

Carte des fonds océaniques

par altimétrie spatiale

Notice

Stéphane Calmant

IRD, LEGOS

IRD Géosciences Azur (1990-2002)

Anny Cazenave

CNES, LEGOS

Muriel Bergé-Nguyen

CNES, LEGOS

Thomas Mourier

IRD

LEGOS

Laboratoire d'études en géophysique
et océanographie spatiales,
UMR CNES, CNRS, IRD,
Université Paul Sabatier (Toulouse)

Géosciences Azur

UMR CNRS, IRD, Université de Nice-
Sophia Antipolis, Université Pierre et
Marie Curie (Paris)

Photo de couverture

Satellite ERS-2, vue d'artiste, European Space Agency

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayant cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

Introduction

La topographie des fonds océaniques de notre planète demeure, aujourd'hui encore, moins bien connue que celles de Mars, de Vénus ou de la Lune. Si la topographie continentale de la Terre nous est en effet facilement accessible, il n'en va pas de même de celle des fonds océaniques, qui a longtemps échappé à nos observations. Les océans recouvrent plus de 70 % de la surface du globe, avec une épaisseur d'eau moyenne de 4 500 m, qui rend difficile toute mesure directe de la topographie des fonds marins.

Sans remonter à l'Antiquité et aux exploits des marins phéniciens, grecs ou romains, suivis plus tard, à partir du X^e siècle, par ceux des Vikings, on attribue généralement aux Portugais, au XV^e siècle, les premières mesures des profondeurs océaniques. Les premières cartes connues des routes maritimes, sur lesquelles figurent également les principaux courants et les vents dominants, datent quant à elles du début du XVII^e siècle.

Durant le XVII^e et le XVIII^e siècle, une nouvelle génération d'explorateurs apporte une importante contribution à la connaissance des océans grâce à des expéditions qui répondent davantage à nos critères scientifiques actuels. Bien que l'observation de l'océan ne constitue pas en soi le cœur de leur motivation, Hudson, Baffin, Bering, Cook, Bougainville, La Pérouse, parmi d'autres, ont marqué la toponymie de nombreux océans, mers, archipels et courants.

En ce qui concerne plus spécifiquement la topographie des fonds océaniques, qui nous intéresse ici, les premières missions océanographiques datent de la seconde moitié du XIX^e siècle, tant pour des objectifs visant à l'amélioration de la navigation que pour des raisons scientifiques, économiques ou stratégiques ; et cet intérêt se confirmera tout au long du XX^e siècle.

C'est d'abord avec le développement des réseaux de communication trans-océaniques, durant la seconde moitié du XIX^e siècle, que les profondeurs des mers ont été explorées lors de campagnes spécifiques. Lors de la pose de câbles télégraphiques entre l'Europe et le continent américain (1858), on découvre l'existence de fonds de plus de 5 000 mètres ainsi que les reliefs alors insoupçonnés de la ride médio-atlantique.

Les premières campagnes scientifiques modernes commencent dès la seconde moitié du XIX^e siècle, avec les trois tours du monde du navire océanographique *Challenger* (1872-1876), un bâtiment dédié à l'étude des faunes des grandes profondeurs. Mais les mesures sont encore effectuées à l'aide de sondes classiques et de dragues, avec des résultats tributaires des courants marins, et de ce fait peu précis.

Avec la Seconde Guerre mondiale, un pas décisif est franchi avec l'apparition des premiers dispositifs de type sonar, issus du domaine militaire, qui utilisent les ondes acoustiques pour mesurer les profondeurs. Grâce à cette technique, plusieurs grandes fosses océaniques sont découvertes : 7 800 m au large de Puerto Rico par le navire suédois *Albatross*, 10 000 m au large des Philippines par le *Challenger II*.

Les campagnes océanographiques par sondeur acoustique menées depuis la fin de la Seconde Guerre sont à l'origine des premières cartes globales des fonds océaniques, dont la célèbre carte publiée en 1968 par Xavier le Pichon. Mais il faut attendre le milieu des années 1970 pour voir apparaître les premiers sondeurs acoustiques multifaisceaux, même si la plupart des mesures destinées à des objectifs scientifiques résulte alors encore de sondeurs monofaisceaux.

Les sondeurs multifaisceaux permettent de dresser des cartes très détaillées mais ponctuelles, avec une précision en profondeur de l'ordre de la dizaine de mètres. Mais paradoxalement, pour précises qu'elles soient, ces mesures ne fournissent pas une bonne information de bathymétrie globale car elles sont très mal positionnées en surface, un problème qui court jusqu'à la fin des années 70. Puis, dans les années 80, l'avènement des premiers systèmes de positionnement par satellites (système Transit) permet un positionnement avec une précision hectométrique ou kilométrique, selon la configuration de la campagne de mesure. Enfin, au cours des années 90, l'apparition du système GPS permet un positionnement en surface d'une précision de quelques dizaines de mètres.

Quoi qu'il en soit, peu de campagnes océanographiques ont au total bénéficié à la fois des techniques bathymétriques multifaisceaux et du nouveau système de positionnement GPS. Par ailleurs, la couverture de l'ensemble du domaine océanique était très incomplète, avec des sondages répartis de manière inégale et des mesures fortement hétérogènes : on estime en effet

qu'environ 90 % des océans mondiaux n'ont pas bénéficié d'une couverture bathymétrique multifaisceaux. Imaginons, à titre de comparaison, que le relief de l'Europe continentale ne nous soit connu que grâce à des relevés effectués le long du réseau autoroutier... La couverture complète des fonds marins par les traditionnelles campagnes océanographiques aurait ainsi nécessité plusieurs dizaines d'années et un investissement humain et financier considérable, évalué à 5 milliards d'euros.

Les limites des techniques acoustiques pour l'établissement de cartes marines globales sont donc dès lors atteintes, bien que les techniques multifaisceaux soient encore de nos jours indispensables aux échelles supérieures, notamment pour la cartographie détaillée de structures déjà identifiées. Elles sont d'ailleurs largement mises à contribution pour l'établissement de notre carte des fonds océaniques.

Ainsi, les bases de données alimentées par les mesures issues des campagnes océanographiques se sont vite révélées insuffisantes pour dresser une cartographie globale et détaillée des fonds océaniques, qui réponde aux exigences accrues des scientifiques. C'est alors que l'avènement des satellites altimétriques et l'établissement des premières cartes mondiales d'anomalies de gravité en domaine océanique jouèrent un rôle décisif. Apparus au début des années 90, ces deux outils sont ainsi à l'origine des projets de cartographie globale, s'appuyant pour la première fois sur des mesures collectées depuis deux décennies par des satellites altimétriques et réparties de manière uniforme sur la surface du globe. De nombreux satellites artificiels avec radars altimétriques

embarqués ont en effet été placés en orbite depuis le milieu des années 70, pour des missions d'observation de l'environnement terrestre : *Geos-3* en 1975, *Seasat* en 1978, *Geosat* en 1986, *ERS-1* en 1991, *Topex-Poséidon* en 1992, *ERS-2* en 1995, *GFO* en 2000, *Jason* en 2002, *Envisat* en 2003 (voir tableau 1 pour les caractéristiques de ces missions). Notons au passage qu'aucune des missions d'altimétrie satellitaire n'a été dédiée spécifiquement à la cartographie sous-marine, les objectifs étant ciblés principalement sur d'autres applications civiles ou militaires.

Grâce à ces données altimétriques et gravimétriques, on connaît bien à présent la morphologie des principales structures sous-marines du globe (dorsales océaniques, fosses de subduction, failles transformantes, zones de fracture, plateaux volcaniques, alignements de chaînes volcaniques...), bien que nombre d'autres éléments demeurent peu ou pas connus : on sait ainsi que des milliers de « petits » volcans sous-marins (d'un diamètre d'environ 10 km, s'élevant d'environ 100 m par rapport au plancher de l'océan) parsèment les grands fonds, petites structures actives dont on ignore encore tout et qui restent encore à découvrir (figure 1) !

Ces missions satellitaires ont, entre autres résultats, permis de cartographier directement depuis l'espace les ondulations de la surface océanique à l'échelle globale, avec une bonne résolution spatiale. Ces observations géodésiques, qui constituent une source de données inédites et précises, sont à l'origine de nombreux développements en océanographie et en géophysique marine. Elles constituent, avec les mesures par sondage acoustique *in situ*

Nombre de monts
sous-marins connus

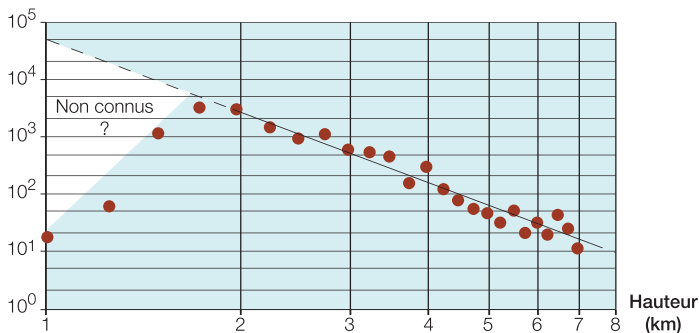


Figure 1 – Distribution statistique du nombre de volcans en fonction de leur taille.

