia et Australes-Macdonald, de caractéristiques similaires. Leur amplitude est de 500 m, leur niveau d'édification volcanique situé à 3 750 m de profondeur et leur base à 4 200 m. Ils ont pu inscrire l'influence du point chaud dans une zone de 150 km de diamètre. Pour Pitcairn, située sur un plancher jeune (< 20 Ma), Binard *et al.* (1992) n'ont toutefois pas observé de surélévation locale. Cette définition du bombement local n'est vraiment fiable qu'en l'absence de tout autre phénomène parasite, ce qui n'est le cas ni pour le Macdonald, à cause de l'influence des chaînes anciennes Ngatemato et Taukina, ni pour la Société, à cause de la chaîne des monts Tarava ;

- le bombement régional qui correspond à l'ensemble des zones ayant été affecté par un même point chaud. Le bombement local y est donc inclus. La superficie totale peut atteindre quelques centaines de milliers de kilomètres carrés et la longueur d'onde caractéristique associée est de l'ordre de 1000 km.

L'amplitude d'un bombement régional doit être maximale au niveau de l'axe principal d'un alignement volcanique et décroître progressivement lorsque l'on s'éloigne de l'axe et de la zone active actuelle ou ancienne. Par exemple pour la Société, la distance qui sépare le plus vieux groupe d'atolls Manuae-Maupiha'a-MotuOne, et le plus jeune édifice volcanique, Mehetia, est de l'ordre de 720 km. En réalité, l'allongement axial dépasse les deux extrémités puisque l'influence d'un point chaud s'exprime au-delà des points de sortie du magma. L'étalement transversal d'un bombement, de part et d'autre de l'axe, est limité par le retour à la profondeur normale du plancher océanique vu son âge. La différence entre cette profondeur de base du bombement et la profondeur moyenne des édifices volcaniques définit l'amplitude du bombement régional. Monnereau et Cazenave (1990) ont déjà dressé le tableau des caractéristiques de nombreux bombements régionaux suivant une méthode radiale (le centre des radiales est le volcan actif ou un édifice d'âge récent). Crough (1978) a été le premier à approcher la forme des bombements par une fonction gaussienne et Wessel (1993) a ensuite modélisé la forme du bombement hawaïien en appliquant une fonction de super-Gaussienne. Notre objectif est ici de caractériser les bombements régionaux associés aux points chauds de Polynésie française à l'aide des paramètres suivants : amplitude, étalement transversal et surface affectée. Pour ce faire, on délimite autour de chaque alignement volcanique une région assez large pour englober le bombement et le retour à un plancher océanique normal, puis les modes de profondeur en fonction de la distance (par pas de 10 km) sont projetés sur un plan orthogonal à l'axe d'allongement principal de la chaîne.

Les Marquises

C'est plus de 82 381 points de sondage bathymétrique qui ont été utilisés sur l'ensemble de la zone avec une forte densité au niveau de la chaîne volcanique elle-même (plus de 50 000 points), toutefois peu de profils traversent les parties orientale et occidentale du bombement. L'axe d'allongement passe par Fatu Hiva (221,5°E/10,5°S) suivant la direction N140°E.

On constate sur la figure 8a que la profondeur régionale se situe autour de 4 600 m vers 650 km à l'est de l'axe c'est-à-dire dans la partie la plus jeune, tandis qu'à l'ouest, partie la ancienne, elle est plus profonde, de l'ordre de 5 300 m à 650 km de l'axe. Le sommet du bombement atteint les 3600 m, soit une amplitude de 1000 m. La largeur moyenne du bombement est de l'ordre 1200 km, ce qui avec un allongement axial de 700 km, conduit à une surface du bombement estimée à 840 000 km².

La Société

206 617 points de sondage bathymétriques ont été utilisés sur la Société avec une très bonne couverture sur toute la partie orientale et autour de Tahiti, et une très faible densité de points au niveau de groupe occidental Manua'e-Maupiha'a-MotuOne. La chaîne est orientée N115°E et son axe passe par Tahiti (210,5°E/17,5°S). La récente campagne ZEPOLYF 1 (Bonneville *et al.*, 1997) a montré que les monts Tarava formaient un alignement propre, situé à environ 200 km au sud de la chaîne Société, suivant une direction légèrement oblique.