(d'après Sandwell et al., 2002)

Ce graphique montre que le nombre de volcans sous-marins connus décroît régulièrement avec leur taille, sauf pour les très petits édifices (taille < 1 km) qui sont bien moins nombreux que prévu, ce qui laisse supposer que la plupart de ces petits édifices restent à découvrir.

regroupées dans la base du National Geographic Data Center des États-Unis (NGDC) les sources principales de données utilisées pour établir notre carte satellitaire des fonds océaniques.

Principes et fondements de l'altimétrie satellitaire

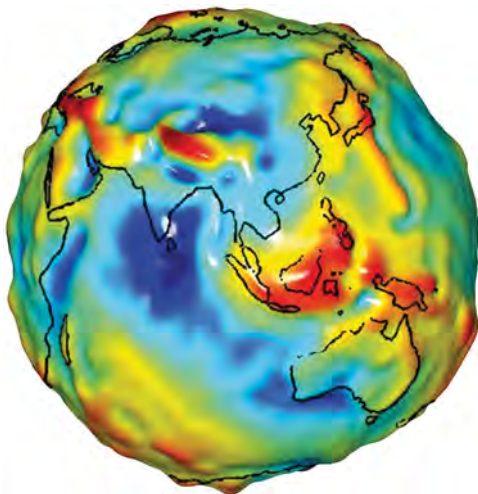
Pour expliquer comment on dresse une carte des fonds marins par altimétrie satellitaire, il faut dans un premier temps comprendre l'un des principes de base, à savoir que la géométrie de la surface océanique au repos – c'est-à-dire hors les phénomènes météorologiques, océanographiques et les marées – reflète en

partie la topographie sous-marine du fait de variations infimes de la force de gravité à la surface du globe, point sur lequel nous reviendrons en détail par la suite.

La cartographie fine de la surface de l'océan mondial permet de ce fait de réaliser une cartographie des reliefs sous-marins, par inversion des équations reliant la masse de ces volcans sous-marins à leur signature gravitationnelle. Mais voyons à présent quelques notions importantes, celle de topographie de la surface océanique et celle de géoïde. Nous présenterons ensuite plus en détail la technique de l'altimétrie par satellite.

Topographie de la surface océanique et géoïde

La surface de l'océan obéit aux lois physiques régissant l'état d'un liquide soumis à des forces extérieures. Ces lois prévoient que sa surface est partout perpendiculaire à la direction de ces forces. À l'échelle de la Terre, la surface théorique de l'océan au repos est ainsi en tout point perpendiculaire à la direction de la force locale de pesanteur, elle-même résultante de la force de gravité produite par l'attraction liée à la masse de la Terre et de la force centrifuge liée à sa rotation. La surface des océans est donc une matérialisation d'une surface équipotentielle du champ de pesanteur. La surface équipotentielle qui coïncide avec la surface au repos de l'océan mondial, s'appelle le géoïde (figures 2 a et b). En un lieu donné, l'horizontale locale est définie par le plan tangent à cette surface ; la verticale du lieu correspondant à la direction orthogonale à cette même surface (figure 3).



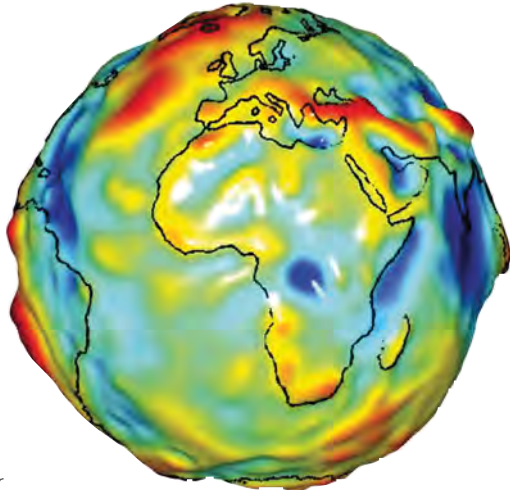
(a)

*Figures 2 a et b –
Cartes globales de
la hauteur du géoïde
par rapport
à un ellipsoïde
de référence figurant
une Terre moyenne.*

*Code couleur :
en bleu les creux,
en rouge les bosses.*

Si la Terre ne tournait pas sur elle-même et si elle avait une composition homogène, le géoïde serait une sphère. Mais la rotation effective de la Terre sur elle-même lui donne la forme d'un ellipsoïde aplati aux pôles (la différence entre le rayon équatorial et le rayon polaire est d'environ 21 km). En raison de la distribution hétérogène de la matière à l'intérieur du globe, en particulier dans le manteau terrestre, la surface du géoïde présente, à l'échelle du millier de kilomètres, des creux et des bosses qui atteignent jusqu'à 100 m d'amplitude (la figure du géoïde obtenue par la mission américaine GRACE en 2002 est représentée en figures 2 a et b).

À l'échelle de quelques kilomètres, la surface du géoïde marin présente encore des creux et des bosses, de quelques mètres de



*Cartes établies
à partir des données
collectées en 2002 par
la mission satellitaire GRACE
de la NASA.*

(b)

haut, cette fois-ci causés par les reliefs sous-marins, et qui se superposent aux irrégularités à grande échelle. En effet, la présence d'un relief sous-marin sur le plancher océanique crée un excès local de masse, puisque de la roche plus dense remplace localement l'eau, moins dense que celle-ci. La force de gravité, dont la direction marque la verticale, va donc être légèrement déviée en direction du volcan. Au-dessus de ce relief sous-marin, l'eau va s'accumuler, de sorte que la surface océanique demeure perpendiculaire à cette verticale déviée (figure 3). Par exemple, un complexe volcanique gigantesque comme celui de Hawaï, dans le Pacifique central, crée autour de lui, du fait de sa masse énorme, une accumulation d'eau d'une quinzaine de mètres sur une surface de plusieurs milliers de kilomètres carrés, soit une

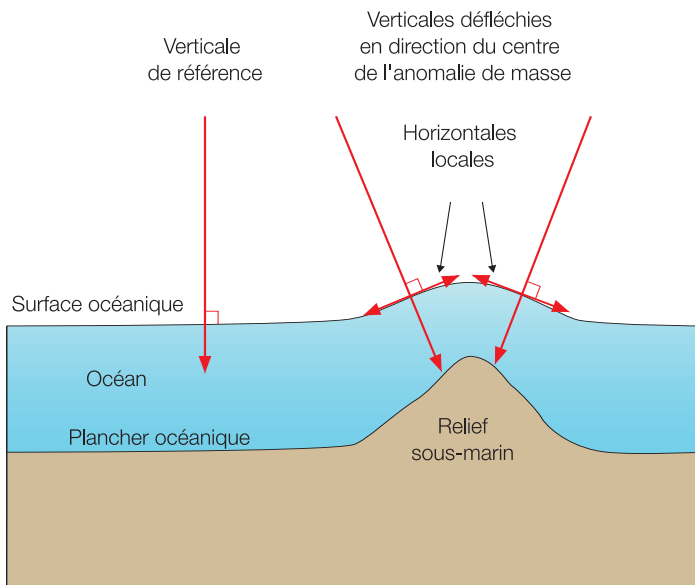


Figure 3 – Schéma de la déviation de la verticale créée par la présence d'un volcan sous-marin.

La masse du volcan crée une petite force d'attraction gravitationnelle qui s'ajoute à la force globale et en modifie la direction (la résultante est légèrement orientée vers le volcan). La surface de l'eau s'ajuste pour rester perpendiculaire à la direction de la force résultante. Il en résulte une accumulation d'eau au-dessus du volcan.

pente de quelques centimètres par kilomètre. Ces ondulations du géoïde en domaine océanique sont représentées sur la figure 4.

■ La mesure altimétrique

La technique altimétrique consiste à mesurer l'altitude d'un point quelconque situé à la surface de la Terre. Depuis les années 70, des altimètres radar embarqués à bord de satellites ont permis de cartographier l'ensemble des reliefs de la surface de la

Terre. L'altimètre embarqué à bord du satellite envoie à intervalles réguliers (un millième de seconde) un signal radar vers le nadir (direction verticale descendante en un lieu donné, opposée au zénith) ; ce signal se réfléchit sur la surface de la mer qui le renvoie vers le satellite. De la mesure du trajet aller-retour de l'onde radar (de l'ordre de 5 millièmes de seconde), on peut déduire en tout instant l'altitude du satellite au-dessus de la surface marine. En pratique, la mesure du temps aller-retour doit être corrigée des perturbations qui ont ralenti l'impulsion radar lors de son parcours dans l'atmosphère : interaction avec les électrons libres de l'ionosphère, avec la vapeur d'eau troposphérique, ralentissement de l'onde lié à la pression atmosphérique...