Sur la figure 8b, on peut observer que :

- la profondeur régionale varie entre 4 100 m (partie jeune) et 4 400 m (partie ancienne) ;

- que la base de construction volcanique s'établit à 3600 m, soit seulement 500-800 m au-dessus du plancher environnant ;

- le bombement est entièrement associé aux édifices de la Société et non aux monts sous-marins Tarava qui produisent eux un mode significatif à 500-600 m de profondeur, représentant le sommet d'anciens volcans qui sont maintenant des guyots ;

- l'étalement latéral de la Société est estimé à seulement 300 km à partir de la distance à laquelle la pente du plancher devient nulle de part et d'autre des volcans ;

- la surface affectée par le bombement de la Société est évaluée à 300 km x 850 km soit environ 255 000 km², moins du tiers de celle des Marquises, pour une durée comparable d'activité.

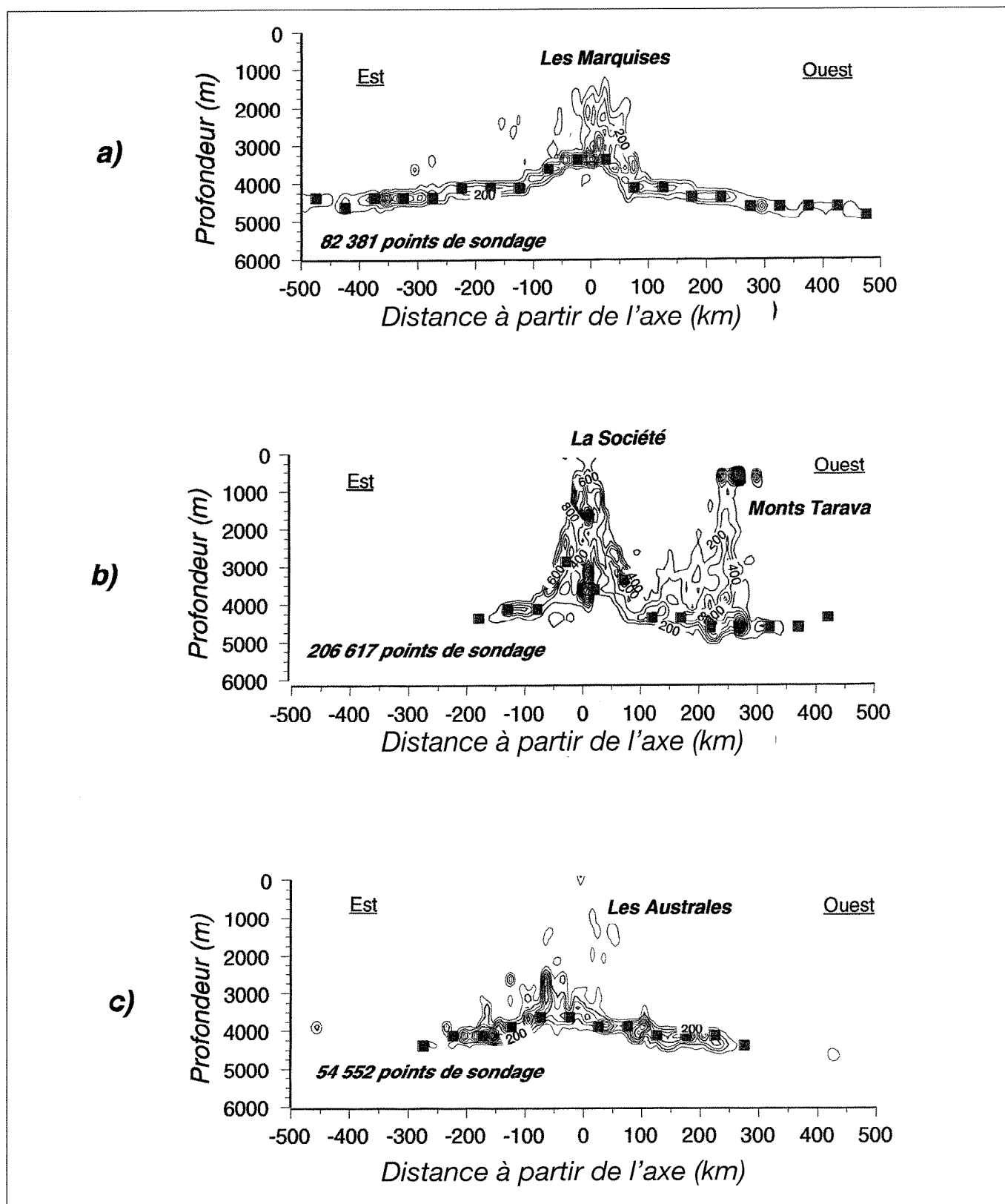


Fig. 8 - Modes des anomalies de profondeur en fonction de la distance à l'axe des chaînes (pas de 10 km). Les distances sont positives à l'ouest. Les modes sont représentés en isovaleurs tous les 100 points à partir de 100. Les carrés pleins grisés indiquent l'amplitude maximum du bombement et correspondent aux modes principaux recalculés avec un pas de 50 km. a) bombement des Marquises avec une direction N140° pour l'axe principal d'allongement de la chaîne. b) bombement de la Société avec une direction N115° pour l'axe principal d'allongement de la chaîne et des isovaleurs tous les 200 points à partir de 200. c) bombement des Australes avec une direction N115° pour l'axe principal d'allongement de la chaîne.

Fig. 8 - Depth anomaly modes in relation to distance from the axis of the seamount chain (10 km steps). The distances are positive to the west. The modes are represented as 100-point isovalues starting at 100. The solid grey squares indicate the maximum amplitude of the swell and correspond to the main modes recalculated with a 50 km step. a) the Marquesas swell with a N140° direction for the main axis of elongation of the seamount chain. b) the Society swell with a N115° direction for the main axis of elongation of the seamount chain and isovalues every 200 points beginning at 200. c) the Austral swell with a N115° direction for the main axis of elongation of the seamount chain.