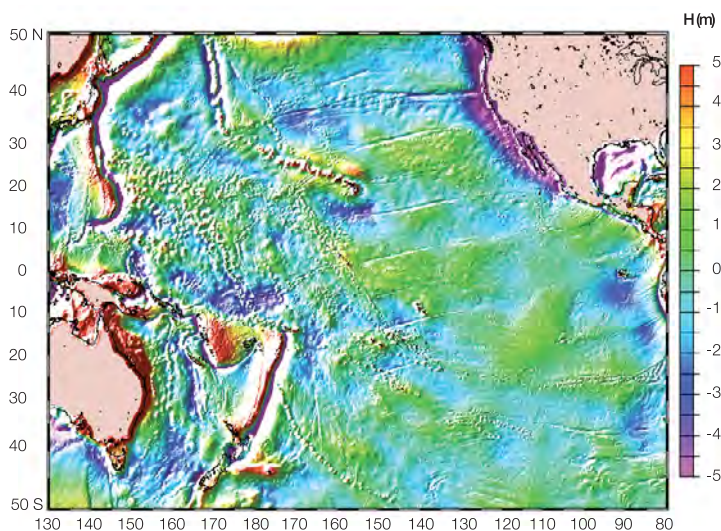


Figure 4 – Topographie de la surface moyenne de l'océan due aux reliefs sous-marins.

Source : CLS (Collecte et Localisation Satellite, 31 - Ramonville, http://www.cls.fr/oceano/projets/mss/maps_en.html).

Grâce aux méthodes actuelles d'orbitographie, on peut connaître la vitesse et la position théoriques du satellite en tout point de sa trajectoire ; on ajuste pour ce faire les équations de la mécanique céleste qui régissent le mouvement des satellites en orbite avec des mesures dites « de poursuite » entre des stations au sol et le satellite. La connaissance des paramètres de l'orbite permet de calculer l'altitude du satellite par rapport à une surface de référence qui, par convention, est un ellipsoïde dont les caractéristiques sont celles d'une « Terre moyenne ». La différence entre l'altitude du satellite par rapport à cet ellipsoïde de référence et la mesure radar de la hauteur du satellite au-dessus de la mer fournit la hauteur de la mer par rapport à l'ellipsoïde (figure 5).

La surface de la mer ainsi mesurée n'est qu'une surface instantanée, alors que le géoïde, la surface qui nous intéresse en tant qu'équipotentielle du champ de gravité, correspond à la surface moyenne et permanente de la mer. Les mesures altimétriques sont donc corrigées des effets de marée (terrestre et océanique) et des effets météo-océanographiques (courants, vagues...).

La conversion du géoïde marin en termes de relief sous-marin

Nous avons vu qu'il existe une relation relativement simple – due à l'attraction gravitationnelle – entre la topographie de la surface de l'océan mondial et la topographie du plancher sous-marin.

La réalité est cependant un peu plus complexe. La lithosphère océanique (l'enveloppe solide superficielle de la Terre, d'une cen-

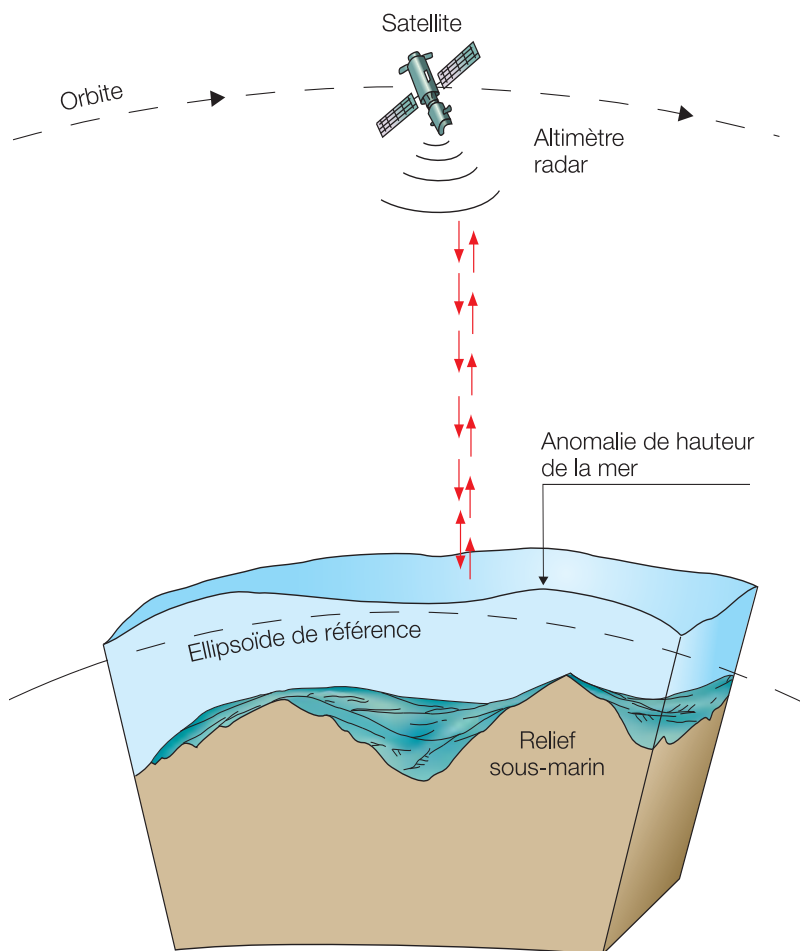


Figure 5 – Principe de la mesure altimétrique.

taine de kilomètres d'épaisseur) n'est pas absolument rigide. Sous le poids d'un mont sous-marin, la partie supérieure de cette lithosphère océanique se déforme, en se creusant à la façon d'une plaque mince élastique (le terme « élastique » caractérise le comportement d'un matériau qui retrouve sa forme initiale si la contrainte qui occasionnait la déformation disparaît). Ce creusement se matérialise clairement à l'interface croûte-manteau supérieur, dénommé Moho, caractérisé par un contraste brutal de densité des matériaux lithosphériques (figure 6). On peut calculer théoriquement cette déformation de la lithosphère à partir de la théorie de l'élasticité, si l'on connaît les dimensions et la densité du volcan sous-marin. Mais ce relief est inconnu, puisque c'est justement ce que l'on cherche à déterminer ! En découle une complication causée par cette relation non linéaire entre le paramètre mesuré (la topographie de la surface de l'océan déduite des mesures altimétriques satellitaires) et le paramètre à calculer (la topographie du fond sous-marin).

Grâce à des études menées depuis une vingtaine d'années, notamment à partir de l'altimétrie spatiale, on a pu établir un modèle de comportement élastique de la lithosphère océanique pour les volcans sous-marins déjà bien cartographiés et datés.

Ces études ont montré que l'âge de la plaque lithosphérique au moment de la mise en place du volcan contrôle, en fait, la géométrie de la déflexion, pour une masse volcanique donnée. Cette déformation produit un défaut de masse, dont l'effet sur le géoïde est opposé à celui dû au volcan. Mais sa distance à la surface étant plus grande, cet effet est amoindri. La signature gra-

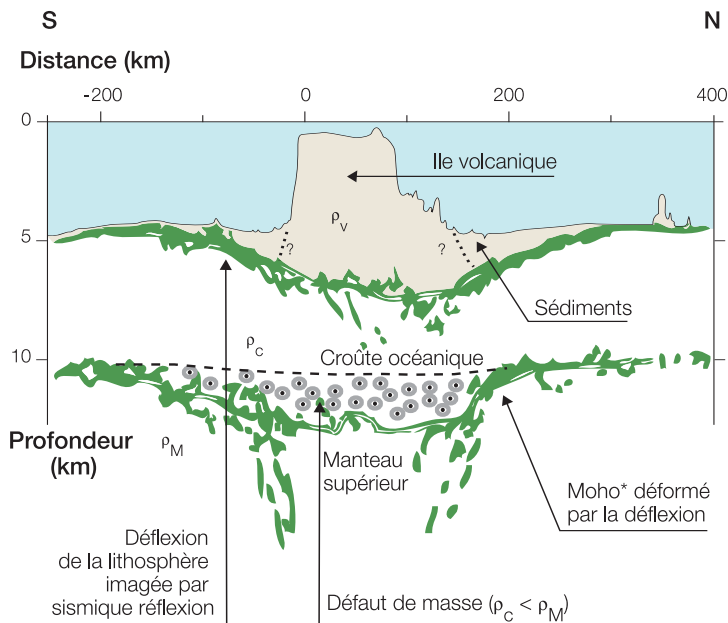


Figure 6 – Déflexion de la lithosphère océanique sous le poids de l'île d'Oahu (chaîne de Hawaïi).