Australes sud

Sur les 54 552 points de sondage utilisés, 50 % proviennent de la campagne EW9602 (McNutt et Caress, 1996) pour laquelle le pas d'échantillonnage est de 100 m. L'orientation moyenne de cet alignement est N115°E et l'axe de la chaîne passe par le Macdonald (220°E/29°S). Les modes principaux estimés à partir de la méthode axiale tracés sur la figure 8c, permettent de formuler les observations suivantes :

- la profondeur régionale varie entre 4 400 et 4 600 m ;
- le sommet du bombement atteint 3 800 m ;
- l'amplitude du bombement est comprise entre 600 et 800 m ;
- la superficie du bombement est de l'ordre de 500 000 km², soit un peu moins des deux-tiers des Marquises.

Détermination du superbombement par masquage des bombements régionaux

Les surfaces occupées par les bombements régionaux associés aux points chauds viennent d'être déterminées, ces contributions peuvent être retranchées afin de ne conserver que la signature du superbombement. L'existence d'une telle signature positive sera la preuve que le superbombement ne peut se réduire à la somme de bombements individuels. La figure 9 indique les régions dont les données ne seront pas prises en compte (Australes, Marquises, Société) plus la région des Tuamotu délimitée par le plateau et une région grossièrement définie pour les Gambier. Il n'est pas nécessaire de masquer les Cook ni la partie nord des Australes car la couverture des données y est très peu dense.

La figure 10 montre les modes de profondeur en fonction de l'âge calculés à partir des modes de profondeur relatifs à carré spatial de 0,1° x 0,1° en longitude et latitude. Les modes principaux reflètent un plancher peu profond partout en Polynésie française par rapport aux modèles classiques de subsidence thermique de la lithosphère. L'anomalie de profondeur atteint 1000 m entre 60 et 80 Ma, là où la profondeur régionale est