(d'après Watts et al., Nature, Vol. 315, 105-111, 1985)

La couche supérieure de la lithosphère – la croûte – a une densité ρ_c de 2,7 alors que celle du manteau, qui correspond à la couche inférieure de la lithosphère est de $\rho_M = 3,4$. L'approfondissement de leur interface – le Moho* – se traduit par un défaut de masse sous l'île (points en grisé). L'effet gravitationnel de ce défaut de masse s'oppose partiellement à celui de la masse du volcan de densité ρ_v .

* Moho : interface rhéologique croûte-manteau correspondant au contraste de densité majeur au sein de la lithosphère océanique.

vationnelle de l'ensemble dessine cependant toujours une bosse sur le géoïde, malgré l'influence opposée, et moindre, de la déflexion du Moho (figure 6). Cette loi de comportement, établie sur une centaine de volcans répartis sur l'ensemble des océans, peut être généralisée pour modéliser la déformation de

la lithosphère sous le poids de n'importe quel volcan sous-marin pourvu que l'on ait une idée de l'âge qu'avait la lithosphère au moment de la formation de l'édifice volcanique.

Par conséquent, un volcan sous-marin est toujours associé à une bosse de la surface de l'océan. Toutefois, cette bosse sera moindre que celle que donnerait le calcul direct de l'effet gravitationnel du volcan du seul point de vue de son relief. La cartographie des monts sous-marins par altimétrie satellitaire va donc consister à calculer non pas directement le relief de la structure dont la signature gravitationnelle serait celle donnée par la cartographie de la surface de la mer mais le relief de la structure dont la signature gravitationnelle aura été amoindrie par la déflexion de la lithosphère.

Pratiquement, on extrait une grille de la hauteur de la mer sur la zone à cartographier. La grille utilisée pour notre carte a un pas d' $1/16^{\circ}$ de degré, soit environ 7 kilomètres à l'équateur. Ce même pas de grille a été conservé pour la carte bathymétrique. Numériquement, le problème consiste à calculer la hauteur du relief sur chaque cellule de la grille de bathymétrie, sachant que chaque élément de relief contribue *pro parte* à l'anomalie de hauteur de géoïde en chaque point de la grille de hauteur de la mer, la contribution étant donnée par la relation gravitationnelle modifiée explicitée précédemment.

Un tel problème, dit non-linéaire, ne peut se résoudre que de façon itérative : on calcule d'abord une bathymétrie préliminaire en chaque point de grille, en particulier en contraignant cette bathymétrie par les mesures *in situ* quand elles existent. Puis on

évalue la signature gravitationnelle de l'ensemble sur tous les points de grille de géoïde. La différence entre cette grille d'effet gravitationnel calculé et la grille initiale de hauteur observée de la mer est alors utilisée pour corriger conjointement la bathymétrie et la déflexion correspondante. Le processus est repris jusqu'à ce qu'un ajustement satisfaisant soit obtenu entre la signature observée sur la surface de la mer et la signature gravitationnelle produite à la fois par la structure bathymétrique et les interfaces de densité internes de la lithosphère ainsi défléchie.

La méthode ainsi utilisée présente l'avantage de permettre un calcul conjoint d'incertitude. En effet, cette carte bathymétrique étant utilisée pour d'autres applications scientifiques (océanographie physique et biologique, risque tsunamique, marégraphie globale...), il est indispensable que les utilisateurs de ces valeurs de profondeurs sachent avec quelle précision elles ont été obtenues.

De fait, cette précision peut varier de quelques dizaines de mètres à proximité des points de grille où il y avait une mesure *in situ*, à quelques centaines de mètres dans les très grands fonds. En effet, la relation entre anomalie de masse – le volcan sous-marin – et anomalie de potentiel – la hauteur du géoïde matérialisée par la carte de surface de la mer – est inversement proportionnelle à la distance entre les deux : un volcan créera une anomalie de géoïde plus grande s'il est posé sur un fond peu profond que s'il est situé à grande profondeur. Et cette anomalie de géoïde ressortira donc bien mieux du bruit sur les mesures de géoïde dans le premier cas que dans le second. De ce fait, pour

Tableau 1 – Les différentes missions altimétriques utilisées pour la cartographie des fonds marins par altimétrie satellitaire

Satellite	Type de mission	Altitude moyenne (km)	Inclinaison	Période de répétitivité (en jours)	Inter-trace à l'équateur (en km)	Date
Geosat	MG MR	800	108°	17,05		1986 1987-1988
GFO	MR	800	108°	17,05		Depuis 2000
T/P ⁽¹⁾	MR	1 330	66° 04	9,92	315	Depuis 1992
Jason	MR	1 330	66° 04	9,92	315	Depuis 2002
ERS 1	MR MG ⁽²⁾	790	98° 50	35 176 x 2	80 16/2	1991-1994 1994-1995
ERS 2	MR	790	98° 50	35	80	1995-2003
Envisat	MR	790	98° 50	35	80	Depuis 2003

MG = mission géodésique - MR = mission répétitive

- (1) : Topex/Poséidon, qui a cessé de fonctionner en décembre 2005, alors que son successeur Jason, lancé en 2002, a été placé sur une orbite identique, mais décalée d'un demi inter-trace à partir de septembre 2002, laissant à Jason la tâche de poursuivre la série temporelle le long de l'orbite initiale.
 (2) : la mission géodésique d'ERS-1 a duré 2 cycles orbitaux. A la fin du premier cycle, l'orbite a été décalée d'un demi inter-trace, réduisant ainsi de moitié l'inter-trace final.

Pour des raisons de continuité des séries temporelles, les satellites lancés récemment ont été placés sur la même orbite que leur prédécesseur : JASON sur l'orbite de TOPEX/Poseidon (1/P) ; GFO sur celle de GEOSAT¹ ; et ERS-2 puis ENVISAT sur celle d'ERS-1.
 Les missions indiquées en italique sont postérieures à l'établissement de la présente carte.

une incertitude donnée sur les mesures de hauteur du géoïde (évaluée à 5 cm pour la grille de géoïde), l'incertitude sur la masse de l'édifice volcanique à l'origine de cette anomalie de géoïde peut atteindre plusieurs centaines de mètres quand la profondeur dépasse plusieurs milliers de mètres !

Les grandes missions d'altimétrie satellitaire

Un satellite altimétrique réalise une couverture complète de la Terre au cours d'un cycle orbital de durée variable, à l'issue duquel il survole de nouveau les mêmes zones. Il existe une relation entre les caractéristiques de l'orbite du satellite (altitude, inclinaison) et la durée (période de répétitivité) du cycle orbital ; ainsi ce dernier est-il d'environ 10 jours pour *Topex-Poséidon* et *Jason*, 17 jours pour *Geosat* et *GFO* et 35 jours pour les satellites *ERS* et *Envisat* (tableau 1) ; de même, il existe une relation entre la durée du cycle et la distance au sol entre deux traces (ou inter-trace) : ces traces matérialisent le cycle orbital du satellite projeté sur la surface de la Terre. À l'équateur, la distance moyenne entre deux traces est de 315 km pour *Topex-Poséidon* et *Jason*, alors qu'elle n'est que de 80 km pour les satellites *ERS* et *Envisat* (tableau 1).

La résolution spatiale des données d'altimétrie satellitaire permet une cartographie à l'échelle kilométrique le long des traces d'orbite, la résolution perpendiculaire aux traces demeurant fonction de la distance entre les traces.

Certaines missions sont mieux adaptées que d'autres à la cartographie fine du domaine océanique. Ainsi, entre avril 1994 et mars 1995, le satellite *ERS-1* de l'Agence spatiale européenne (ESA, European Space Agency), dédié à l'étude de l'environnement terrestre, a été placé sur une orbite particulière, dite « géodésique » (tableau 1), afin de réaliser une cartographie fine de la surface océanique pour des objectifs de géophysique marine. La résolution spatiale de cette mission, à savoir la distance entre deux traces sub-orbitale, était de l'ordre de 8 km à l'équateur, et inférieure à 5 km aux hautes latitudes.

Dix ans plus tôt, le satellite *Geosat*, lancé pour le compte de la marine américaine, avait lui aussi réalisé une cartographie serrée de la surface des océans mondiaux. Mais les données récoltées avaient été classées « secret défense », en raison de leur application à des fins militaires pour le guidage inertiel des sous-marins et des missiles. La mise à disposition du public des données de la mission géodésique européenne *ERS-1*, à but civil, a conduit en retour le Département américain de la Défense à « déclassifier » les données *Geosat*, les mettant ainsi à la disposition de la communauté scientifique internationale. Grâce au décalage existant entre les traces des orbites du satellite *ERS-1* et celles du satellite *Geosat*, le quadrillage des océans par ces deux missions atteint une résolution homogène exceptionnelle, meilleure que 5 kilomètres sur l'ensemble de la couverture.