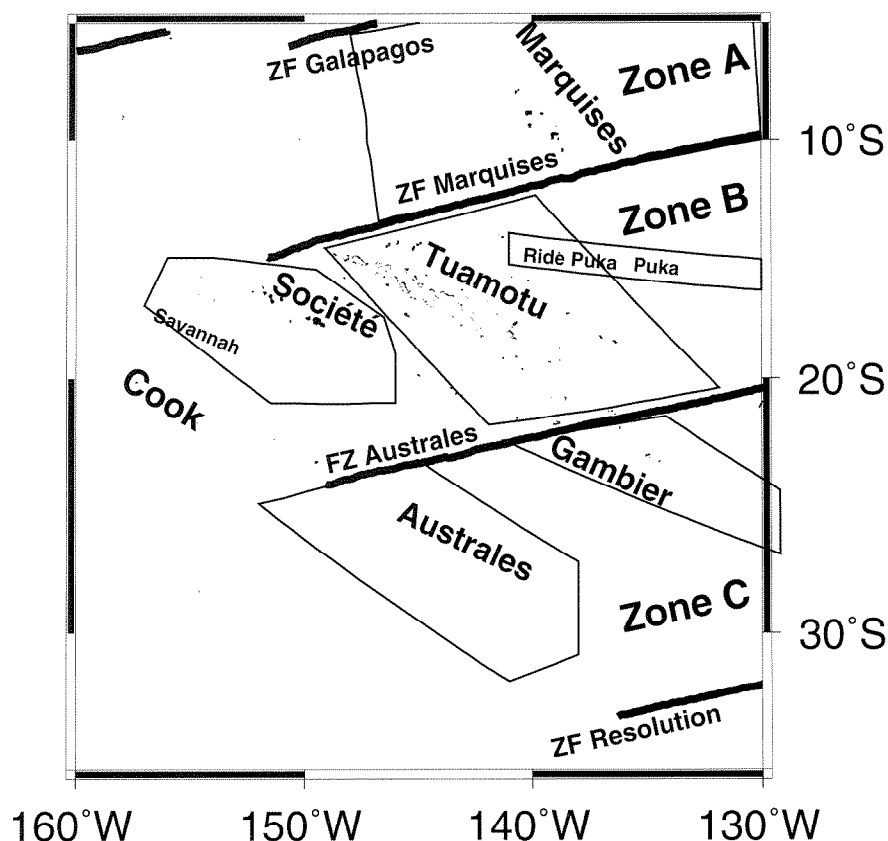


Fig. 9 - Surfaces couvertes par les bombements régionaux associés aux points chauds.
Fig. 9 - Areas covered by regional swells associated with hot spots.

de 4300 m, et est maximale autour de 80 Ma. L'anomalie de profondeur semble se prolonger vers l'ouest, sur une lithosphère plus vieille.

Origine du superbombement

Le superbombement ne résulte donc pas de la superposition des bombements puisqu'il existe toujours lorsque l'on enlève leur contribution.

Si l'on compare la courbe modale de profondeur du superbombement en fonction de l'âge de la lithosphère (fig. 10), avec les différentes relations de refroidissement thermique existantes, théorique comme le modèle de plaque de Parsons et Sclater (1977) ou contraint par des données sur l'ensemble des océans tel le modèle GDH1 (Stein et Stein, 1992), on constate que le superbombement présente partout un écart positif par rapport à ces courbes. On peut donc en conclure que la lithosphère dans la région correspondante a un comportement qui s'écarte de celui classiquement admis. La courbe empirique [MC] de Marty et Cazenave (1989),

qui utilise les données de cette région, rend bien compte du superbombement. Ces auteurs ainsi que Calcagno et Cazenave (1994) ont souligné que le taux de subsidence était le plus faible parmi les nombreux cas étudiés (200 mm/Ma^{1/2} au lieu de 350 mm/Ma^{1/2}).

La lithosphère subside presque normalement jusqu'à 40 Ma puis le plancher océanique se soulève et atteint un maximum vers 80 Ma. Enfin, l'anomalie de profondeur décroît de manière progressive jusqu'à retrouver pratiquement une courbe de subsidence normale autour de 100 Ma. Aucun modèle simple stationnaire de refroidissement de la lithosphère, plaque ou demi-espace, ne peut rendre compte d'un tel comportement et l'on doit envisager une origine dynamique dans le manteau en convection comme le proposent Larson (1991) et Larson et Kincaid (1996) avec leur hypothèse de superpanache dans le manteau inférieur ou McNutt et Judge (1990) avec deux épisodes de volcanisme et de panaches mantelliques séparés par 80 à 100 Ma.