Les grands traits de la topographie sous-marine

Les cartes de fonds marins nous rappellent que le plancher océanique constitue un magnifique enregistrement de l'activité de la Terre. On observe en effet que le fond des océans est parsemé de volcans de toutes tailles, le plus souvent alignés en chaînes, dont le paradigme est la chaîne d'Hawaïi, qui s'étire sur des milliers de kilomètres dans le Pacifique Nord.

On remarque également qu'un alignement de reliefs continus serpente à travers les océans : ce sont les dorsales médio-océaniques, particulièrement visibles au milieu de l'Atlantique, où du magma profond partiellement fondu vient se solidifier en surface et renouveler le plancher océanique. Lorsqu'une dorsale interfère avec un alignement volcanique, leurs émissions volcaniques peuvent se cumuler, provoquant un épaississement du plancher océanique pouvant aller jusqu'à son émergence, comme c'est le cas en l'Islande.

Des fosses bordent les grands bassins océaniques, en particulier l'océan Pacifique, avec à l'ouest des fosses profondes, telles que celles des Mariannes, des Tonga, du Japon, ainsi qu'à l'est, le long de la marge sud-américaine. Le long de ces fosses, la lithosphère retourne dans le manteau terrestre, entraînant avec elle son tapis de sédiments gorgés d'eau. Entre dorsales et fosses, les grands bassins sont zébrés de zones de fracture, telles celles de Mendocino et d'Eltanin dans le Pacifique, ou Kane

dans l'Atlantique central, et qui sont le résultat de l'« accommodation » du plancher océanique au déplacement des plaques sur la sphère terrestre.

La topographie des fonds sous-marins résulte de trois grands phénomènes géophysiques (figure 7) : la contraction thermique du plancher océanique, le volcanisme et la déflexion de la lithosphère subduite au niveau des zones de convergence de plaques (zones de subduction). Le volcanisme sous-marin, actif au niveau des rides médio-océaniques, est à l'origine de la formation continue du plancher océanique. Au fur et à mesure que le matériau volcanique s'éloigne peu à peu de l'axe de la dorsale du fait de l'intrusion de nouveau matériau crustal, il se refroidit et se contracte. Cette contraction thermique entraîne une augmentation de densité et, par voie de conséquence, un approfondissement de la position d'équilibre isostatique (selon le principe d'Archimède) du plancher océanique : à grande échelle, le plancher océanique est d'autant plus profond qu'il est ancien. Les plus grandes profondeurs océaniques se situent d'ailleurs au nord-ouest de l'océan Pacifique, là où la croûte océanique est la plus âgée.

Les plaques océaniques pouvant être assimilées à des coquilles sur une sphère, la vitesse d'expansion au niveau des dorsales devrait augmenter continûment des pôles vers l'équateur du pôle de rotation, pour que la dorsale reste stable sur toute sa longueur, conformément à ce que l'on observe. Or, la vitesse d'expansion le long d'une dorsale varie peu. Il en résulte une segmentation de la dorsale qui a pour conséquence d'en décaler les éléments

longitudinaux successifs. Ce décalage se traduit à long terme, c'est-à-dire à l'échelle du million d'années, par ces grandes zones de fracture qui zèbrent les fonds océaniques : ce sont les failles transformantes. En termes de reliefs sous-marins, ces zones de fracture se caractérisent par une marche dont la hauteur est proportionnelle à la différence d'âge des deux compartiments du plancher océanique mis en vis-à-vis par le décalage mentionné précédemment.

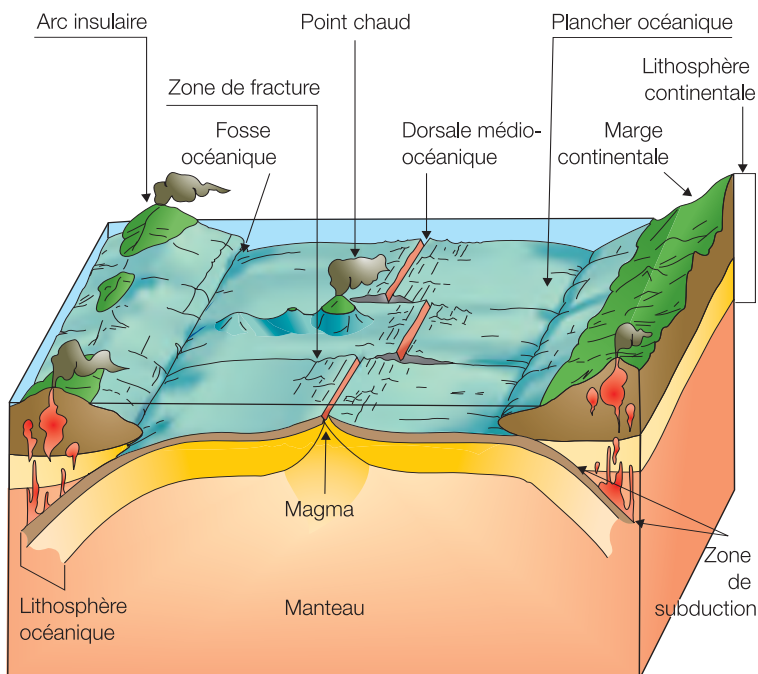


Figure 7 – Les grandes structures des fonds marins.

On a déjà souligné dans l'introduction l'apport essentiel des mesures de bathymétrie « classique » collectées lors d'innombrables campagnes océanographiques, pour cartographier ces grandes structures des fonds sous-marins. L'altimétrie satellitaire, quant à elle, va être d'un apport essentiel pour la cartographie des volcans : des considérations théoriques sur la distribution des monts sous-marins en fonction de leur taille suggèrent en effet, on l'a signalé plus haut, que plusieurs milliers d'entre eux ne sont pas encore répertoriés sur les cartes bathymétriques « classiques » (figure 1).

Les différentes cartes satellitaires des fonds marins : une validation de la cartographie par altimétrie satellitaire

Deux cartes de prédiction bathymétrique par altimétrie satellitaire de l'ensemble du domaine océanique ont été publiées à ce jour. La première a été réalisée en 1997 par une équipe américaine (Smith & Sandwell, 1997). La carte ici reproduite a été publiée par les auteurs en 2002 (Calmant *et al.*, 2002). Ces deux cartes ont été obtenues à partir des mêmes données *in situ* et satellitaires mais avec des méthodologies très différentes. Les collègues américains ont traduit les variations de hauteur du géoïde le long des traces altimétriques en anomalies de gravité. Ils ont ensuite converti le spectre de ces anomalies en spectre bathymétrique pour enfin ré-exprimer le spectre bathymétrique en terme de relief sous-

marin. Aux points de grille où des mesures *in situ* existent, ils ont remplacé les valeurs prédites par ces mesures en assurant bien la continuité avec les points de grilles alentours.

Pour notre carte, la méthode a consisté à exprimer théoriquement quel devrait être le relief sous-marin qui pourrait expliquer au mieux l'anomalie de géoïde observée sur une grille de surface moyenne de la mer, étant données les relations physiques, les quelques mesures ponctuelles, leur imprécision, les incertitudes sur les mesures satellitaires. L'intérêt de notre méthode est de produire deux résultats indissociables : une prédiction de profondeur et l'incertitude sur cette prédiction. L'avantage de la méthode américaine est de permettre un calcul sur une grille plus fine (méthode numérique beaucoup moins coûteuse en temps de calcul par ordinateur). L'inconvénient de cette méthode est de ne fournir qu'une estimation globale indirecte de la précision du résultat, et non une estimation directe locale de la précision en tout point.

Rapportées à un pas de grille identique, ces deux cartes diffèrent globalement d'une centaine de mètres en moyenne sur l'ensemble du domaine océanique et cette valeur correspond à l'ordre de grandeur des incertitudes calculées avec notre solution. Cette bonne concordance entre des résultats indépendants constitue en soi une validation scientifique de l'utilisation de l'altimétrie satellitaire pour la prédiction bathymétrique, tout en précisant ses limites : précision d'une centaine de mètres pour une résolution d'une centaine de km^2 (soit des pixels d'environ $10 \times 10 \text{ km}$).

Pour plus de détails sur les techniques altimétriques ou sur les algorithmes utilisés dans les calculs, nous renvoyons le lecteur à des publications spécialisées, dont une liste succincte est donnée en annexe.