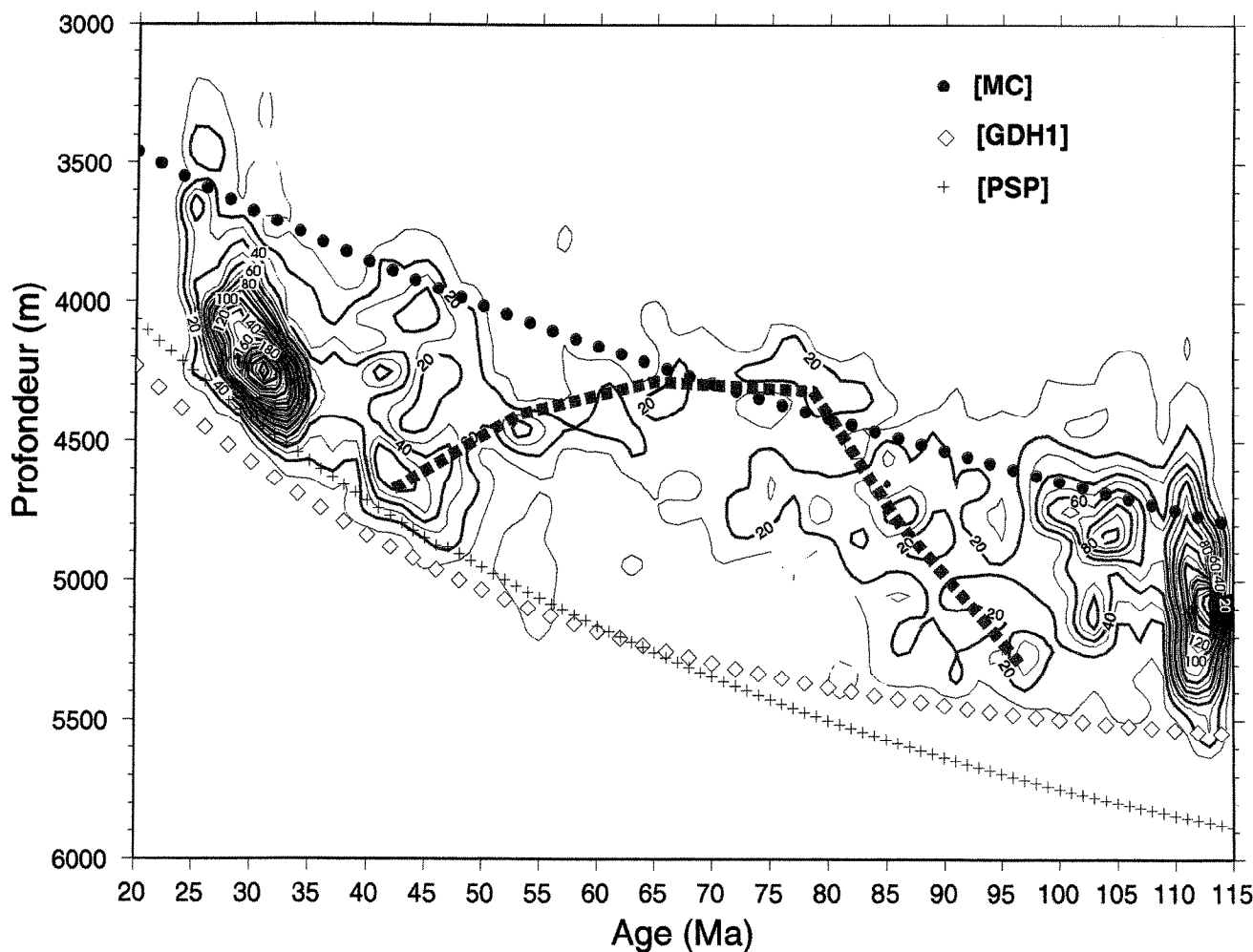


Fig. 10 - Relation profondeur/âge de la composante Superbombelement seule, les données des zones correspondant aux bombements (fig. 9) ayant été enlevées. Les contours sont tracés tous les 10 points à partir de 10. Les modes principaux du Superbombelement sont tracés à main levée (tirets). Les modèles de refroidissement de Parsons et Sclater (1977) ([PSP] = modèle de plaque) et de Stein et Stein (1992), [GDH1], ainsi que la courbe de Marty et Cazenave (1989), [MC], sont reportés pour comparaison.

Fig. 10 - Depth/age relationship of only the Superswell component, the data of the individual swell zones (see Fig. 9) having been removed. The contours are traced at 10-point intervals beginning at 10. The principal modes of the Superswell have been plotted freehand (dashes). The cooling models of Parsons and Sclater (1977) ([PSP] = plate model) and Stein and Stein (1992) [GDH1], as well as the Marty and Cazenave (1989) curve [MC], are shown for comparison.

Limites du superbombelement

Dans le but de déterminer si le superbombelement se concentre entre deux zones de fracture, Sichoix *et al.* (1998) ont découpé la région en trois compartiments (fig. 9) : la zone A au nord de la zone de fracture des Marquises ; la zone B entre les deux zones de fracture des Marquises et des Australes ; la zone C au sud de la zone de fracture des Australes. Une analyse modale profondeur/âge réalisée dans chacun des compartiments a été réalisée et conduit aux conclusions suivantes :

- le superbombelement n'affecte pas le nord de la zone de fracture des Marquises, conclusion déjà tirée par McNutt et

Fischer (1987). Les modes estimés à partir d'ETOPO5 sont tout à fait en accord avec ces observations ;

- le superbombelement se prolonge au-delà de la zone de fracture des Australes sur un plancher d'âge compris entre 60 et 80 Ma.

Conclusion

La nouvelle synthèse bathymétrique présentée a permis de cartographier des zones jusqu'alors inconnues de Polynésie française. Douze monts sous-marins ont ainsi été « découverts » et la position de structures peu ou mal connues a été représentée.

Les prolongements sous-marins des alignements volcaniques de type points chauds ont été reconnus ainsi que de nouvelles structures tels les rides topographiques ou les alignements de monts sous-marins non encore associés à une trajectoire de point chaud.

Il a pu être montré qu'il existait bien une surélévation topographique à grande échelle en Polynésie française qui n'est pas un artefact de la grille bathymétrique ETOPO5 et qui ne résulte pas d'une superposition des bombements topographiques associés aux points chauds de la région. C'est le superbombelement, dont les caractéristiques correspondent davantage à une origine dynamique dans le

manteau qu'à un amincissement de la lithosphère.

Les bombements régionaux associés à chaque point chaud ont été identifiés et quantifiés, celui des Marquises est en surface trois fois plus important et en amplitude deux fois plus important que celui des Australes ou de la Société. Il est comparable aux autres bombements identifiés à la surface du globe, car il est en dehors du superbombement. En effet, les points chauds de la Société et des Australes, qui sont eux dans la zone du superbombement, voient l'effet de leur poussée individuelle diminué par la circulation convective plus large dans laquelle ils sont entraînés.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier tout d'abord l'Etablissement pour la Valorisation des Activités Aquacoles et Maritimes (EVAAM), auquel a succédé le Service des Ressources Marines, qui a été à l'origine de ce travail et a financé la partie prédiction et l'édition des cartes bathymétriques (contrat 7-94) ; le gouvernement de Polynésie française et particulièrement la Délégation à la Recherche qui a accordé une bourse de départ à Lydie Sichoix (contrat LC943/VP/93), et les Ministères en charge de la Mer et de la Recherche ; le programme CORDET du Ministère

de l'Outremer (contrat 93-T08) ; le Ministère de l'Education Nationale qui accorda une allocation de recherche à Lydie Sichoix (1993 à 1996), le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine et le programme ZEPOLYF. Nous exprimons notre gratitude à Marcia McNutt et David Sandwell pour leur aide si efficace depuis quatre ans, et enfin à Raymond Bagnis et Isabelle Pérez pour leur soutien constant.

Les auteurs remercient Mme C. Truffert et M. M. Munsch pour leurs commentaires à la lecture du manuscrit original.