Développements liés à l'altimétrie satellitaire

La topographie du fond marin, ou bathymétrie, constitue une donnée de base pour des applications dans de nombreux domaines scientifique. En océanographie physique, la bathymétrie contraint la circulation générale dans les grandes profondeurs. À plus petite échelle, elle contrôle le transport des masses d'eau d'un bassin océanique à l'autre et selon sa « rugosité » (en particulier la densité de volcans sous-marins et leur hauteur), elle force le mélange vertical entre eaux de surface et eaux profondes, avec entre autres conséquences le transfert de la chaleur et du dioxyde de carbone depuis l'atmosphère vers les abysses. Environ un tiers de l'énergie fournie par le Soleil et la Lune sous forme de force de marée est dissipé par le frottement de l'eau sur les fonds marins. Tous ces mouvements de masses d'eaux gigantesques ont bien entendu des conséquences importantes sur le climat. De ce fait, une bonne connaissance de la bathymétrie est un outil essentiel pour la prédiction des changements climatiques futurs.

En biologie marine, les populations animales sont fortement liées à leur habitat. Une bonne connaissance des ressources halieutiques passe donc par une bonne connaissance de leur envi-

ronnement, et donc de la bathymétrie. L'étude des reliefs sous-marins constitue une approche préliminaire indispensable à toute étude d'environnement.

Le relief sous-marin est, par ailleurs, une expression de l'histoire géologique récente de la Terre et apporte ainsi des informations importantes pour notre connaissance de l'évolution de notre planète. Il renseigne sur l'importance du volcanisme sous-marin, sur la répartition de ce volcanisme entre segments de dorsales et alignements de volcans intra-plaques, sur les mécanismes de la tectonique des plaques...

La bathymétrie présente aussi des intérêts économiques et politiques : la délimitation des zones économiques, fondamentales pour le droit de la mer et de l'exploitation de ce domaine en termes de ressources marines vivantes et de ressources minérales, est en partie basée sur la nature des fonds marins et leur profondeur. Or, peu de pays ont les moyens humains et matériels de cartographier leur zone économique par des moyens traditionnels. Une carte bathymétrique détaillée leur permet d'évaluer la nature de leur domaine océanique avant d'engager les frais d'une prospection toujours très coûteuse. Enfin, les fonds marins sont aussi le siège de nombreux phénomènes naturels dont les conséquences peuvent être dramatiques pour les populations humaines, sous forme de glissements de terrains et séismes sous-marins. Une bonne connaissance de la topographie des fonds est indispensable à toute étude sur les aléas environnementaux en domaine océanique et sur leurs conséquences potentielles à terre.

Références générales

- CAZENAVE A. et FEIGL K., 1994. *Formes et Mouvements de la Terre*, Belin CNRS Éditions.
- CAZENAVE A. et MASSONNET D., 2004. *La Terre vue de l'Espace*, Bibliothèque scientifique, Belin Pour la Science.
- FU L. L. et CAZENAVE A., 2001 *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Academic Press, *International Geophysics Series*, vol. 69.
- WATTS A. B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, Cambridge University Press.

Publications spécialisées

- BAUDRY N. et CALMANT S., 1996. Seafloor mapping from high-density satellite altimetry, *Mar. Geophys. J.*, 18, 135-146.
- CALMANT S., 1994. Seamount topography by least-square inversion of altimetric geoid heights and shipborn profiles of bathymetry and/or gravity anomalies, *Geophys. J. Int.*, 119, 428-452.
- CALMANT S., CAZENAVE A. et BERGÉ-NGUYEN M., 2002. Global seafloor topography from a least-squares inversion of altimetry based high-resolution mean sea surface and shipboard soundings, *Geophys. J. Int.*, 151, 795-808.
- MC NUTT M. N., 1996. The 5-billion dollar bumps, *Nature*, 379, 300-301.

- RAMILLIEN G. et CAZENAVE A., 1997. Global bathymetry derived from altimeter data of the ERS-1 geodetic mission, *J. Geodynamics*, 23, 129-149.
- SANDWELL D. T., GILLE S. T., SMITH W. H. F., 2002. *Bathymetry from Space: Oceanography, Geophysics and Climate*, Geosciences Professional service, Bethesda, Maryland.
- SMITH W. H. et SANDWELL D. T., 1994. Global Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse ship-board bathymetry, *J. Geophys. Res.*, 99, 21.803-21.824.
- SMITH W. H. et SANDWELL D. T., 1997. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, 277, 1956-1962.
- WATTS A. B., TEN BRINK U. S., BUHL P. et BROCHER T. M., 1985. A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain, *Nature*, Vol. 315, 105-111.

Contributions

Traitement éditorial : Thomas Mourier, Pierre Peltre

Mise en page : Marie-Odile Schnepf

Illustrations : Jonathan Calmant, Marie-Odile Schnepf

Traitement et réalisation cartographique :

Rainer Zaiss, Michel Danard, Ines Schubert

Maquette et conception de la cartographie interactive :

Catherine Valton

Remerciements

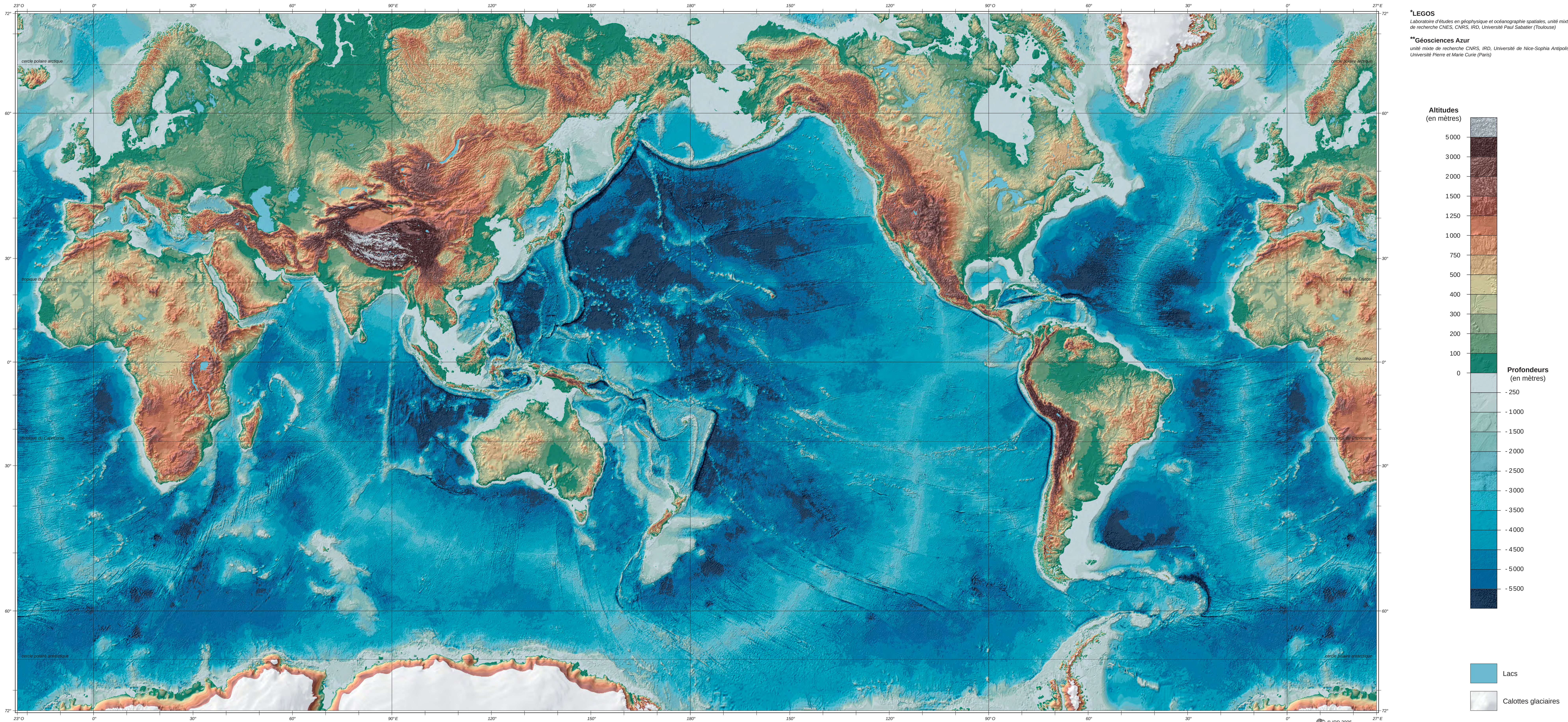
Les auteurs remercient Guillaume Ramillien et Marjolaine Huot pour leur participation à la réalisation de cette carte, ainsi que Dave Sandwell et Walter Smith qui, à l'occasion de fructueux échanges, ont également contribué à son élaboration.