Références

- Baudry N., Diament M. (1987) - Shipboard confirmation of SEASAT bathymetric predictions in the South Central Pacific. *In*: Keating, B., Fryer, P., Batiza, R., and Boethlert, G., eds., *Seamounts, Islands and Atolls*, **43**, Monograph, Washington D.C., American Geophysical Union, 115-122.
- Baudry N., Diament M., Albouy Y. (1987) - Precise location of unsurveyed seamounts in the Austral Archipelago area using SEASAT data. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **89**, 869-888.
- Binard N., Hékinian R., Cheminée J.L., Searle R.C., Stoffers P. (1991) - Morphological and structural studies of the Society and Austral hot spot regions in the South Pacific. *Tectonophysics*, **186**, 293-312.
- Binard N., Hékinian R., Stoffers P. (1992) - Morphological study and type of volcanism of submarine volcanoes over the Pitcairn hot spot, in the south Pacific. *Tectonophysics*, **206**, 245-264.
- Bonneville A., Clouard V., Beuzart P., Klauke I., Le Suavé R., Loubrieu B., Saget P., Thomas Y. (1997) - Possible control of Society Islands volcanism by a preexisting volcanic chain. *AGU spring meeting, Eos, Transactions, Amer. Geophys. Union*, **78**, (46), p. 725.
- Calcagno P., Cazenave A. (1994) - Subsidence of the seafloor in the Atlantic and Pacific Oceans: Regional and large-scale variations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**, 473-492.
- Calmant S., Baudry N. (1996) - Modelling bathymetry by inverting satellite altimetry data: a review. *Mar. Geophys. Res.*, **18**, 123-134.
- Cheminée J.L., Hékinian R., Talandier J., Albarède F., Devey C.W., Francheteau J., Lancelot Y. (1989) - Geology of an active hot spot: Teahitia-Mehetia region in the south central Pacific. *Mar. Geophys. Res.*, **11**, 27-50.
- Crough S.T. (1978) - Thermal origin of mid-plate hotspot swells. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **55**, 451-469.
- Dixon T.H., Naraghi M., McNutt M.K., Smith S.M. (1983) - Bathymetric prediction from Seasat altimeter data. *J. Geophys. Res.*, **88**, 15663-15711.
- Dorman L.M., Lewis B.T.R. (1970) - Experimental isostasy, 1, Theory of the determination of the earth isostatic response to a concentrated load. *J. Geophys. Res.*, **75**, 3357.
- Duncan R.A., Clague D.A. (1985) - Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains. *In*: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., and Uyeda, S., eds., *The Oceans Basins and Margins*, **71**, 197-227.
- Duncan R.A., McDougall I. (1976) - Linear volcanism in French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **1**, 197-227.
- Hékinian R., Bideau D., Stoffers P., Cheminée J.L., Muhe R., Puteanus D., Binard N. (1991) - Submarine intraplate volcanism in the South Pacific; geological setting and petrology of the Society and the Austral regions. *J. Geophys. Res., B, Solid Earth and Planets*, **96**, 2109-2138
76 Refs.
- Ito G., McNutt M., Gibson R.L. (1995) - Crustal structure of the Tuamotu Plateau, 15°S, implications for its origin. *J. Geophys. Res.*, **100**, 8097-8114.
- Larson R.L. (1991) - Geological consequences of superplumes. *Geology*, **19**, 963-966.
- Larson R.L., Kincaid C. (1996) - Onset of mid-cretaceous volcanism by elevation of the 670 km thermal boundary layer. *Geology*, **24**, 551-554.
- Lerch F.J., Nerem R.S., Putney B.H., Felsentreger T.L., Sanchez B.V., Marshall J.A., Klosko S.M., Patel G.B., Williamson R.G., Chinn D.S., Chan J.C., Rachlin K.E., Chandler N.L., McCarthy J.J., Luthke S.B., Pavlis N.K., Robbins J.W., Kapoor S., Pavlis E.C. (1993) - A geopotential model from satellite tracking, altimeter, and surface gravity data: GEM-T3. *J. Geophys. Res.*, **99**, 2815-2839.