Ce cédérom interactif doit être référencé comme suit :

Calmant S., Cazenave A., Bergé-Nguyen M., *Carte des fonds océaniques par altimétrie spatiale*, cédérom interactif, collection « Cartes et notices cédérom », n° 116, IRD, CNES, 2006

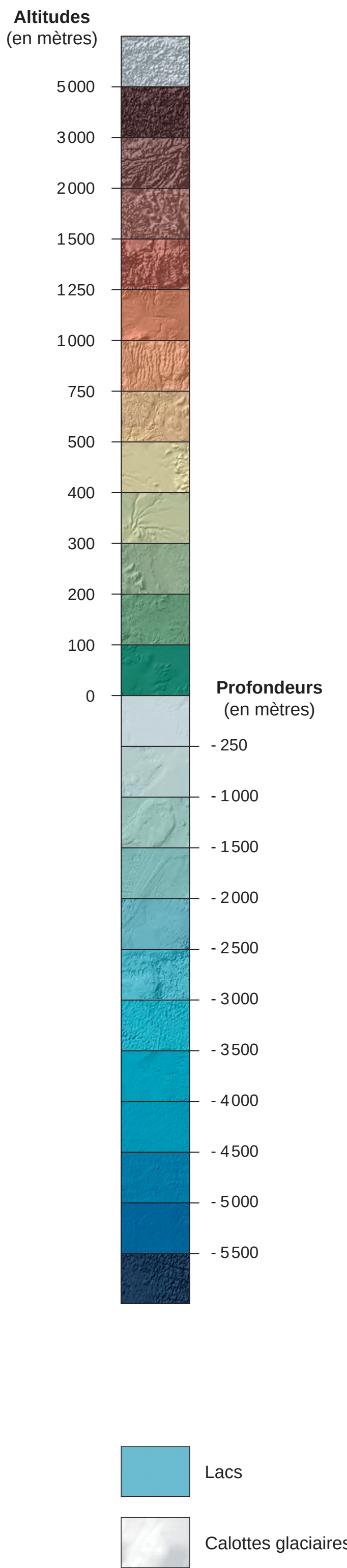
Carte des fonds océaniques par altimétrie spatiale

Stéphane Calmant (IRD)^{*,**}, Anny Cazenave (CNES)^{*}, Muriel Bergé-Nguyen (CNES)^{*}

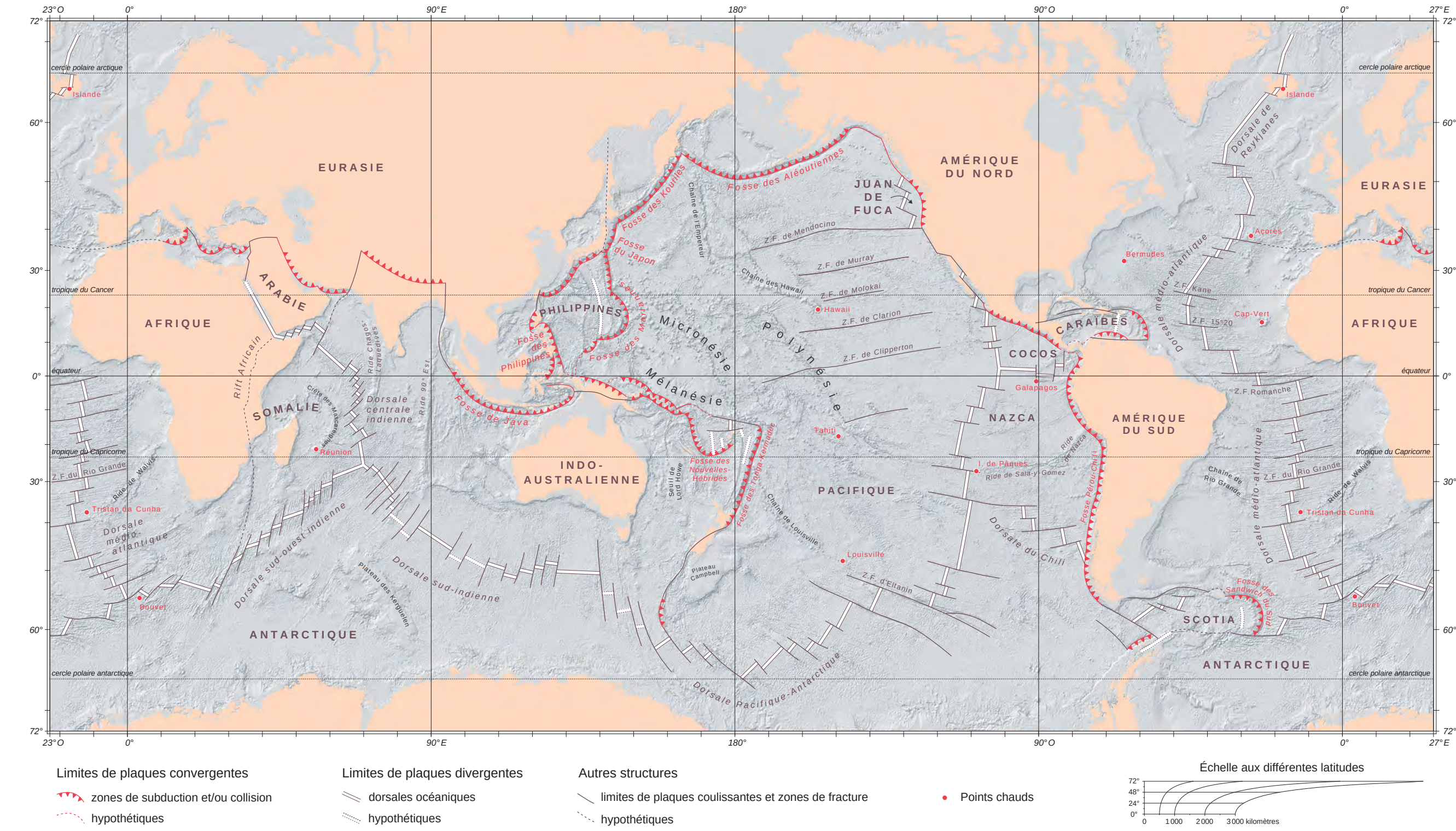


***LEGOS**
Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiales, unité mixte de recherche CNES, CNRS, IRD, Université Paul Sabatier (Toulouse)

****Géosciences Azur**
unité mixte de recherche CNRS, IRD, Université de Nice-Sophia Antipolis, Université Pierre et Marie Curie (Paris)



Grands traits structuraux des fonds océaniques



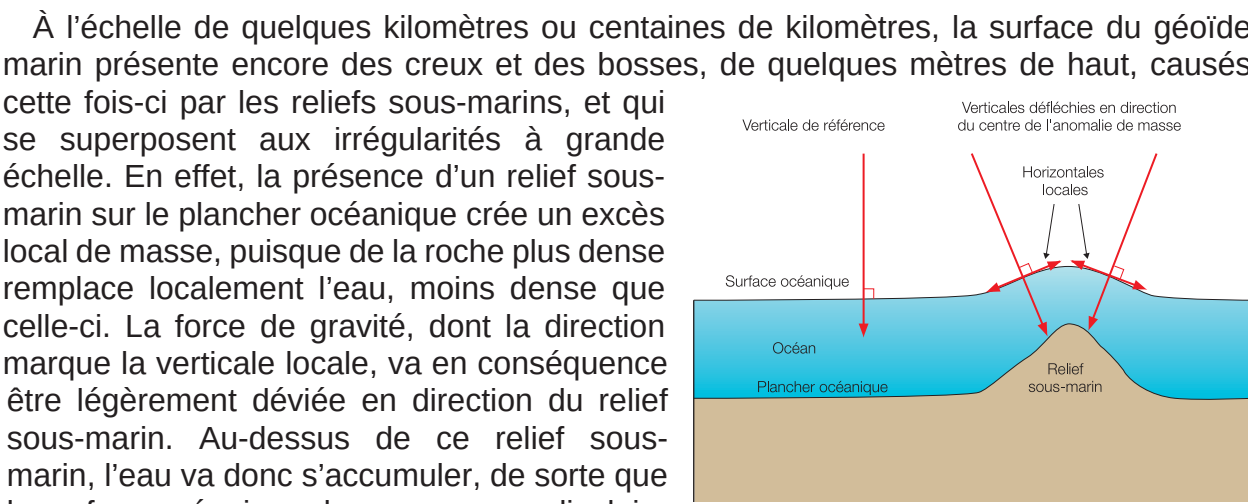
L'altimétrie des océans par satellite

La géométrie de la surface océanique au repos – hors phénomènes météorologiques, océanographiques et marées – reflète en partie la topographie sous-marine du fait de variations infimes de la force de gravité à la surface du globe. À partir de la mesure depuis l'espace des ondulations de la surface océanique, les géophysiciens sont en mesure de réaliser une cartographie des reliefs sous-marins par inversion des équations reliant la masse des reliefs sous-marins à leur signature gravitationnelle.