- Levitt D.A., Sandwell D.T. (1996) - Modal depth anomalies from multibeam data bathymetry: Is there a South Pacific Superswell, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **139**, 1-16.
- Mammerickx J., Herron E., Dorman L. (1980) - Evidence for two Fossil Spreading Ridges in the Southeast Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **91**, 263-271.
- Marty J.C., Cazenave A. (1989) - Regional variations in subsidence rate of oceanic plates: a global analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 301-315.
- McNutt M.K. (1998) - Superswells. *Rev. Geophys.*, **36**, 211-244.
- McNutt M.K., Caress D.W. (1996) - Origin of Lineated Midplate Volcanism in the Southern Austral Islands: Lyttelton - Papeete (NZ-Tahiti), Massachusetts Institut of technology.
- McNutt M.K., Caress D.W., Reynolds J., Jordahl K.A., Duncan R.A. (1997) - Failure of Plume Theory to explain Midplate Volcanism in the Southern Austral Islands. *Letters To Nature*, **389**, 479-482.
- McNutt M.K., Fischer K.M. (1987) - The south Pacific Superswell. *In*: Keating, B., Fryer, P., Batiza, R., and Boethlert, G., eds., *Seamounts, Islands and Atolls*, **43**, Monograph, Washington D.C., American Geophysical Union, 25-34.
- McNutt M.K., Judge A.V. (1990) - The superswell and mantle dynamics beneath the south Pacific. *Science*, **248**, 969-975.
- Menard H.W. (1964) - *Marine geology of the Pacific*. McGraw-Hill, New York, 271 p.
- Monnerneau M., Cazenave A. (1990) - Depth and geoid anomalies over oceanic hotspot swells: A global survey. *J. Geophys. Res.*, **95**, 15429-15438.
- Mueller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G. (1993) - A digital age map of the ocean floor, SIO.
- Munschy M., Antoine C., Gachon A. (1996) - Evolution Tectonique de la Région des Tuamotu, Ocean Pacifique Central. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **323**, 941-948.
- Munschy M., Antoine C., Guille G., Guillou H. (1998) - La croûte océanique et les points chauds de la Polynésie française (océan Pacifique central). *Géologie de la France*, n° 3, (ce volume), 5-13.
- N.G.D.C. (1988) - National Geophysics Data Center, ETOPO5 bathymetry/topography data, Data announc. 88-MGG-02: Boulder, CO. *National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce*.
- Okal E.A., Cazenave J. (1985) - A model for the plate tectonic evolution of the east-central Pacific based on Seasat investigations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **72**, 99-116.
- Parker R.L. (1973) - The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **31**, 447-455.
- Parsons B., Sclater J.G. (1977) - An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, **82**, 803-827.
- Renkin M.L., Sclater J.G. (1988) - Depth and age in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2919-2935.
- Ribe N.M., Watts A.B. (1982) - The distribution of intraplate volcanism in the Pacific Ocean basin: a spectral approach. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **71**, 333-362.
- Sandwell D.T. (1984) - A detailed view of the south Pacific geoid from satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, **89**, 1089-1104.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. (1997) - Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, **102**, 10039-10054.
- Sandwell D.T., Winterer E.L., Mammerickx J., Duncan R.A., Lynch M.A., Levitt D.A., Johnson C.L. (1995) - Evidence for diffuse extension of the Pacific plate from Pukapuka Ridges and Cross-Grain gravity lineations. *J. Geophys. Res.*, **100**, 15087-15099.
- Schrodoer W. (1984) - The empirical depth-age relation and depth anomalies in the Pacific Ocean basin. *J. Geophys. Res.*, **89**, 9873-9883.
- Sichoix L. (1997) - Le volcanisme de la Polynésie française : caractérisation des points chauds et du superbombement à partir d'une nouvelle synthèse bathymétrique. Thèse de doctorat, Tahiti, Polynésie française, Université Française du Pacifique, 297 p.
- Sichoix L., Bonneville A. (1996) - Prediction of bathymetry in French Polynesia constrained by shipboard data. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2469-2472.
- Sichoix L., Bonneville A. (1997) - Carte bathymétrique de la Polynésie française : Papeete, Tahiti, French Polynesia, EVAAM.
- Sichoix L., Bonneville A., McNutt M.K. (1998) - Analysis of Modal depths of the Superwell and Swells in the South Pacific from single and multibeam bathymetry. *J. Geophys. Res.*, (in press).
- Smith W.H.F. (1993) - On the accuracy of digital bathymetric data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 9591-9603.
- Smith W.H.F., Sandwell D.T. (1994) - Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. *J. Geophys. Res.*, **99**, 21803-21824.
- Stein C.A., Stein S. (1992) - A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, **359**, 123-128.
- Stoffers P., Botz R., Cheminée J.L., Devev C., Froger V., Glasby G., Hartmann M., Hékinian R., Kogler F., Laschek D., Larque P., Michaelis W., Muhe R., Puteanus D., Richnow H.H. (1989) - Geology of MacDonald seamount region, Austral Islands: Recent hotspot volcanism in the South Pacific. *Mar. Geophys. Res.*, **11**, 101-112.
- Wessel P. (1993) - A reexamination of the flexural deformation beneath the Hawaiian islands. *J. Geophys. Res.*, **98**, 12,177-12,190.
- Wessel P., Smith W.H.F. (1991) - Free software helps map and display data. *Eos Trans. AGU*, **72**, 445-446.
- Zépolyf (1996) - Rapport de mission de la campagne ZEPOLYF-1: Papeete - Tahiti, Université Française du Pacifique and IFREMER.