Topographie de la surface océanique et géoïde

À l'échelle de la Terre, la surface théorique de l'océan au repos est en tout point perpendiculaire à la direction de la force locale de pesanteur, elle-même résultante de la force de gravité produite par l'attraction liée à la masse de la Terre et de la force centrifuge liée à sa rotation. La surface des océans au repos est donc une surface équipotentielle du champ de pesantier qui s'appelle le géoïde.

Si la Terre ne tournait pas sur elle-même et si elle avait une composition homogène, le géoïde serait une sphère. Mais la rotation effective de la Terre sur elle-même lui donne la forme d'un ellipsoïde aplati aux pôles (la différence entre le rayon équatorial et le rayon polaire est d'environ 21 km). En raison de la distribution hétérogène de la matière à l'intérieur du globe, la surface du géoïde présente à l'échelle du millier de kilomètres des creux et des bosses qui atteignent jusqu'à 100m d'amplitude (figure 1).



*The University of Texas at Austin (2003). GRACE Gravity Model 01 (GGM01). http://www.ces.cornell.edu/geogebra/geogebra/gravity/ggm01_euro.html

Par exemple, un complexe volcanique gigantesque comme celui de Hawaii, dans le Pacifique central, crée autour de lui, du fait de sa masse énorme, une accumulation d'eau d'une quinzaine de mètres sur une surface de plusieurs milliers de kilomètres carrés, soit une pente de quelques centimètres par kilomètre. Le fond des océans est parsemé de volcans de toutes tailles, inconnus pour la plupart et pour les plus petits d'entre eux mais qui peuvent être détectés grâce à l'anomalie qu'ils créent localement sur la surface du géoïde.

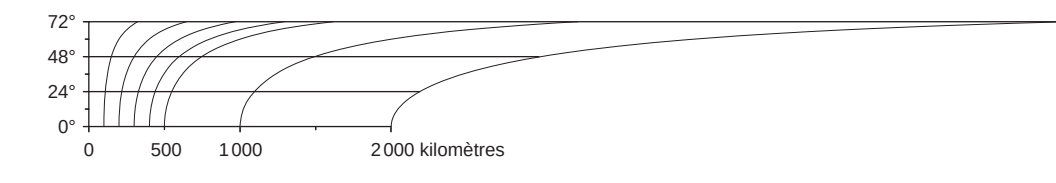
La mesure altimétrique

Les altimètres embarqués à bord de satellites envoient à intervalles réguliers (un millièmètre de seconde) un signal radar, lequel est réfléchi par la surface de la mer vers le satellite. De la mesure du trajet aller-retour de l'onde radar (de l'ordre de 5 millièmes de seconde), on déduit en tout instant la hauteur du satellite au-dessus de la surface marine, après correction de diverses perturbations.

La connaissance très précise des paramètres de l'orbite permet de calculer l'altitude du satellite par rapport à une surface de référence dont les caractéristiques sont celles d'une « Terre moyenne » ellipsoïdale. Par rapport à cet ellipsoïde, la hauteur de la mer est obtenue par la différence entre d'une part, l'altitude du satellite et d'autre part, la mesure radar de la distance satellite - surface de l'eau. Ces hauteurs instantanées de la mer sont ensuite corrigées des effets de marée (terrestre et océanique), des effets météoro-océanographiques (courants, vagues...), et moyennées sur des périodes de quelques années pour déterminer une surface moyenne et permanente de la mer, le géoïde.

La conversion du géoïde marin en terme de relief sous-marin

Simple dans son principe, la relation entre la topographie de surface de l'océan mondial et la topographie du plancher sous-marin est en réalité relativement complexe. La lithosphère océanique (l'enveloppe solide superficielle de la Terre, d'une centaine de kilomètres d'épaisseur) n'est pas absolument rigide à l'échelle des temps géologiques (plusieurs millions d'années), et se creuse sous le poids d'un mont sous-marin (figure 3). On peut calculer théoriquement cette déformation de la lithosphère à partir de la théorie de l'élasticité, si l'on connaît les dimensions, la densité, et l'âge du volcan sous-marin.



Grâce à des études menées depuis une vingtaine d'années, on a pu établir un modèle de comportement élastique de la lithosphère océanique pour les volcans sous-marins déjà bien cartographiés et datés. La déformation produit un défaut de masse, dont l'effet sur le géoïde est opposé à celui du volcan, mais sa distance à la surface étant plus grande, cet effet est atténué. La signature gravitationnelle de l'ensemble dessine toujours une bosse sur le géoïde, malgré l'influence opposée, et moindre, de la déflexion géométrique de la lithosphère. Cette loi de comportement, établie sur une centaine de volcans répartis sur l'ensemble des océans, peut être généralisée pour modéliser la déformation de la lithosphère sous le poids de n'importe quel volcan sous-marin pourvu que l'on ait une idée de l'âge qu'avait la lithosphère au moment de la formation de l'édifice volcanique.

La cartographie des monts sous-marins par altimétrie satellitaire va donc consister à calculer non pas directement le relief de la structure dont la signature gravitationnelle serait celle donnée par la cartographie de la surface de la mer mais le relief de la structure dont la signature gravitationnelle aura été amoindrie par la déflexion de la lithosphère.

Pratiquement, on extrait une grille de la hauteur de la mer sur la zone à cartographier. La grille utilisée pour notre carte a un pas d'1/16° de degré, soit environ 7 kilomètres à l'équateur. Le problème consiste à calculer la hauteur du relief sur chaque cellule de la grille de bathymétrie, sachant que chaque élément de relief contribue *pro parte* à l'anomalie de hauteur de géoïde en chaque point de la grille de hauteur de la mer, la contribution étant donnée par la relation gravitationnelle modifiée explicitée précédemment.

Un tel problème, dit non-linéaire, est résolu de façon itérative : on calcule d'abord une bathymétrie préliminaire en chaque point de grille, en particulier en contraignant cette bathymétrie par les mesures *in situ* quand elles existent. Puis on évalue la signature gravitationnelle de l'ensemble sur tous les points de grille de géoïde. La différence entre cette grille d'effet gravitationnel calculée et la grille initiale de hauteur observée de la mer est alors utilisée pour corriger conjointement la bathymétrie et la déflexion correspondante. Le processus est repris jusqu'à ce qu'un ajustement satisfaisant soit obtenu entre la signature observée sur la surface de la mer et la signature gravitationnelle produite à la fois par la structure bathymétrique et les interfaces de densité internes de la lithosphère ainsi défléchée.

La méthode ainsi utilisée présente l'avantage de permettre un calcul conjoint d'incertitude. La précision sur le résultat varie de quelques dizaines de mètres à proximité des points de grille où il y avait une mesure *in situ*, à quelques centaines de mètres dans les très grands fonds. En effet, la relation entre anomalie de masse – le volcan sous-marin – et anomalie de potentiel – la hauteur du géoïde matérialisée par la carte de surface de la mer – est inversement proportionnelle à la distance entre les deux : un volcan créera une anomalie de géoïde plus grande s'il est posé sur un fond peu profond que s'il est situé à grande profondeur. Et cette anomalie de géoïde ressortira donc bien mieux du bruit sur les mesures de géoïde dans le premier cas que dans le second. De ce fait, pour une incertitude donnée sur les mesures de hauteur du géoïde (évaluée à 5 cm pour la grille de géoïde), l'incertitude sur la masse de l'édifice volcanique à l'origine de cette anomalie de géoïde peut atteindre plusieurs centaines de mètres quand la profondeur dépasse plusieurs milliers de mètres.

Certaines missions sont mieux adaptées que d'autres à la cartographie fine du domaine océanique. Ce sont principalement les données des satellites ERS-1 de l'Agence spatiale européenne (mission géodésique de 1995) et Geosat, lancé en 1995 pour le compte de la marine américaine, qui ont été utilisées. Grâce au décalage existant entre les traces des orbites de ERS-1 et celles de Geosat, le quadrillage des océans par ces deux missions atteint une résolution exceptionnelle, meilleure que 5 kilomètres sur l'ensemble de la couverture. Pour plus de détails concernant les techniques altimétriques et les méthodes de calcul de la topographie sous-marine, on renverra le lecteur au livret de la version interactive sur cédrom de la présente carte.

Traitement et réalisation cartographique : Rainer Zaiss, Michel Danard, Ines Schubert
Illustrations : Marie-Odile Schnepf
Laboratoire de cartographie appliquée
Délégation à l'information et à la communication, IRD
sous la direction de Pierre Peltre
Traitement éditorial : Thomas Mourier, Pierre Peltre